

**Nanofósiles calcáreos de la Formación Los Molles al sur de la  
Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina:**  
bioestratigrafía y reconstrucciones paleobiogeográficas para el  
Jurásico Temprano-Medio (Pliensbachiano-Aaleniano)

---

*Calcareous nannofossils from Los Molles Formation, south of  
Huincul High, Neuquén Basin, Argentina:*  
*biostratigraphy and paleobiogeographic reconstructions for the  
Early to Middle Jurassic (Pliensbachian-Aalenian)*

**Tesis doctoral | *Thèse de doctorat***

Lic. Micaela CHAUMEIL RODRÍGUEZ



UNIVERSIDAD  
NACIONAL  
DE LA PLATA



Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP | Université Claude Bernard Lyon 1, UCBL

**Directores | *Directeurs***

Dr. Juan Pablo PÉREZ PANERA

Prof. Emanuela MATTIOLI

**Año | *Année***

2023

**Jurado | *Jury***

Jurado 1

Jurado 4

Jurado 2

Jurado 5

Jurado 3

Jurado 6

*“... cum rerum natura nusquam magis quam in minimis tota sit”*

Plinio El Viejo, *Naturalis Historiae*

*“L'esprit ne peut, sans un certain vertige, affronter les deux notions, celle d'infinie petitesse et celle d'incommensurable grandeur, qui sont associées dans tous ces rochers construits par des légions de protistes”*

Georges V. DEFLANDRE



Detalle de una roca de “El Matuasto”, rebosante de coccolitos. Microfotografía MEB, 3000x.

*Détail d'une de roche provenant de la coupe El Matuasto, pleine de coccolithes.*

*Micrographie SEM, 3000x.*

## Agradecimientos | *Avant-propos*

He dejado para el final la tarea de pensar en lo que indudablemente tiene que aparecer primero en este trabajo. Parece muy lejano ese día en que me senté al microscopio por primera vez, con un libro abierto al lado lleno de fotos de nanofósiles que –se suponía– debía identificar en mis muestras. La sensación apremiante de nerviosismo la recuerdo sin mucho esfuerzo. Aprendí mucho desde entonces, y no solo de lo que va esta tesis. El camino, que a veces parecía bastante largo, se hizo emocionante, interesante, desafiante, un poco vertiginoso hacia el final, pero gratificante. A quienes me acompañaron en el recorrido, a los que menciono y a los que olvido –pero están–, a todos les dedico este humilde logro.

A Ema y Juan por su amistad, apoyo, confianza y calidad humana. Por enseñarme a hacer ciencia. Por su paciencia y aliento cada vez que arremetían tiempos complicados. Por celebrar cada logro y ayudarme a barajar de nuevo cuando algo no resultaba como estaba planeado. A Gladys, por haber confiado en mí para continuar su incursión pionera con los nanos jurásicos de nuestro país.

A mamá, papá y Flori, nada es igual sin ustedes brindando su cariño y apoyo incondicional. Por escuchar pacientemente y tratar de comprender esas nano-cosas de mi trabajo que me dan alegría y dolores de cabeza. A Mate, por el amor de cada día que no reconoce distancias, por los mates y las birras, y la fuente inagotable de anécdotas que es viajar con vos a cualquier lado. A los Chaumeil, los Rodríguez y los Gutiérrez, por ser la hinchada de cada pequeño paso que he dado.

*Alla famiglia Mattioli, per il loro amore, cordialità e qualità umana. Per avermi aperto le porte della loro casa e condividere tutto, risate, filosofia, passeggiate e pasta. Chi avrebbe mai pensato che un pezzetto del mio cuore fosse vicina alla cascata delle Marmore, un Caravaggio e un chinotto? Forza Inter!*

A mis amigos, por ser parte del apoyo emocional insoslayable de esta vida. Por estar a una dorsal oceánica de distancia y un poco más cerca también. Por las juntadas con amargo, las video-llamadas pandémicas y las letanías que han escuchado sobre los largos días de trabajo y escritura de esta tesis. Nada que un mensaje cariñoso y un meme no reconforten.



A mis amigos y colegas de la División Científica de Geología y el Laboratorio de Bioestratigrafía. Está infravalorado tener buena compañía y reírse en el trabajo.

*À mes amis et collègues de l'Université de Lyon, pour m'avoir toujours fait me sentir chez moi. Pour partager leur temps, pour m'avoir appris leurs coutumes, pour élargir mon panorama. Pour m'avoir aidé à construire une nouvelle maison et à en faire partie.*

A la Secretaría de Posgrado (FCNyM), al *Pôle Doctorat & HDR* (UCBL1) y al equipo de Relaciones Internacionales (UNLP), por su esfuerzo y tenacidad para concretar la realización de este proyecto en cotutela.

*À Laurence, Vincent, Guillaume et Jérémy pour leurs recommandations et le suivi attentif de mes activités de thèse.*

A los miembros del jurado, por su compromiso en la lectura crítica de la tesis y las correcciones sugeridas, las cuales mejoraron la calidad de esta contribución.

A quienes, desde la geoquímica, aportaron el conocimiento y la experiencia técnica imprescindibles para completar esta tesis: Alejandro, Guillaume, Raúl, Gastón, Griselda y Jorge. A Alfredo, Jorge y Alberto por sus indispensables contribuciones para la interpretación sísmica del subsuelo, el análisis estadístico y el marco geológico.

Al apoyo de YPF S.A., y especialmente a Laura por el acceso al material e información de los pozos.

*À Lily, pour m'avoir appris les merveilles d'une langue complexe mais belle pour penser et transmettre des connaissances.*

El financiamiento de este proyecto ha sido posible, principalmente, gracias a la Beca de Posgrado cofinanciada con empresa otorgada por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas e YPF Tecnología S.A., así como al Proyecto I+D+i 631 de Y-TEC S.A., la beca *Katharina Von Salis* otorgada por la International Nannoplankton Association Foundation, la beca *Eiffel Excellence* concedida por el *Ministère de l'Europe et des Affaires étrangères* de Francia, y al Programa de Cooperación Científica ECOS Sud financiado por el MINCYT y el CONICET del lado argentino, y por el *MEAE* y el *MESRI* del lado francés.

# ÍNDICE | *TABLE DES MATIÈRES*

Resumen .....	1
Abstract.....	5
Sommaire et Plan de l'ouvrage .....	9
<b>Capítulo 1   INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>15</b>
Objetivos.....	16
Alcances.....	17
<b>Capítulo 2   NANOFÓSILES CALCÁREOS .....</b>	<b>18</b>
Clasificación morfológica.....	19
Heterocolitos y Holocolitos.....	20
Nanolitos .....	21
Actores y testigos paleoambientales .....	22
Los nanofósiles calcáreos de Argentina .....	25
Esquemas bioestratigráficos .....	29
<b>Capítulo 3   GEOLOGÍA .....</b>	<b>31</b>
La Cuenca Neuquina.....	32
La Dorsal de Huincul.....	33
El Grupo Cuyo .....	36
Formación Sierra Chacabuco.....	37
Formación Los Molles .....	38
<b>Capítulo 4   MATERIALES Y MÉTODOS .....</b>	<b>41</b>
Preparación y estudio de nanofósiles.....	43
Análisis geoquímicos .....	46
Análisis estadístico .....	47
<b>Capítulo 5   RESULTADOS .....</b>	<b>48</b>
Nanofósiles calcáreos .....	49

El Matuasto I.....	49
El Matuasto II .....	51
El Matuasto III.....	51
Puesto Touquet x-2 .....	52
Barda Colorada Este x-1 .....	54
Isótopos estables .....	55
Materia orgánica .....	56
Elementos mayoritarios y elementos traza .....	58
Análisis de similitud .....	60
Amonites y otros fósiles .....	61
<b>Capítulo 6   SISTEMÁTICA PALEONTOLÓGICA.....</b>	<b>63</b>
<b>Capítulo 7   DISCUSIÓN .....</b>	<b>163</b>
Bioestratigrafía .....	163
Afloramiento – Perfiles El Matuasto .....	163
Inferencias estratigráficas .....	172
Subsuelo – Pozos Barda Colorada Este x-1 y Puesto Touquet x-2 .....	173
Puesto Touquet (YPF.Nq.PTu.x-2) .....	173
Barda Colorada Este (YPF.Nq.BCE.x-1) .....	178
Correlación estratigráfica .....	181
Paleoambiente .....	185
Eventos de Anoxia Oceánica .....	185
El Evento de Anoxia Oceánica del Toarciano .....	185
Cambios a largo plazo en la Cuenca Neuquina .....	187
Paleobiogeografía .....	192
Características del Reino Pacífico Austral .....	192
Modelos de dispersión .....	194
El Corredor Hispánico .....	195

Grado de similitud entre los reinos Pacífico Austral y del Tethys .....	200
Explicación parsimoniosa .....	202
<b>Capítulo 8   CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS .....</b>	<b>204</b>
Sistemática Paleontológica .....	204
Bioestratigrafía local.....	204
Evolución paleoambiental .....	205
Repensando el mapa desde el sur .....	206
Perspectivas .....	206
<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>208</b>
<b>APÉNDICE   <i>MATÉRIEL SUPPLÉMENTAIRE</i>.....</b>	<b>300</b>

## Resumen

Los nanofósiles calcáreos representan un grupo diverso de fósiles, cuyo origen se remonta al Triásico Tardío y extienden su registro hasta la actualidad, caracterizados por su composición calcárea y un tamaño menor a los 30 micrones. Entre ellos se destacan los cocolitofóridos, que constituyen la fracción más importante del nanoplancton calcáreo, es decir, algas unicelulares flageladas pertenecientes a la División Haptophyta, Clase Prymnesiophyceae, Subclase Calcihaptophycidae, recubiertas por placas de carbonato de calcio (cocolitos). La representación de los cocolitofóridos en el registro fósil corresponde a sus remanentes exoesqueléticos, comúnmente preservados de manera desagregada, como cocolitos individuales, o completos, formando una cocósfera. Estos organismos típicamente marinos habitan en la zona fótica con salinidad normal, y las aguas oligotróficas de los giros oceánicos. Su distribución geográfica está determinada eminentemente por la temperatura de las aguas superficiales y la disponibilidad de nutrientes, así como por las corrientes oceánicas y las variaciones estacionales, siendo más abundantes en los trópicos y disminuyendo hacia los polos.

Su presencia en los océanos es clave, ya que son uno de los principales grupos de productores primarios marinos, proveen el 50 % del oxígeno global, constituyen hasta el 90 % de los sedimentos marinos, influyen en la alcalinidad del agua de mar, remueven el CO<sub>2</sub> de la atmósfera y producen compuestos que tienen un impacto directo en el clima. La evidencia del registro geológico sugiere que los cocolitofóridos han mantenido sus requerimientos ecológicos casi invariables a lo largo del tiempo, convirtiéndolos en importantes indicadores de cambios físicos y químicos en los océanos del pasado, permitiendo así reconstruir de manera confiable las condiciones paleoambientales, paleobiogeográficas y paleoclimáticas.

El objetivo general de esta tesis es el estudio de las asociaciones de nanofósiles calcáreos de sedimentitas marinas del Jurásico Temprano-Medio, al sur de la Dorsal de Huincul, de la Cuenca Neuquina. Al combinar esta información con la ya disponible se busca ampliar y mejorar los recursos bioestratigráficos de la cuenca, determinar similitudes con ensambles de otras regiones del mundo y evaluar la repuesta de estos organismos a importantes eventos paleoambientales.

La Cuenca Neuquina se sitúa en la región centro-occidental de la Argentina, entre los 31°- 40° S y los 67°- 70° O, abarcando las provincias de Mendoza, Neuquén, La Pampa y Río Negro. Se trata de una cuenca de retroarco cuyo origen y evolución están ligados al desmembramiento de Gondwana, y que desde el Triásico al Paleoceno ha acumulado sedimentos tanto marinos como continentales.

El estudio se enfoca en las muestras de tres perfiles de afloramiento, denominados El Matuasto I, II y III, y dos sondeos exploratorios cedidos por la empresa YPF S.A., YPF.Nq.BCE.x-1 (BCE x-1) y YPF.Nq.PTU.x-2 (PTu x-2). Se estudiaron 102 muestras de superficie, 20 muestras de corona y 91 muestras provenientes de recortes de perforación. Adicionalmente, se realizaron análisis geoquímicos (*i.e.*, isótopos estables de carbono, materia orgánica total y composición elemental) en 384 muestras de afloramiento.

En el procesamiento de las muestras para nanofósiles se utilizaron las técnicas de decantación al azar (*random settling*) y por gravedad (*gravity settling*). La primera fue aplicada en los perfiles, y permite el cálculo de abundancias absolutas (nanofósiles por gramo de sedimento); la segunda es más expeditiva y se aplicó al material de los pozos. En el caso de las muestras que fueron preparadas para el microscopio electrónico de barrido, se seleccionaron pequeños trozos de roca y se montaron en tacos, para luego realizarles un baño de oro-paladio, quedando así listas para su estudio. Los preparados para microscopio óptico se analizaron con un microscopio petrográfico Leica DMP750 con luz polarizada y un aumento de 1000x. Las fotografías se tomaron con una cámara Leica MC170 HD. Para los preparados estudiados y fotografiados en el microscopio electrónico de barrido se utilizó un equipo Phenom G2 pro. El análisis cuantitativo de nanofósiles requirió el conteo de al menos 300 individuos, reduciendo a menos de 5 % la probabilidad de no recuperar una especie rara. En caso de una muestra con baja abundancia, el recuento se detuvo a los 450 campos de observación. Los datos se volcaron en un gráfico de distribución muestra/especie para cada perfil y pozo, junto con la riqueza específica y el estado de preservación de la muestra. El grado de similitud entre asociaciones de nanofósiles se evaluó generando una matriz de presencia/ausencia de especies y ejecutando un análisis multivariado de escalado multidimensional no métrico (NMDS) y de agrupamiento jerárquico (*cluster analysis*) ejecutando el algoritmo *Paired group* (UPGMA), utilizando para ambos el índice de similitud *Dice*.

En el procesamiento de muestras para los análisis de materia orgánica total e isótopos estables se utilizaron las técnicas de pirólisis (equipo RockEval 6 Turbo) y espectrometría de masas de relación isotópica (anализador elemental Carlo Erba 1108 EA conectado a un espectrómetro de masas Thermo Fisher Scientific Delta V IRMS), respectivamente. En ambos casos, se seleccionó un fragmento fresco de roca y se lo redujo a polvo en un mortero. Se tamizó el sedimento con mallas de 425  $\mu\text{m}$  y 250  $\mu\text{m}$ , y se procedió a separar 60 mg de la fracción retenida en la malla de 250  $\mu\text{m}$  para la técnica de pirólisis, y 0,5 mg de la fracción residual del tamizado para el análisis isotópico. Para el análisis elemental se utilizó la técnica de difracción de rayos x con un equipo XRF Thermo Scientific Niton XL3t GOLDD+, seleccionando un trozo de roca sin superficies irregulares que pudiesen afectar a la lectura. En todos los casos, se evitó escoger muestras que contuvieran restos de valvas y/o evidencias de meteorización.

Se describen 49 especies, de las cuales cinco son reconocidas por primera vez para la cuenca y el Pacífico suroriental, y la mayoría de ellas son ilustradas. Están presentes las familias Chiastozygaceae (8 especies), Axopodorhabdaceae (4 especies), Biscutaceae (12 especies), Calyculaceae (2 especies), Cretarhabdaceae (1 especie), Mazaganellaceae (1 especie), Parhabdolothaceae (6 especies) Watznaueriaceae (13 especies), Schizospharellaceae (1 especie) y una especie *insertae sedis*.

Se reconocen en superficie seis biozonas y numerosas sub-biozonas que se correlacionan con esquemas bioestratigráficos de la región del Tethys. Las mismas corresponden al Pliensbachiano (Biozona NJT4), Pliensbachiano tardío – Toarciano temprano (Biozona NJT5), Toarciano temprano – medio (biozonas NJT6 a 7), Toarciano tardío – Aaleniano temprano (Biozona NJT8) y Aaleniano medio – Bajociano temprano (NJT9). En el caso del subsuelo, se reconocen en Puesto Touquet x-2 ensambles para el Pliensbachiano temprano, Pliensbachiano temprano-tardío, Pliensbachiano tardío, Toarciano medio, Toarciano medio-tardío, Aaleniano temprano-medio y Aaleniano tardío; y para Barda Colorada Este x-1 los ensambles corresponden al Pliensbachiano temprano, Pliensbachiano tardío – ?Toarciano temprano, Toarciano medio, Toarciano medio-tardío, Aaleniano temprano-medio y ?Aaleniano tardío.

Se identifican tres intervalos de excursiones isotópicas negativas acompañadas de incrementos en el contenido de materia orgánica. Al aplicarse el marco bioestratigráfico, se considera al primero de ellos como el equivalente temporal del Evento de Anoxia Oceánica del Toarciano (T-OAE). Las otras excursiones de gran amplitud registradas en

el Toarciano medio y en el intervalo Toarciano – Aaleniano coinciden con una proporción elevada de nanofósiles calcáreos de la familia Biscutaceae, especies sensibles al contenido de nutrientes en las aguas superficiales, por lo que su registro correspondería a períodos de mayor productividad primaria marina; asimismo, ambas excursiones constituyen el primer registro en la Cuenca Neuquina y el segundo registro en el hemisferio sur para el intervalo Toarciano-Aaleniano.

Las asociaciones del Pliensbachiano reconocidas en uno de los perfiles se relacionan biogeográficamente con aquellas de la región del Tethys. Se identifica al Corredor Hispánico como la vía de dispersión de los nanofósiles calcáreos entre los océanos Pacífico y Tethys durante el Jurásico Temprano, indicando su momento de apertura al menos desde el Pliensbachiano temprano.



## Abstract

Calcareous nanofossils represent a diverse group of fossils, dating back to the Late Triassic and extending their record to the present day, characterised by their calcareous composition and a size under 30 microns. Among them stand out the coccolithophorids, which constitute the most important fraction of calcareous nanoplankton, i.e. flagellated unicellular algae belonging to the Division Haptophyta, Class Prymnesiophyceae, Subclass Calcihaptophycidae, covered by calcium carbonate plates (coccoliths). The representation of coccolithophorids in the fossil record corresponds to their exoskeletal remnants, commonly preserved in a disaggregated form, as individual coccoliths, or complete, forming a coccosphere. These typically marine organisms inhabit the photic zone of with normal salinity, and oligotrophic waters of oceanic gyres. Their geographical distribution is eminently determined by surface water temperature and nutrient availability, as well as by ocean currents and seasonal variations, being more abundant in the tropics and decreasing towards the poles.

Their presence in the oceans is key as they are one of the main groups of marine primary producers, providing 50 % of global oxygen, constituting up to 90 % of marine sediments, influencing seawater alkalinity, removing CO<sub>2</sub> from the atmosphere and producing compounds that have a direct impact on climate. Evidence from the geological record suggests that coccolithophorids have maintained their ecological requirements almost invariant over time, making them important indicators of physical and chemical changes in the oceans of the past, thus allowing us to reliably reconstruct palaeoenvironmental, palaeobiogeographical and palaeoclimatic conditions.

The aim of this thesis is to study the calcareous nanofossil associations of Early-Middle Jurassic marine sediments, south of the Huincul High, Neuquén Basin. By combining this information with that already available, we seek to expand and improve the biostratigraphic resources of the basin, determine similarities with assemblages from other regions of the world, and evaluate the response of these organisms to important palaeoenvironmental events.

The Neuquén Basin is located in central-western Argentina, between 31°- 40° S and 67°- 70° W, extending into the provinces of Mendoza, Neuquén, La Pampa and Río Negro. It is a back-arc basin whose origin and evolution are linked to the break-up of Gondwana,

and which has continuously accumulated both marine and continental sediments since the Triassic to the Paleocene.

The study focuses on samples from three outcrop sections —named El Matuasto I, II and III— and two exploratory boreholes —YPF.Nq.BCE.x-1 (BCE x-1) and YPF.Nq.PTU.x-2 (PTu x-2)— provided by YPF S.A., the O&G national company. A total of 102 surface samples, 20 core samples and 91 drill cuttings samples were studied. In addition, geochemical analyses (i.e., stable carbon isotopes, total organic matter and elemental composition) were performed on 384 outcrop samples.

Random settling and gravity settling techniques were used to process the calcareous nannofossil samples. The former was applied to the profiles, and allows the calculation of absolute abundances (nannofossils per gram of sediment); the latter is more expeditious and was applied to the material from the wells. In the case of the samples that were prepared for the scanning electron microscope, small pieces of rock were selected and mounted on blocks, then gold-palladium bathed and ready for study. The optical microscope preparations were analysed with a Leica DMP750 petrographic microscope with polarised light and a magnification of 1000x. Photographs were taken with a Leica MC170 HD camera. For the preparations studied and photographed in the scanning electron microscope, a Phenom G2 pro was used. Quantitative analysis of nannofossils required counting at least 300 individuals, reducing the probability of not recovering a rare species to less than 5 %. In case of a sample with low abundance, counting stopped at 450 fields of view. The data were plotted on a sample/species distribution graph for each section and well, together with the specific richness and preservation status of the sample. The degree of similarity between nannofossil associations was assessed by generating a species presence/absence matrix and running a multivariate non-metric multidimensional scaling (NMDS) and cluster analysis using the Paired group algorithm (UPGMA), both using the Dice similarity index.

Pyrolysis (RockEval 6 Turbo equipment) and isotope ratio mass spectrometry (Carlo Erba 1108 EA elemental analyser connected to a Thermo Fisher Scientific Delta V IRMS mass spectrometer) were used to process samples for total organic matter and stable isotope analysis, respectively. In both cases, a fresh rock fragment was selected and reduced to powder in a mortar. The sediment was sieved with 425  $\mu\text{m}$  and 250  $\mu\text{m}$  meshes, and 60 mg of the fraction retained on the 250  $\mu\text{m}$  mesh was separated for the pyrolysis technique, and 0.5 mg of the residual fraction from the sieving for the isotopic analysis. For the

elemental analysis, the X-ray diffraction technique was executed with a Thermo Scientific Niton XL3t GOLDD+ XRF machine, selecting a piece of rock without irregular surfaces that could affect the reading. In all cases, samples containing shell remains and/or evidence of weathering were avoided.

Forty-nine species are described, of which five are recognised for the first time for the basin and the southeast Pacific area, and most of them are illustrated. The families Chiastozygaceae (8 species), Axopodorhabdaceae (4 species), Biscutaceae (12 species), Calyculaceae (2 species), Cretarhabdaceae (1 species), Mazaganellaceae (1 species), Parhabdolithaceae (6 species) Watznaueriaceae (13 species), Schizospharellaceae (1 species) and one species *insertae sedis* are present.

Six biozones and numerous subzones are recognized on the surface sections and correlate with biostratigraphic schemes of the Tethys region. These correspond to the Pliensbachian (Biozone NJT4), late Pliensbachian - early Toarcian (Biozone NJT5), early - middle Toarcian (Biozones NJT6 to 7), late Toarcian - early Aalenian (Biozone NJT8) and middle Aalenian - early Bajocian (NJT9). In the subsurface, assemblages are recognized at Puesto Touquet x-2 for the Early Pliensbachian, Early - Late Pliensbachian, Late Pliensbachian, Middle Toarcian, Middle - Late Toarcian, Early - Middle Aalenian and Late Aalenian; and for Barda Colorada x-1 Este the assemblages correspond to the Early Pliensbachian, Late Pliensbachian – ? Early Toarcian, Middle Toarcian, Middle - Late Toarcian, Early - Middle Aalenian and Late Aalenian.

Three intervals of negative isotopic excursions accompanied by increases in organic matter content are identified. Applying the biostratigraphic framework, the first of these is considered to be the time-equivalent of the Toarcian Oceanic Anoxic Event (T-OAE). The other high-amplitude isotope excursions recorded in the middle Toarcian and in the Toarcian-Aalenian interval coincide with a high proportion of calcareous nannofossils of the Biscutaceae family, whose species are sensitive to nutrient content of surface waters, so their record would correspond to periods of higher marine primary productivity. Moreover, both excursions represent the first record of their kind for the Toarcian - Aalenian interval in the Neuquén Basin, and the second record for the southern hemisphere.

The Pliensbachian calcareous nannofossil associations recognized in one of the sections are biogeographically related to those of the Tethys region. The Hispanic Corridor is

identified as the pathway of calcareous nannofossil dispersal between the Pacific and Tethys oceans during the Early Jurassic, indicating its time of opening at least from the early Pliensbachian.

## Sommaire et Plan de l'ouvrage

Les nannofossiles calcaires représentent un groupe diversifié de fossiles, remontant au Trias supérieur et s'étendant jusqu'à nos jours, caractérisés par leur composition calcaire et une taille inférieure à 30 microns. Parmi eux, les coccolithophoridés, qui constituent la fraction la plus importante du nanoplancton calcaire, c'est-à-dire des algues unicellulaires flagellées appartenant à la division Haptophyta, classe Prymnesiophyceae, sous-classe Calcihaptophycidae, recouvertes de plaques de carbonate de calcium (coccolithes). Les représentants fossiles des coccolithophoridés correspondent à leurs restes d'exosquelette, généralement conservés sous une forme désagrégée, comme des coccolithes individuels, ou complète, formant une coccosphère. Ces organismes typiquement marins vivent dans la zone photique des mers épicontinentales de salinité normale, ainsi que dans des eaux oligotrophes des gyres océaniques. Leur répartition géographique est éminemment déterminée par la température des eaux de surface et la disponibilité des nutriments, ainsi que par les courants océaniques et les variations saisonnières. Ils sont plus abondants dans les tropiques et diminuent vers les pôles.

Leur présence dans les océans est essentielle, car ils constituent l'un des principaux groupes de producteurs primaires marins, fournissant 50 % de l'oxygène mondial, constituant jusqu'à 90 % des sédiments marins, influençant l'alcalinité de l'eau de mer, consommant le CO<sub>2</sub> de l'atmosphère et produisant des composés qui ont un impact direct sur le climat. Les données géologiques suggèrent que les coccolithophoridés ont maintenu leurs exigences écologiques presque inchangées au fil du temps, ce qui en fait des indicateurs importants des changements physiques et chimiques dans les océans du passé, nous permettant de reconstruire de manière fiable les conditions paléoenvironnementales, paléobiogéographiques et paléoclimatiques.

Le Bassin de Neuquén (*Cuenca Neuquina*) est situé dans le secteur centre-ouest de l'Argentine, formé par une série de bassins marins et continentaux qui se développent derrière la marge Pacifique de la plaque sud-américaine. Elle s'étend sur 120 000 km<sup>2</sup> et, du Trias supérieur au Paléocène, son remplissage sédimentaire a atteint plus de 6 000 m d'épaisseur. Pendant une grande partie du Mésozoïque, la sédimentation dans le bassin était principalement marine, étant connectée jusqu'au Crétacé précoce avec l'océan Pacifique sud-est, mettant en évidence un enregistrement de microfossiles marins unique

au monde. À partir du Crétacé supérieur, qui coïncide avec le soulèvement des Andes et le début de la première transgression atlantique, le bassin de Neuquén se connecte au bassin du Colorado ; par la suite, le remplissage du bassin devient continental.

Les dépôts marins mésozoïques ont développé de nombreux systèmes pétroliers dans le bassin, ce qui en fait l'un des principaux producteurs d'hydrocarbures du pays. Plus précisément, la formation Los Molles représente la première transgression marine du Pacifique dans le bassin et, avec la formation Lajas sus-jacente, contient des niveaux de production en hydrocarbures non conventionnels. En raison de l'homogénéité lithologique de cette formation, l'exploitation efficace des ressources en hydrocarbures nécessite des études biostratigraphiques à haute résolution. Pour l'industrie pétrolière, la biostratigraphie basée sur les microfossiles s'est avérée être un outil fondamental dans l'exploration et le développement et où sa résolution peut encore être augmentée. Par conséquent, le bassin de Neuquén est probablement le bassin le plus étudié sur le plan micropaléontologique en Argentine.

Bien que peu nombreuses, les études publiées sur la Formation de Los Molles montrent que l'enregistrement micropaléontologique permet de différencier des séquences avec une très bonne résolution, que beaucoup des bioévénements reconnus sont diachroniques avec les mêmes bioévénements à l'échelle globale, que la calibration de ces bioévénements nécessite l'étude complémentaire de sections de surface avec des données d'ammonites, et qu'un retard significatif dans le développement de la biostratigraphie est évident par rapport à d'autres séquences du bassin de Neuquén.

Contrairement à d'autres périodes dans ce bassin, ou dans d'autres bassins d'Argentine, il y a un retard important dans l'étude systématique approfondie des nannofossiles calcaires du Jurassique inférieur et moyen du bassin de Neuquén, avec seulement une contribution récente à cet égard. Une étude de ce type est indispensable pour travailler sur les aspects plus interprétatifs et appliqués. Il faut noter que la stratigraphie est très bien développée sur la base des ammonites et autres invertébrés, et une intégration du registre micropaléontologique avec ces données permettrait de très bonnes corrélations et intégration avec le sous-sol.

L'objectif général de cette thèse est d'étudier les associations de nannofossiles calcaires des sédiments marins du Jurassique inférieur-moyen au sud haut structural de Huincul du bassin de Neuquén et de combiner ces informations avec celles déjà

disponibles afin d'élargir et d'améliorer les ressources biostratigraphiques du bassin. En comparant ces enregistrements avec des associations de nannofossiles calcaires provenant d'autres endroits du monde, nous visons à établir des corrélations d'âge globales et à évaluer les relations paléobiogéographiques, afin de générer un modèle biostratigraphique local.

Dans ce but, l'objectif est de réaliser, d'une part, une étude systématique détaillée et quantitative des nannofossiles calcaires afin de déterminer la distribution temporelle des associations et de reconnaître les espèces marqueurs qui permettent d'établir un schéma des nannoevents locaux et, d'autre part, de corréliser les sections étudiées entre elles et avec d'autres localités au niveau mondial.

D'autre part, afin d'identifier les schémas de distribution spatiale des associations, il est proposé de comparer les enregistrements identifiés dans ce travail avec ceux présents dans l'ancienne région de la Téthys occidentale, afin de déterminer statistiquement leur degré de similarité et d'explorer les voies de dispersion possibles.

Comme la distribution du groupe est influencée par des paramètres environnementaux et que l'un des plus importants événements d'anoxie océanique du Mésozoïque (T-OAE) se produit dans l'intervalle étudié, il est également proposé d'étudier la géochimie des sédiments prospectés, d'identifier les changements environnementaux et d'évaluer la réponse des nannofossiles calcaires.

L'étude se concentre sur des échantillons provenant de trois sections d'affleurement - nommées El Matuasto I, II et III - et de deux forages d'exploration - YPF.Nq.BCE.x-1 (Barda Colorada Este) et YPF.Nq.PTU.x-2 (Puesto Touquet) - fournis par YPF S.A., l'entreprise nationale d'O&G. Un total de 102 échantillons de surface, 20 échantillons de carottes et 91 échantillons de *cutting* ont été étudiés. En outre, des analyses géochimiques (c'est-à-dire les isotopes stables du carbone, la matière organique totale et la composition élémentaire) ont été effectuées sur 384 échantillons d'affleurement.

Des techniques de décantation aléatoire (*random settling*) et de décantation par gravité (*gravity settling*) ont été utilisées pour traiter les échantillons de nannofossiles. Dans les deux cas, l'échantillon de roche est brisé mécaniquement dans un mortier jusqu'à l'obtention de particules sédimentaires très fines. Pour la technique de sédimentation aléatoire, une lamelle est pesée avec une balance de haute précision puis placée dans une

boîte de Pétri. Le sédiment est placé dans des flacons avec de l'eau, agité vigoureusement et, après quelques secondes de décantation, la solution est versée dans la capsule jusqu'à recouvrir la lamelle, en prenant soin de ne pas incorporer la partie dense. Après quatre heures de décantation, l'eau est aspirée à l'aide d'une pompe à vide et la lamelle est laissée à sécher complètement. Enfin, la lamelle est repesée et fixée à la lame microscopique à l'aide de résine ou de colle optique. Cette technique permet de calculer l'abondance absolue (nanfossiles par gramme de sédiment). Dans le cas de la technique de décantation par gravité, le sédiment est placé dans un flacon avec de l'eau et, si nécessaire, en ajoutant un agent défloculant argileux et/ou du peroxyde d'hydrogène en cas de forte teneur en matières organiques. Un échantillon de la solution est prélevé avec une micropipette et monté sur une lamelle couvre-objet qui est placée sur une plaque chauffante pour sécher. Ensuite, il est collé à la lame avec de la résine ou de la colle optique. Dans le cas des échantillons qui ont été préparés pour le microscope électronique à balayage, de petits morceaux de roche ont été sélectionnés et montés sur des plots, placés dans un four à basse température pour extraire l'humidité, puis métallisés avec de l'or-palladium, avant d'être étudiés au MEB. Les préparations microscopiques optiques ont été analysées avec un microscope pétrographique Leica DMP750 à lumière polarisée et avec un grossissement de 1000x. Les photographies ont été prises avec une caméra Leica MC170 HD. Pour les préparations étudiées et photographiées au microscope électronique à balayage, un Phenom G2 pro a été utilisé. L'analyse quantitative des nanfossiles nécessitait de compter au moins 300 individus, ce qui réduisait la probabilité de ne pas récupérer une espèce rare à moins de 5 %. Dans le cas d'un échantillon de faible abondance, le comptage s'est arrêté à 450 champs d'observation. Les données ont été reportées sur un graphique de distribution des échantillons/espèces pour chaque profil et puits, ainsi que la richesse spécifique et l'état de conservation de l'échantillon. Le degré de similitude entre les associations de nanfossiles a été évalué en générant une matrice de présence/absence d'espèces et en effectuant une analyse multivariée non métrique à échelle multidimensionnelle (NMDS) et une analyse en grappes utilisant l'algorithme des groupes appariés (UPGMA), en utilisant l'indice de similitude de *Dice* pour les deux.

La pyrolyse (RockEval 6 Turbo) et la spectrométrie de masse du rapport isotopique (analyseur élémentaire Carlo Erba 1108 EA connecté à un spectromètre de masse Thermo Fisher Scientific Delta V IRMS) ont été utilisées pour traiter les



échantillons en vue de l'analyse de la matière organique totale et des isotopes stables, respectivement. Dans les deux cas, un fragment de roche fraîche a été sélectionné et réduit en poudre dans un mortier. Le sédiment a été tamisé avec des mailles de 425 µm et 250 µm, et 60 mg de la fraction retenue sur la maille de 250 µm ont été séparés pour la technique de pyrolyse, et 0,5 mg de la fraction résiduelle du tamisage pour l'analyse isotopique. Pour l'analyse élémentaire, la technique de diffraction des rayons X a été utilisée avec un appareil Thermo Scientific Niton XL3t GOLDD+ XRF, en sélectionnant un morceau de roche sans surfaces irrégulières qui pourraient affecter la lecture. Dans tous les cas, les échantillons contenant des restes de coquilles et/ou des signes d'altération ont été évités.

Quarante-neuf espèces sont ici décrites, dont cinq sont reconnues pour la première fois pour le bassin et le Pacifique sud-est, et la plupart d'entre elles sont illustrées. Les familles Chiasozygaceae (8 espèces), Axopodorhabdaceae (4 espèces), Biscutaceae (12 espèces), Calyculaceae (2 espèces), Cretarhabdaceae (1 espèce), Mazaganellaceae (1 espèce), Parhabdolithaceae (6 espèces) Watznaueriaceae (13 espèces), Schizospharellaceae (1 espèce) et une espèce *insertae sedis* sont présentes.

Une révision taxinomique des assemblages du Pliensbachien a été effectuée grâce aux spécimens retrouvés dans le Bassin de Neuquén. Cette révision a donné lieu à la publication d'un papier dans *Journal of Micropalaeontology* en premier auteur et une participation à un second papier dans la même revue.

Six biozones et de nombreuses sous-zones sont reconnues en surface et sont en corrélation avec les schémas biostratigraphiques de la région de la Téthys. Elles correspondent au Pliensbachien (Biozone NJT4), au Pliensbachien supérieur - Toarcien inférieur (Biozone NJT5), au Toarcien inférieur - moyen (biozones NJT6 à 7), au Toarcien supérieur - Aalénien inférieur (Biozone NJT8) et à l'Aalénien moyen - Bajocien inférieur (NJT9). Dans la subsurface, on reconnaît des associations d'âge du Pliensbachien inférieur, du Pliensbachien inférieur – supérieur, du Pliensbachien supérieur - Toarcien inférieur, du Toarcien moyen, du Toarcien moyen - supérieur, du Aalénien inférieur - moyen et Aalénien supérieur.

Trois intervalles d'excursions isotopiques négatives accompagnées d'augmentations de la teneur en matière organique sont identifiés. En appliquant le cadre biostratigraphique, le premier d'entre eux est considéré comme l'équivalent temporel de

l'Événement d'Anoxie Océanique du Toarcien (T-OAE). Les autres excursions de grande amplitude enregistrées au Toarcien moyen et dans l'intervalle Toarcien-Aalénien coïncident avec une forte proportion de nannofossiles calcaires de la famille des Biscutaceae, dont les espèces sont sensibles à la teneur en nutriments des eaux de surface, et leur enregistrement correspondrait donc à des périodes de productivité primaire marine plus élevée. De plus, ces deux excursions représentent le premier enregistrement de ce type pour l'intervalle Toarcien-Aalénien dans le bassin de Neuquén, et le deuxième enregistrement pour l'hémisphère sud.

Les associations de nannofossiles calcaires du Pliensbachien sont liées à celles de la région de Téthys. Le Corridor hispanique est identifié comme la voie de dispersion des nannofossiles calcaires entre les océans Paléo-Pacifique et Téthys au cours du Jurassique inférieur, ce qui indique que son ouverture remonte au moins au début du Pliensbachien.

En conclusion, les résultats majeurs de ce travail : (1) pour la première fois, un enregistrement étendu et continu de nannofossiles calcaires est documenté dans le bassin de Neuquén, couvrant l'intervalle Pliensbachien-Aalénien. Certaines différences dans les événements ont été constatées par rapport aux schémas de biozonation standard. Cependant, ces différences sont raisonnables si l'on considère la situation paléogéographique et les caractéristiques paléoenvironnementales-écologiques du bassin de Neuquén. Une révision taxinomique des nannofossiles du Pliensbachien a pu être effectuée qui a donné lieu à deux publications scientifiques ; (2) avec ce nouvel enregistrement de nannofossiles calcaires, l'intervalle stratigraphique couvert par la formation Sierra Chacai Co est étendu du Pliensbachien au Pliensbachien inférieur-Aalénien ; (3) en utilisant le cadre biostratigraphique défini dans ce travail, l'excursion isotopique du carbone équivalente dans le temps au T-OAE est reconnue ainsi que deux nouveaux événements significatifs, distribués tout au long du Toarcien-Aalénien ; et (4) la connexion entre les associations de nannofossiles calcaires du Pacifique sud-est et de la Téthys via le « Corridor hispanique » depuis le début du Pliensbachien est établie.

# Capítulo 1 | INTRODUCCIÓN

*“But still more enigmatic than the untracked forests is the sea...”*

Edward G. BOULENGER

La Cuenca Neuquina está ubicada en el sector centro–oeste de la Argentina, conformada por una serie de depósitos marinos y continentales que se desarrollan por detrás del margen pacífico de la Placa Sudamericana (Legarreta y Uliana, 1999). Se extiende por más de 120.000 km<sup>2</sup> y, desde el Triásico Tardío hasta el Paleoceno, su relleno sedimentario ha alcanzado más de 6.000 metros de espesor (Arregui *et al.*, 2011a; Casadío y Montagna, 2015). Durante gran parte del Mesozoico, la sedimentación en la cuenca fue principalmente marina, estando conectada hasta el Cretácico Temprano con el Océano Pacífico Suroriental, evidenciando un registro de microfósiles marinos único en el mundo. A partir del Cretácico Tardío, coincidiendo con el levantamiento de Los Andes y con el inicio de la primera transgresión atlántica, la Cuenca Neuquina se conecta con la Cuenca del Colorado; posteriormente el relleno de la cuenca se torna de carácter continental.

Los depósitos marinos mesozoicos desarrollaron numerosos sistemas petroleros en la cuenca, situándola dentro de las principales productoras de hidrocarburos de Argentina (Vergani *et al.*, 2011). Puntualmente, la Formación Los Molles representa la primera transgresión marina pacífica con amplia extensión en la cuenca y, junto con la suprayacente Formación Lajas, contiene niveles productores de tipo no convencional (Legarreta y Villar, 2012). Debido a la homogeneidad litológica de esta formación, el eficiente aprovechamiento de los recursos hidrocarburíferos requiere de estudios bioestratigráficos de alta resolución. Para la industria del petróleo, la bioestratigrafía basada en microfósiles ha probado ser una herramienta fundamental en la exploración y desarrollo y donde aún puede aumentarse su resolución. Consecuentemente, la Cuenca Neuquina es probablemente la más estudiada desde el punto de vista micropaleontológico en Argentina (Ballent *et al.*, 2011).

Aunque escasos, los estudios publicados sobre la Formación Los Molles (Ballent, 1987; Angelozzi, 1988; Bown, 1992a; Angelozzi *et al.*, 2010a; Ballent *et al.*, 2011;

Angelozzi y Pérez Panera, 2013, 2016; Pérez Panera y Angelozzi, 2015) demuestran que el registro micropaleontológico permite diferenciar secuencias con muy buena resolución, que muchos de los bioeventos reconocidos son diacrónicos con los mismos bioeventos a escala global, que la calibración de estos bioeventos requiere del estudio complementario de secciones de superficie con datos de amonites, y se evidencia un retraso importante en el desarrollo de la bioestratigrafía con respecto a otras sucesiones de la Cuenca Neuquina.

A diferencia de lo que ocurre con otros períodos de esta cuenca o en otras cuencas de Argentina, existe una dilación importante en el estudio sistemático profundo de los nanofósiles calcáreos del Jurásico Temprano y Medio de la Cuenca Neuquina, habiendo solo un aporte reciente en este sentido (Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022). Estos estudios son fundamentales y deben ser previos para luego focalizarse en objetivos aplicados. Debe destacarse que la estratigrafía está muy bien desarrollada sobre la base de los amonites y otros invertebrados (*i.e.*, Riccardi, *et al.*, 1999; Riccardi, 2008; Al-Suwaidi *et al.*, 2010, 2016) y una integración del registro micropaleontológico con estos datos permitiría muy buenas correlaciones e integración con el subsuelo.

## Objetivos

El objetivo general de esta tesis es estudiar los ensambles de nanofósiles calcáreos en sedimentitas marinas del Jurásico Temprano- Jurásico Medio, al sur de la Dorsal de Huincul, en la Cuenca Neuquina, y combinar esta información con la ya disponible para ampliar y mejorar los recursos bioestratigráficos de la cuenca. Comparando estos registros con las asociaciones de nanofósiles calcáreos de otros lugares del mundo, se busca establecer correlaciones de edad a nivel global y evaluar las relaciones paleobiogeográficas, con la finalidad de generar una modelo bioestratigráfico local.

Con este propósito se pretende realizar, por un lado, el estudio sistemático detallado y cuantitativo de los nanofósiles calcáreos en pro de determinar la distribución temporal de los ensambles y reconocer aquellas especies marcadoras que permiten establecer un esquema de nanoeventos local para, a su vez, correlacionar las secciones estudiadas entre sí y con otras localidades a nivel mundial.

Por otro lado, con el objeto de identificar patrones de distribución espacial de los ensambles, se plantea comparar los registros identificados en este trabajo con aquellos presentes en la antigua región del Tethys occidental, determinar estadísticamente su grado de similitud y explorar sus relaciones paleobiogeográficas.

En tanto que la distribución del grupo está influenciada por parámetros ambientales, y que en el intervalo estudiado se da uno de los eventos de anoxia oceánica más importantes del Mesozoico (T-OAE), también se propone evaluar la respuesta de los nanofósiles calcáreos en este lugar del mundo antes, durante, y después de este evento.

## Alcances

La bioestratigrafía de la Cuenca Neuquina está bien desarrollada gracias a la abundante fauna de amonites, pero los estudios de nanofósiles calcáreos se limitan a un número reducido de trabajos aislados e informes inéditos de compañías petroleras. Las Formaciones Sierra Chacai Co y Los Molles albergan uno de los escasos registros de nanofósiles calcáreos del Jurásico Temprano y Medio para el Océano Pacífico Sudoccidental y el hemisferio Sur (*e.g.*, Angelozzi, 1988; Bown, 1992a; Al-Suwaidi *et al.*, 2010; Angelozzi y Pérez Panera, 2016; Fantasia *et al.*, 2018a; Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022). Además, la Formación Los Molles contiene uno de los pocos registros del Evento de Anoxia Oceánica Global del Toarciano temprano (T-OAE) para el hemisferio sur (Al-Suwaidi *et al.*, 2010, 2016, 2022). De estos trabajos, se evidencia que un estudio sistematizado y regional de los nanofósiles calcáreos tendría un gran impacto desde el punto de vista bioestratigráfico, paleobiogeográfico y paleoclimático.

Los nanofósiles del Jurásico Temprano y Medio es un tema poco explorado en Argentina. El desarrollo de este estudio presenta un gran potencial para la ciencia básica y la industria, incrementando el conocimiento y comprensión de la historia geológica de la Cuenca Neuquina, con un impacto directo en la exploración y desarrollo de hidrocarburos. Para este último aspecto, los estudios bioestratigráficos constituyen una herramienta imprescindible que, junto con la interpretación paleoambiental que se desprende del estudio de los microfósiles, permite identificar secuencias, discontinuidades y condiciones de sedimentación en un determinado marco temporal, indispensable para otro tipo de estudios geológicos (estratigrafía secuencial, sismoestratigrafía, sedimentología, geología estructural). En este sentido, los nanofósiles calcáreos son uno de los grupos más importantes para este tipo de estudios en sucesiones marinas del Mesozoico y Cenozoico.

## Capítulo 2 | NANOFÓSILES CALCÁREOS

*“The dust we tread upon was once alive...”*

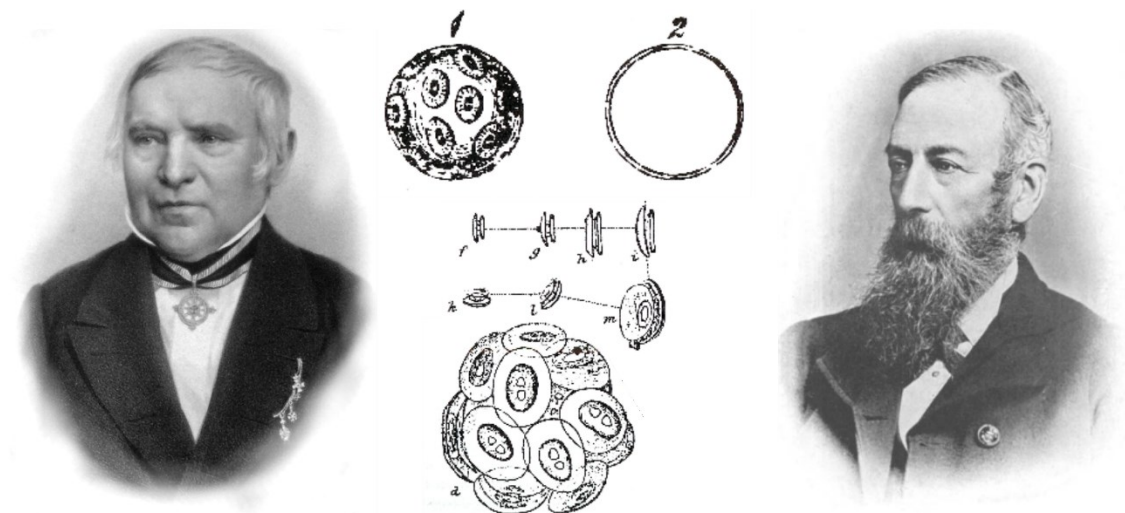
Lord George G. BYRON

Los cocolitofóridos son uno de los principales grupos de productores primarios en ambientes marinos, representado por algas unicelulares, planctónicas, pertenecientes a la Clase Prymnesiophyceae (Hibberd, 1976 emend. Cavalier-Smith en Cavalier-Smith *et al.*, 1996), Subclase Calcihaptophycidae (de Vargas *et al.*, 2007). Su tamaño es menor a los 63  $\mu\text{m}$ , y poseen una envoltura celular de una o varias capas de placas de naturaleza orgánica y/o un exoesqueleto inorgánico (cocósfera) compuesto de placas calcificadas (cocolitos) (Pienaar, 1994). La citología, biología y ecología de estos organismos ha sido documentada extensamente; numerosas de estas contribuciones han sido editadas en los trabajos de Winter y Sisser (1994) y Thierstein y Young (2004).

Los nanofósiles calcáreos incluyen a los representantes fósiles de los cocolitofóridos y otras algas calcáreas de posición incierta y supuestamente relacionadas a los cocolitofóridos. El surgimiento del grupo ocurrió en el Triásico Superior (Carniano, ~225 Ma) y a partir de allí se diversificó ampliamente, llegando su registro hasta la actualidad (Siesser y Winter, 1994; Bown, 1998; Bown *et al.*, 2004; Demangel *et al.*, 2023). Sin embargo, su estudio, clasificación y aplicación es relativamente reciente.

El naturalista alemán Christian G. Ehrenberg fue quien a principios del siglo XVII realizó la primera observación de cocolitos de la que se tenga registro (Ehrenberg, 1836), a los cuales describió como diminutos discos calcáreos de origen inorgánico (Fig. 1). Posteriormente, Huxley (1858) introdujo el término “cocolito” para describir pequeños cuerpos redondos, a los que también atribuía una naturaleza inorgánica. Wallich (1861) describió e ilustró cocolitos formando una esfera diminuta a la que denominó “cocósfera” y adjudicó, por primera vez, un origen biológico para estas estructuras (Fig. 1). Sin embargo, fueron los estudios concluyentes de Sorby (1861) los que confirmaron la biogénesis de los cocolitos –hecho que no fue aceptado por Ehrenberg hasta el día de su muerte–, así como su identificación diferenciada de otros microorganismos (Fig. 1). Reseñas históricas, bioestratigráficas y del estado del arte sobre representantes actuales y

fósiles del grupo pueden consultarse en los trabajos de Wise (1988), Siesser (1994), Bown (1996), Mutterlose *et al.* (2005) y Agnini *et al.* (2017).



**Figura 1.** A la derecha, Christian G. Ehrenberg, la primera persona en observar cocolitos; centro-arriba, primera ilustración de una cocósfera por George C. Wallich (Wallich, 1861); centro-abajo, cocolitos y cocósfera por Thomas H. Huxley (Huxley, 1868); a la izquierda, Henry C. Sorby, quien confirmó el origen biológico de los cocolitos.

A partir de las mencionadas contribuciones pioneras, los nanofósiles calcáreos han demostrado ser una herramienta bioestratigráfica eficaz, así como un elemento clave para reconstrucciones paleoambientales y paleogeográficas, siendo indicadores de productividad primaria, salinidad y temperatura (*e.g.*, Hermoso, 2014; McClelland *et al.*, 2017; Müller *et al.*, 2018).

## Clasificación morfológica

Los cocolitofóridos exhiben típicamente un ciclo de vida con dos fases, caracterizada por dos tipos básicos de cocolitos: la fase diploide, durante la cual producen heterococolitos; y la fase haploide, donde producen holococolitos o cocolitos no calcificados o células desnudas (*e.g.*, Billard, 1994; Green *et al.*, 1996; Cros *et al.*, 2000; Geisen *et al.*, 2002; Young y Henriksen, 2003; Young *et al.*, 2004, 2005; Frada *et al.*, 2009; Cros y Estrada, 2013; Triantaphyllou *et al.*, 2015; Keuter *et al.*, 2021).

La producción de cristales de calcita con diferente orientación de sus ejes cristalográficos resulta en variados arreglos ópticos, que determinan los patrones de

extinción de los cocolitos bajo el microscopio de luz polarizada. Este fenómeno es de gran utilidad para la identificación a nivel específico (Kamptner, 1954).

## Heterococolitos y Holococolitos

Los **heterococolitos** están formados por elementos cristalinos que difieren en forma y tamaño. La calcita que compone los cristales puede cristalizarse de diversas maneras, aunque la preponderante suele ser la forma romboédrica (Black, 1963). La mayoría de los heterococolitos presenta cristales romboédricos, y unos pocos tienen prismas hexagonales. Siesser y Winter (1994) explican claramente los dos arreglos de cristales romboédricos que pueden reconocerse en los heterococolitos. El más simple está representado por un disco único cuya circunferencia es una “pared” de cristales romboédricos, al pie de la cual se disponen otros cristales que crecen hacia el centro del disco. El arreglo más complejo se vislumbra con dos “escudos” circulares o elípticos unidos centralmente por una columna cilíndrica, siendo esta última un pilar sólido o un tubo hueco. Los escudos se denominan proximal –lado interno, cóncavo del cocolito– y distal –lado externo, convexo del cocolito–. Además, en muchos heterococolitos es posible diferenciar un área central de tamaño variable, desde la cual irradian los elementos de los escudos.

El desarrollo de los heterococolitos consta de tres etapas, según el modelo propuesto por Young (1989). El crecimiento se inicia con la formación de una placa basal de naturaleza orgánica, seguido por la disposición uniforme de los cristales nucleados en el borde de dicha placa. En este momento quedan definidos el número, disposición y orientación de los elementos. De este modo, se da la formación de un anillo “proto-cocolito” desde el cual crecen de manera regular los nuevos elementos que finalmente constituirán el cocolito. Mediante difracción de rayos X, Beuvier *et al.* (2019) infirieron que el tamaño de la placa basal orgánica –que aumenta a la par del desarrollo de la célula– tiene un rol decisivo en las dimensiones de los cocolitos y su masa. Asimismo, tal como destacan Suchéras-Marx *et al.* (2022), debe tenerse en cuenta que el tamaño de un único cocolito es influenciado por tres tipos de factores con diferentes escalas temporales: crecimiento celular, de horas a días; interacciones ecológicas, de días a estaciones; factores abióticos, de días a milenios.

El anillo proto-cocolito consiste en dos tipos de cristales de calcita denominados unidades V –pequeños, en forma de clavija– y R –grandes, subcuadrangulares– (Young y Bown, 1991; Young *et al.*, 1992, 1999; Marsh, 1999). Las unidades R crecen hacia

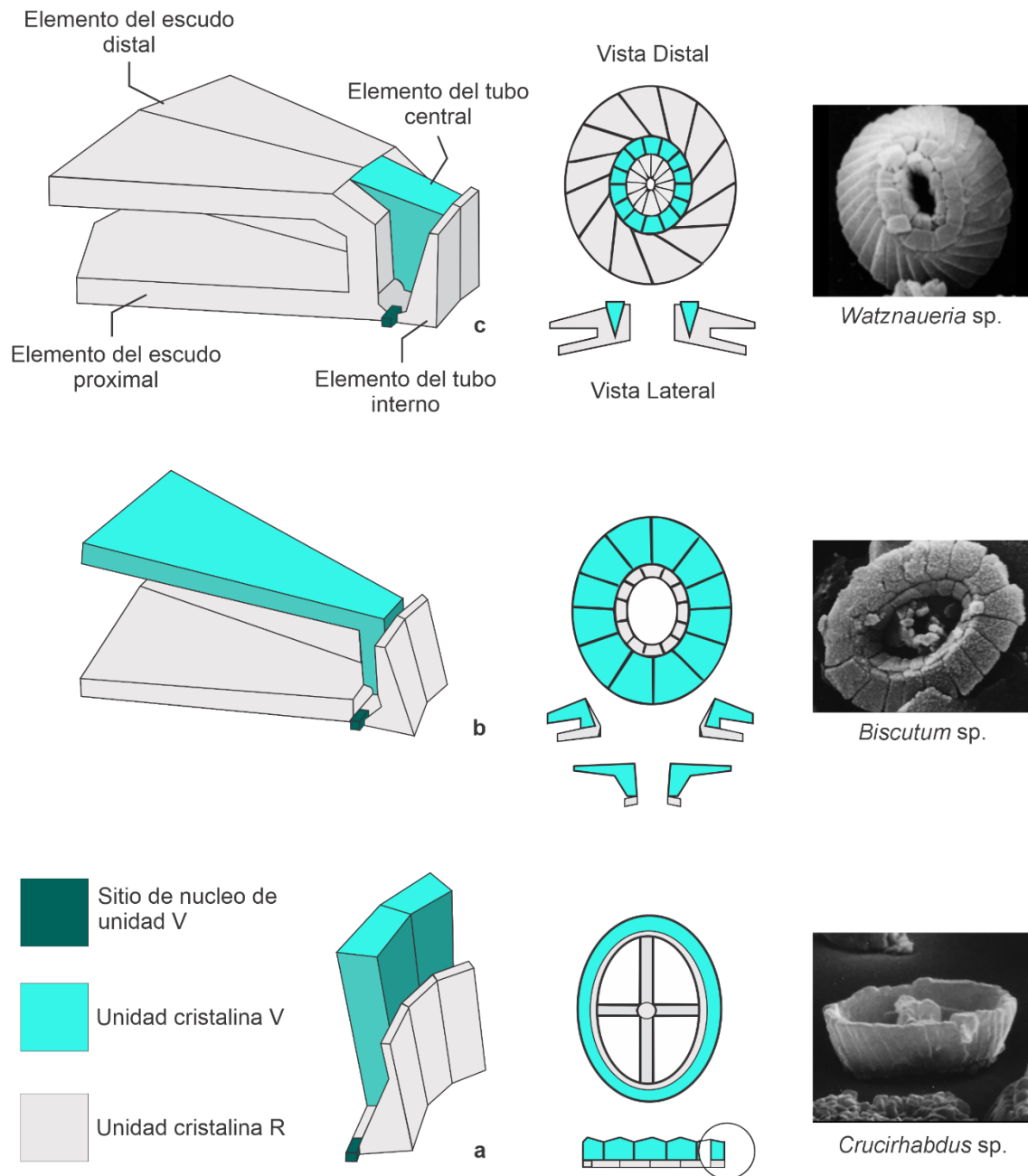


afuera del proto-cocolito conformando los elementos de los escudos distal y proximal, y hacia adentro constituyendo el tubo interno, representando así la mayor parte de la estructura del cocolito. Las unidades V pueden conformar la pared externa del cocolito (Fig. 2a), los elementos del escudo distal (Fig. 2b), o desarrollarse solo hacia arriba asomando en la superficie distal entre el elemento del tubo y el elemento del escudo distal (Fig. 2c) (Young *et al.*, 2003); en cualquier caso, las unidades están ancladas a la superficie proximal formando el núcleo del tubo (Young y Bown, 1991; Young *et al.*, 1999, 2004). El reconocimiento de este patrón ha sido la base para revisar la clasificación y evolución de los cocolitofóridos (*e.g.*, Bown y Young, 1997; Young y Bown, 1997a, b).

Los **holococolitos**, por otro parte, están compuestos por un solo tipo de cristales, numerosos y diminutos, de los cuales una minoría mantiene el contacto con la placa base orgánica. Estos elementos no están interconectados como en los heterococolitos, así como tampoco presentan un arreglo uniforme. Por el contrario, se disponen en grandes zonas con una orientación preferencial formando pseudocristales irregulares. El desarrollo de los holococolitos no puede ser explicado con el modelo de Young (1989), y cierta evidencia sugiere que sus elementos se formarían por calcificación extracelular (Manton y Leedale, 1963; Rowson *et al.* 1986; Young, 1989; Young *et al.*, 2003).

## Nanolitos

Los **nanolitos** son estructuras calcáreas biogénicas que no responden al modelo V-R como los hetero- y holococolitos. Su afinidad es incierta, aunque probablemente estén relacionados con las algas haptophytas (Young *et al.*, 1999). Dos familias con representantes actuales de cocolitofóridos, Ceratolithaceae y Braarudosphaeraceae, se caracterizan por tener estas estructuras (Billard y Inouye, 2004).



**Figura 2.** Posición de las unidades V y R en diferentes tipos de heterococolitos (adaptado de Young *et al.*, 1992 y Bown y Young, 1998). Fotografías tomadas de Bown (1987a) y Bown y Cooper (1989).

## Actores y testigos paleoambientales

Los cocolitofóridos habitan la zona fótica de la columna de agua, son el componente mayoritario de las comunidades fitoplanctónicas en el océano y contribuyen significativamente en la productividad primaria marina (*e.g.*, Okada y Honjo, 1973; Okada y McIntyre, 1979; Poulton *et al.*, 2017). Debido a la calcificación, estos organismos influyen la alcalinidad del agua de mar y actúan como lastre en los pellets

fecales del zooplancton y agregados marinos, mejorando así la exportación de material biogénico a los sedimentos y las profundidades oceánicas (e.g., Milliman, 1993; Poulton *et al.*, 2007; Ziveri *et al.*, 2007; Broecker y Clark, 2009). También producen intracelularmente un compuesto precursor del gas sulfuro de dimetilo (DMS), que puede aumentar el albedo de las nubes, impactando de esta manera en el clima (Charlson *et al.*, 1987; Matrai y Keller, 1993; Malin y Steinke, 2004; Franklin *et al.*, 2010).

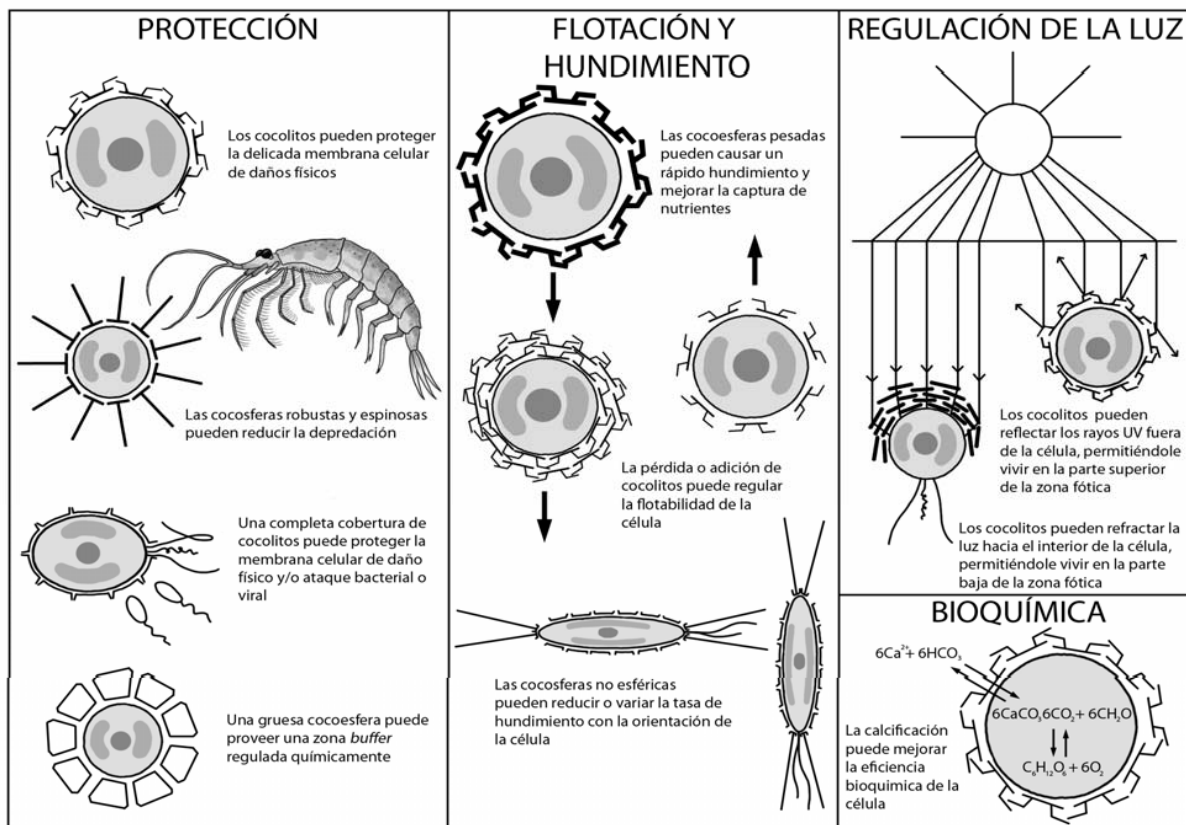
El éxito evolutivo y ecológico de los cocolitofóridos los sitúa en un papel protagónico del ciclo del carbono del planeta (Baumann *et al.*, 2004; de Vargas *et al.*, 2007) al generar un descenso global de la saturación de minerales de carbonato del agua de mar (Ridgwell, 2005), ser los principales impulsores de la bomba de carbono orgánico –removiendo el dióxido de carbono atmosférico– (Buitenhuis *et al.*, 2001; Honjo *et al.*, 2008), e intervenir en el aumento de oxígeno en la atmósfera a largo plazo (Falkowski *et al.*, 2005; Balch, 2018).

El porqué de la calcificación en este grupo es un tópico ampliamente debatido (e.g., Young, 1994; Brownlee y Taylor, 2004; Raven y Crawford, 2012) (Fig. 3). La reseña de Monteiro *et al.* (2016) concluye que, inicialmente, los cocolitofóridos habrían iniciado el proceso de calcificación para reducir la presión de pastoreo ejercida por el zooplancton (Calbet y Landry, 2004; Wirtz, 2012); otros autores también consideran que la biocalcificación es uno de los muchos mecanismos posibles para regular las concentraciones de  $\text{Ca}^{2+}$  intracelular y mantener la homeostasis (Raven y Crawford, 2012; Kazmierczak *et al.*, 2013; Müller *et al.*, 2015). Así mismo, este fenómeno habría traído aparejados una serie de beneficios adicionales como la protección contra la radiación solar (e.g., Paasche, 1968, 2001; Balch *et al.*, 1992; Israel y Gonzalez, 1996; Grima *et al.*, 1996; Nanniga y Tyrrell, 1996; Xu *et al.*, 2011; Xu y Gao, 2012), la promoción de la fotosíntesis (e.g., Lecourt *et al.*, 1996; Tyrrell y Taylor, 1996; Riegman *et al.*, 2000; Quinn *et al.*, 2005, Bach *et al.*, 2013; Bolton y Stoll, 2013; Mizukawa *et al.*, 2015) y la defensa ante un ataque viral/bacteriano (Paasche, 1999, 2001; Mackinder *et al.*, 2009). La experimentación en laboratorio sobre los mecanismos y la funcionalidad de la calcificación es usualmente conducida en *Emiliania huxleyi*, pero se ha demostrado que las manifestaciones en relación a este proceso muestran variaciones a nivel específico (Walker *et al.*, 2018), por lo que una mejor comprensión de estos mecanismos ayudará a entender las diversas respuestas que pueden dar las distintas especies ante cambios ambientales (Müller, 2019, Brownlee *et al.*, 2021). De todas maneras, y de acuerdo a la

literatura, el fenómeno de calcificación está en sintonía con la gran diversidad y ecología de amplio espectro de los coccolitofóridos.

Típicamente, la producción de heterococolitos se asocia con aguas turbulentas, ricas en nutrientes, mientras que los holococolitos se relacionan con ambientes oligotróficos estables (Crudeli *et al.*, 2006; Cros y Estrada, 2013; de Vries *et al.*, 2021), aunque hay excepciones a este patrón en el ciclo vital (Keuter *et al.*, 2021).

En consonancia con los aspectos previamente comentados, los nanofósiles calcáreos consituyen importantes indicadores de cambios físicos y químicos que ocurrieron en la parte superior de la columna de agua, convirtiéndose así en una valiosa fuente de información sobre condiciones paleoambientales. Numerosas contribuciones enfocadas en este grupo arrojan luz sobre fluctuaciones en el nivel del mar, paleotemperaturas, paleoproduktividad primaria y disponibilidad de nutrientes (*e.g.*, Wind y Wise, 1978; Baumann *et al.*, 1999; Herrle *et al.*, 2003; Bornemann *et al.*, 2005; Mattioli *et al.*, 2008, 2009; Tiraboschi *et al.*, 2009; Cros *et al.*, 2013; Mutterlose y Bottini, 2013; Aguado *et al.*, 2014; Bottini *et al.*, 2015; Bottini y Erba, 2018; Menini *et al.*, 2017; 2019; Faucher *et al.*, 2019; Choudhari *et al.*, 2019; Baghli *et al.*, 2022; Chan *et al.*, 2022; Eliason y Segev, 2022; Godbillot *et al.*, 2022), así como las preferencias paleoecológicas y respuestas morfológicas de algunas especies (*e.g.*, Roth y Krumbach, 1986; Bralower, 1988; Watkins, 1989; Erba, 1994; Herrle y Mutterlose, 2003; Tremolada *et al.*, 2006; Bottini y Mutterlose, 2012; Gollain *et al.*, 2019; Pittet y Mattioli, 2002; Mattioli y Pittet, 2004; Mattioli *et al.*, 2004a; Olivier *et al.*, 2004; Giraud *et al.*, 2006; Giraud, 2009; Saruwatari *et al.*, 2016; Ferreira *et al.*, 2017; Peti y Thibault, 2017; Al-Mojel *et al.*, 2020; Linge Johnsen y Bollmann, 2020).



**Figura 3.** Resumen de las diferentes hipótesis referidas a la función de los cocolitos (tomado de Pérez Panera, 2010; original en Bown y Young, 1998).

## Los nanofósiles calcáreos de Argentina

El primer estudio sobre nanofósiles calcáreos de la República Argentina corresponde a Malumián (1969a), quien describe las especies provenientes de la Formación Jagüel, Cuenca Neuquina, asignadas al Cretácico Tardío. Desde entonces, han sido numerosos los aportes sobre este grupo en diferentes cuencas de la Argentina y para diferentes periodos, con información tanto de subsuelo como de afloramiento, abarcado estudios sistemáticos, análisis bioestratigráficos en combinación con otros grupos fósiles, y reconstrucciones paleoecológicas, paleoambientales y paleogeográficas. Los trabajos de Concheyro y Angelozzi (2002), Ballent *et al.* (2011) y Cusminsky *et al.* (2022) constituyen excelentes compendios de referencia sobre literatura concerniente a nanofósiles calcáreos y otros grupos de microfósiles del Mesozoico y Cenozoico de Argentina.

Para el **Triásico**, Pérez Panera *et al.* (2021a, b, 2022) dieron a conocer el primer registro de nanofósiles del país, pertenecientes a la Formación Arroyo Malo, en el norte

de la Cuenca Neuquina (Mendoza), y lo relacionaron con los registros del Triásico Tardío de Perú, indicando la conexión de ambas localidades con la región del Tethys a través del océano Panthalassa. Para el Jurásico, los estudios más relevantes se concentran en la Cuenca Neuquina, principalmente para la Formación Los Molles en el **Jurásico Temprano-Medio** (e.g., Angelozzi, 1988; Ballent *et al.*, 2000; Angelozzi y Ronchi, 2002; Al-Suwaidi *et al.*, 2010; Angelozzi *et al.*, 2010a, b; Angelozzi y Pérez Panera, 2016; Pérez Panera y Angelozzi, 2015; Gutiérrez Pleimling *et al.*, 2021; Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022), en tanto que la mayoría de las contribuciones corresponden al **Jurásico Tardío-Cretácico Temprano**, con estudios bioestratigráficos y paleoambientales (e.g., Angelozzi, 1986, 1991, 1995; Bown y Ellison, 1995; Mostajo *et al.*, 1995; Prámparo *et al.*, 1995; Mostajo y Volkheimer, 1997; Aguirre-Urreta *et al.*, 1999, 2005; Concheyro y Sagasti, 1999; Scasso y Concheyro, 1999; Aguirre-Urreta, 2001; Ballent *et al.*, 2004, 2006; Bown y Concheyro, 2004; Tunik *et al.*, 2004; Hernández *et al.*, 2005; Lescano, 2005, 2011; Rodríguez, 2005; Rodríguez y Concheyro, 2005; Concheyro *et al.*, 2008, 2009; Lazo *et al.*, 2009; Lescano y Concheyro, 2009; Vennari *et al.*, 2014), donde se destacan las formaciones Vaca Muerta y Agrio. Para el **Cretácico** también se han estudiado los ensambles de la Cuenca del Golfo San Jorge (e.g., Ploszkiewicz y Barcat 1980; Barcat *et al.*, 1989; Ronchi y Angelozzi, 2008a, b, c, d, 2009a, b, c), la Cuenca Austral (e.g., Pérez Panera, 2010, 2011, 2012; Thissen y Pérez Panera, 2020) y la Antártida (Concheyro *et al.*, 1991). Los estudios sobre el **límite Cretácico-Paleógeno** y el **Cenozoico** se distribuyen entre diversas cuencas atlánticas, como la Cuenca del Colorado (e.g., Pérez Panera y Angelozzi, 2006; Pérez Panera *et al.*, 2006), la Cuenca Austral (Carrizo *et al.*, 1990; Concheyro, 1991; Mostajo, 1991; Ronchi y Angelozzi, 1994; Angelozzi *et al.*, 2007; Pérez Panera, 2009; Nández y Pérez Panera, 2017; Pérez Panera *et al.*, 2017; Bedoya Agudelo, 2019; Thissen y Pérez Panera, 2021), y otras como las de Malvinas, Golfo San Jorge, Rawson-Valdés y Salado (Malumián, 1969b, 1970; Lapido, 1982; Wise y Mostajo, 1983; Angelozzi, 1987; Casadio y Concheyro, 1992; Concheyro, 1995; Concheyro y Villa, 1996; Marengo y Concheyro, 2001; Clyde *et al.*, 2014; Simeoni, 2014; Pérez Panera *et al.*, 2016; Fuentes *et al.*, 2019; Guler *et al.*, 2019), incluyendo también las unidades marinas del Cretácico – Paleógeno depositadas por la ingesión atlántica en la Cuenca Neuquina (e.g.: Scasso *et al.*, 2005; Keller *et al.*, 2007; del Río *et al.*, 2011) .

Comparativamente, los reportes sobre nanofósiles calcáreos del Jurásico Temprano-Medio son escasos. La primera referencia fue hecha por Bown (1987a), quien analizó escaso material proveniente de un sitio sin datar de la localidad de Picún Leufú, provincia del Neuquén. En este trabajo especificó que las especies observadas parecían ser lo suficientemente distintas a aquellas pertenecientes al mediterráneo y el noroeste europeo, sugiriendo la necesidad de utilizar un esquema bioestratigráfico distinto para la región. La primera contribución nacional proveniente de la mencionada localidad fue realizada por Angelozzi (1988), quien estudió en detalle un perfil correspondiente a la Formación Los Molles y dio a conocer los primeros nanofósiles jurásicos argentinos, reconociendo e ilustrando once morfoespecies, y asignando en base a ellas una edad toarciana al perfil; la autora dejó constancia que muchas de estas especies habían sido descritas previamente para la región del Tethys occidental. Posteriormente, Bown (1992a) volvió a estudiar un número reducido de muestras de Picún Leufú, estableciendo para las mismas una edad Pliensbaquiana-Aaleniana y corroborando la presencia en la Cuenca Neuquina de especies consideradas típicamente tethyanas.

Ballent *et al.* (2000) realizaron un muestreo micropaleontológico al sur de la ciudad de Zapala (Neuquén), en el margen norte del arroyo Picún Leufú. Los ensambles de foraminíferos, nanofósiles y ostrácodos identificados correspondían al límite Aaleniano-Bajociano (Jurásico Medio), representando la parte superior de la Formación Los Molles y su transición a la Formación Lajas. La asociación nanoflorística indicó un ambiente depositacional de plataforma marina abierta, y se ratificó nuevamente la presencia de especies típicas de la región del Tethys. Posteriormente, y en la misma ubicación geográfica, Angelozzi *et al.* (2010a) analizaron las asociaciones de nano y microfósiles provenientes de un afloramiento de la Formación Los Molles. Los ensambles de nanofósiles permitieron identificar la sub-biozona NJ5b y la Biozona NJ6, correspondientes al Pliensbachiano superior y el Toarciano inferior respectivamente; la microfauna acompañante confirmó la edad del intervalo estudiado, a la vez que contribuyó a caracterizar dos ambientes marinos con condiciones de oxígeno disímiles.

Angelozzi y Ronchi (2002) llevaron a cabo el estudio bioestratigráfico de ocho pozos petroleros y recopilaron información de otros nueve. A partir de la identificación de diferentes ensambles de nanofósiles y foraminíferos, y sumando la información disponible sobre amonites y otros microfósiles, caracterizaron de manera integral las asociaciones jurásicas del subsuelo en la zona de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina.

Vergani *et al.* (2003) ejecutaron un estudio bioestratigráfico de la Formación Los Molles en el subsuelo del sector de la Dorsal de Huincul. Reconocieron cuatro zonas de asociación que cubrían desde el Pliensbaquiano inferior al Bajociano, y sugirieron la presencia de una discontinuidad sedimentaria entre el Toarciano temprano y el tardío al no registrar especies marcadoras para este lapso.

Angelozzi *et al.* (2010b) llevaron adelante un estudio basado en nanofósiles calcáreos, amonites, bivalvos y braquiópodos en una sucesión de la Formación Los Molles, expuesta en la localidad de Arroyo Lapa (centro de Neuquén). Los nanofósiles recuperados permitieron identificar cuatro eventos correspondientes al intervalo Pliensbaquiano-Toarciano.

Al-Suwaidi *et al.* (2010, 2016) identificaron isotópicamente el evento de anoxia oceánica global del Toarciano temprano por primera vez en el hemisferio sur, en las inmediaciones de la Sierra de Chacaico, sur de la Cuenca Neuquina. Utilizaron como control bioestratigráfico el registro de amonites, nanofósiles calcáreos, bivalvos y braquiópodos. La recuperación general de nanofósiles fue escasa y con una preservación pobre. En su última contribución, Al-Suwaidi *et al.* (2022) sumaron dataciones absolutas en la localidad de Arroyo Chacay Melhue (zona norte de la cuenca) que corroboran el marco bioestratigráfico.

Angelozzi y Pérez Panera (2013, 2016) y Pérez Panera y Angelozzi (2015) presentaron los eventos de nanofósiles reconocidos en la Formación Los Molles para el intervalo Pliensbachiano-Aaleniano. Detallan las especies marcadoras identificadas y comparan los eventos con esquemas bioestratigráficos de los reinos Boreal y del Tethys.

Gutiérrez Pleimling *et al.* (2021) analizaron mediante estratigrafía secuencial sísmica el bloque Agua del Cajón (flanco noreste de la Dorsal de Huincul), el cual registra al Grupo Cuyo. Utilizando como control bioestratigráfico nanofósiles calcáreos, determinaron la edad de seis secuencias, que abarcan desde Pliensbachiano tardío al Bajociano tardío.

La contribución más reciente corresponde a Chaumeil Rodríguez *et al.* (2022), quienes presentaron un análisis sistemático y taxonómico exhaustivo de nanofósiles calcáreos del Jurásico Temprano, basándose en el registro proveniente de una localidad ubicada en el sur de la Cuenca Neuquina. Los resultados expresados en aquel trabajo se corresponden parcialmente a los reflejados en este estudio. Los mismos han sido



ampliados considerando la totalidad del registro de nanofósiles abarcado en el presente estudio.

## Esquemas bioestratigráficos

La bioestratigrafía de nanofósiles calcáreos del Jurásico Inferior y Medio ha sido construida principalmente en base a localidades de Europa occidental y el norte de África (Stradner, 1963; Prins, 1969; Barnard y Hay, 1974; Hamilton, 1977, 1979, 1982; Medd, 1982; Perch-Nielsen, 1985; Bown, 1987a; Bown *et al.*, 1988; Baldanza y Mattioli, 1992; Reale *et al.*, 1992; de Kaenel y Bergen, 1993; de Kaenel *et al.*, 1996; Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999; Fraguas *et al.*, 2007, 2015, 2018; Mattioli *et al.*, 2013; Peti *et al.*, 2017; Ferreira *et al.*, 2019), enmarcadas biogeográficamente en los reinos Boreal y del Tethys. De este modo, las biozonaciones propuestas para estas áreas son las más completas y precisas del mundo. Numeros trabajos han sido conducidos en localidades tethyanas como el **norte y centro de Italia** (Cobianchi, 1990, 1992; Reale *et al.*, 1992; Baldanza y Mattioli, 1992; Lozar, 1995; Nini *et al.*, 1995; Stoico y Baldanza, 1995; Mattioli, 1996; Picotti y Cobianchi, 1996; Bucefalo Palliani y Mattioli, 1998; Mattioli y Erba, 1999; Cobianchi y Picotti, 2001; Mattioli y Pittet, 2004; Chiari *et al.*, 2007; Bottini *et al.*, 2016; Visentin y Erba, 2021), **España** (Perilli, 2000; Tremolada *et al.*, 2005; Fraguas *et al.*, 2007, 2015, 2018, 2021a, 2022; Fraguas y Erba, 2010; Perilli *et al.*, 2010; Preto *et al.*, 2012; Sandoval *et al.*, 2012; Menini *et al.*, 2019), **Alemania** (Prins, 1969; Grün *et al.*, 1974; Crux, 1984; Bown, 1987a; Dockerill, 1987; Prins y Driel, 1987; Fraguas *et al.*, 2013), **Portugal** (Hamilton, 1977, 1979; Baldanza y Mattioli, 1992; de Kaenel y Bergen, 1996; de Kaenel *et al.*, 1996; Veiga de Oliveira *et al.*, 2007a, b; Suchéras-Marx *et al.*, 2010; Reggiani *et al.*, 2010; López-Otálvaro *et al.*, 2012; Mattioli *et al.*, 2013; Ferreira *et al.*, 2014, 2019; Plancq *et al.*, 2016), **Francia septentrional** (Peti *et al.*, 2017), **Austria** (Cifer *et al.*, 2022); **Irán** (Abdi *et al.*, 2022); **Kuwait** (Kadar *et al.*, 2015); **África septentrional** (de Kaenel y Bergen, 1993; Bodin *et al.*, 2010, 2016; Mercuzot *et al.*, 2019; Baghli *et al.*, 2022) y el **Reino Unido** (Prins, 1969; Noël, 1972; Rood y Barnard, 1972; Rood *et al.*, 1973; Barnard y Hay, 1974; Moshkovitz, 1979; Hamilton, 1982; Bown, 1987a; Crux, 1987a; Dockerill, 1987; Prins y Driel, 1987; Boomer *et al.*, 2009; Menini *et al.*, 2021). Se han realizado también revisiones taxonómicas, pero desde la contribución de Bown (1987a) ninguna trata sobre murólitos excepto las de Fraguas y Erba (2010) y Chaumeil Rodríguez *et al.* (2022).

Sin embargo, el tradicional estudio de estas regiones – fundamentalmente las circundantes al océano Tethys– introduce un sesgo interpretativo sobre la evolución de los nanofósiles calcáreos, así como en las reconstrucciones paleoambientales y paleobiogeográficas, ya que no suelen contemplarse los registros del hemisferio sur correspondientes al Reino Pacífico/Austral. Aunque estos últimos sean escasos, resultan clave en el análisis biogeográfico y ecológico del grupo, tal como indican los reportes sobre la presencia o ausencia de algunas especies marcadoras en nuestro país (Cuenca Neuquina, Vergani *et al.*, 2003; Angelozzi y Pérez Panera, 2016; Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022) y Chile (Cuenca Andina, Fantasia *et al.*, 2018a). Más aun, las recientes contribuciones sobre la presencia de nanofósiles triásicos en nuestro país (Pérez Panera *et al.*, 2021b, 2022) ponen de manifiesto un hito importante de la historia evolutiva del grupo, ya que confirma la presencia de estos organismos en altas latitudes, y fuera del ámbito tethyano, desde el inicio de su registro geológico.

## Capítulo 3 | GEOLOGÍA

*“Para el que mira sin ver, la tierra es tierra nomás”*

Atahualpa YUPANQUI

A finales del siglo XIX y principios del siglo XX, comienza a cristalizarse el conocimiento sobre la provincia del Neuquén con los trabajos pioneros que describían la geología (Doering, 1882; Bodenbender, 1889; Roth, 1899, 1902; Windhausen, 1914, 1925), la estratigrafía y la paleontología (Bodenbender, 1891, 1892; Burekhardt, 1900, 1902, 1903; Kurtz, 1902; Keidel, 1925), sumándose más tarde las reconstrucciones paleogeográficas (Groeber, 1918; Weaver, 1931). Desde entonces, las contribuciones al conocimiento de la provincia, y particularmente de la Cuenca Neuquina, han crecido exponencialmente, abarcando diversas disciplinas (*e.g.*, estratigrafía: Stipanovic, 1969; Uliana y Dellapé, 1981; Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Mazzini *et al.*, 2010; Legarreta y Villar, 2012; Osters *et al.*, 2016. Tectónica: Uliana y Biddle, 1989; Riccardi y Gulisano, 1992; Hogg, 1993; Legarreta y Uliana, 1996, 1999; Lanés, 2005; Franzese *et al.*, 2007; Leanza, 2009. Paleontología: Riccardi, 2008a, b; Leanza *et al.*, 2011; Riccardi *et al.*, 2011; Ponce *et al.*, 2015; Alberti *et al.*, 2020, Hernández *et al.*, 2021).

En 1918, el ingeniero Enrique Cánepa, orientado por la experiencia en el campo del geólogo alemán Juan Keidel, concretó el descubrimiento de petróleo luego de la exitosa perforación del Pozo N°1 en la localidad de Plaza Huincul, provincia del Neuquén. Este hito histórico marcó el inicio de la exploración y actividad petrolera en la provincia, siendo el puntapié para la creación de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF S.A.) por decreto presidencial de Hipólito Yrigoyen en 1922, y determinando el rumbo de las investigaciones destinadas a la industria hidrocarbúrfica en las décadas sucesivas. El profundo y detallado conocimiento alcanzado hasta el presente, a través de variados dominios disciplinares, ha convertido a la Cuenca Neuquina en una de las más importantes del país y el mundo.

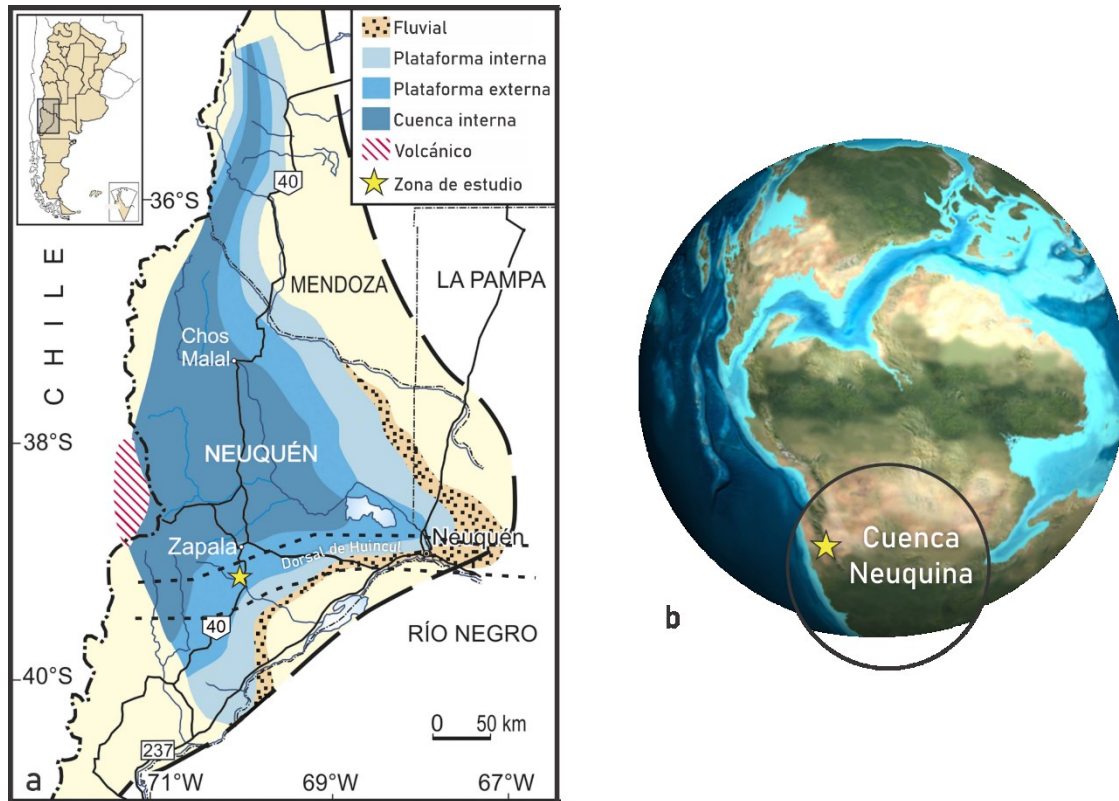
## La Cuenca Neuquina

Ubicándose en la región centro-occidental de la Argentina, entre los 31°- 40° S y los 67°- 70° O, la Cuenca Neuquina se constituye como un importante depocentro que abarca las provincias de Mendoza, Neuquén, La Pampa y Río Negro (Fig. 4a) (Veiga *et al.*, 2005). Se extiende hacia el Este –entre los 34° y 37° S– formando el “engolfamiento neuquino”, que alcanza 600 km de extensión en sentido norte-sur y alrededor de 400 km en sentido este-oeste (Weaver, 1931; Legarreta y Uliana, 1991).

Su evolución consta de tres etapas, resumidas en la figura 5. La fase de extensión –*syn-rift*– (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) se caracteriza por depósitos continentales eminentemente volcánicos pertenecientes al Ciclo Precuyano y el desarrollo de una topografía que controlará la sedimentación inicial en la cuenca (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984; Leanza, 1990; Cristallini *et al.*, 2006; Carbone *et al.*, 2011; Muravchick *et al.*, 2011; D’Elía *et al.*, 2012). Esta etapa es interpretada de manera diversa en la literatura, planteándose dos contextos geodinámicos diferentes (*e.g.*, Digregorio *et al.*, 1984; Uliana *et al.*, 1989; Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2003; Llabrés *et al.*, 2007; Bermúdez y Delpino, 2010). Sin embargo, el modelo que involucra procesos extensivos en un ambiente de intraplaca relacionados con el inicio del desmembramiento de Gondwana (Spalletti *et al.*, 2010) sería la explicación más parsimoniosa, tal como sugiere la caracterización estratigráfica, litológica y geoquímica del relleno inicial de la cuenca (D’Elía *et al.*, 2012).

Durante la etapa de subsidencia térmica –*post-rift*– (Jurásico Temprano-Cretácico Temprano) el margen occidental de Gondwana comienza a verse afectado, generándose el primer arco magmático mesozoico acompañado de cuencas de intra- y retroarco (Franzese *et al.*, 2003). El complejo registro sedimentario de esta fase estuvo determinado por la subsidencia y la extensión detrás del arco, propiciándose así las transgresiones marinas provenientes del Océano Pacífico (Legarreta y Uliana, 1991; Spalletti *et al.*, 2000; Macdonald *et al.*, 2003; Howell *et al.*, 2005; Vicente, 2005; Privat *et al.*, 2021). La estratigrafía de esta etapa se divide clásicamente en los ciclos sedimentarios Jurásico y Ándico (Groeber, 1946; Groeber *et al.*, 1953). El primero se subdivide en dos subciclos: (1) Cuyano (Hettangiano-Caloviano medio), representado por el Grupo Cuyo (Arregui *et al.*, 2011b) y (2) Loteniano-Chacayano (Calloviano medio-Oxfordiano superior), caracterizado por el Grupo Lotena (Arregui *et al.*, 2011c). El ciclo Ándico (Kimmeridgiano-Albiano) tuvo lugar luego de la reconfiguración paleogeográfica

producto del alzamiento y migración del arco volcánico; los depósitos sedimentarios de este intervalo corresponden a los Grupos Mendoza y Bajada del Agrio, cuyas unidades son detalladamente descriptas en el relatorio editado por Leanza *et al.* (2011).



**Figura 4. a.** Mapa de la Cuenca Neuquina y ubicación de la zona de estudio (adaptado de Damborenea, 2018). En línea punteada, detalle de la extensión de la dorsal de Huincul (basado en Naipauer *et al.*, 2015). **b.** Localización de la cuenca durante el Jurásico Temprano (modificado de *Global Paleogeography*, <http://plate-tectonic.narod.ru/globalpaleogeophotoalbum.htm>).

Finalmente, la etapa compresiva y de cuenca de antepaís (Cretácico Tardío-Cenozoico) (Spalletti *et al.*, 2010; Tunik *et al.* 2010; Ramos *et al.*, 2011a) da cuenta de las extensas facies continentales del Grupo Mendoza (Garrido, 2011) y sus espectaculares registros de dinosaurios de relevancia internacional, así como también de los depósitos de ambiente marino somero del Grupo Malargüe, la primera transgresión del Océano Atlántico en la cuenca (Rodríguez, 2011; Gerling *et al.*, 2014).

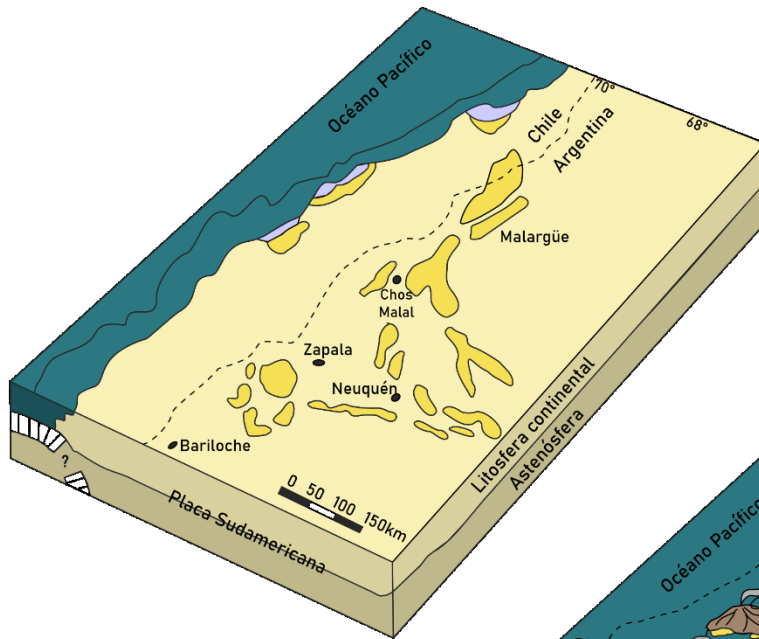
## La Dorsal de Huincul

El sector sur de la Cuenca Neuquina fue fuertemente afectado durante el Jurásico por la Dorsal de Huincul (Fig. 4a), un rasgo morfoestructural sobresaliente de más de 250 km de extensión y una orientación general Este-Oeste (Pángaro *et al.*, 2009). Definida

por De Ferraris (1947) como “antiguo arco o dorsal”, la misma divide la cuenca en una subcuenca principal hacia el norte y la subcuenca Picún Leufú hacia el sur (Ramos *et al.*, 2011b). Su génesis está relacionada con la interacción entre la microplaca Patagonia y Gondwana occidental durante el Pérmico Temprano y el desarrollo posterior de numerosos depocentros extensionales (Vergani *et al.*, 1995; Franzese *et al.*, 2006; Mosquera y Ramos 2006; Silvestro y Zubiri, 2008; García Morabito *et al.*, 2011; Mosquera *et al.*, 2011; Muravchik *et al.*, 2011, 2014). Los sucesivos estadios de deformación comprendidos entre el Jurásico Temprano y el Terciario contribuyeron al desarrollo de un cinturón transpresivo de intraplaca cuya zona central es la mencionada dorsal (Silvestro y Zubiri, 2008; Mosquera *et al.*, 2011).

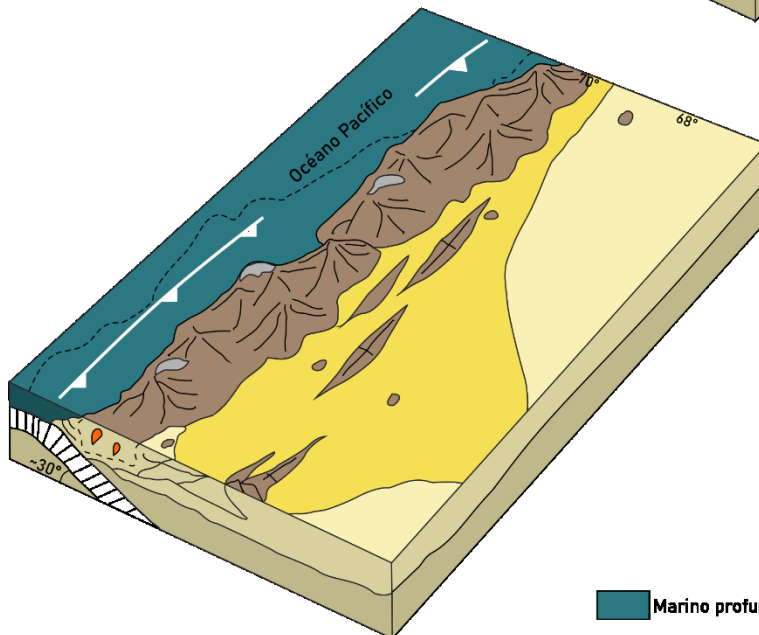
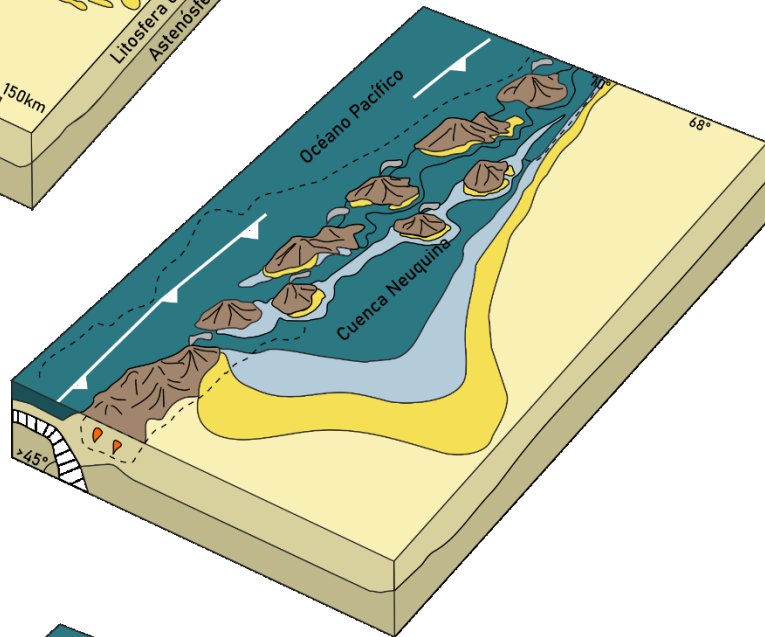
En un principio, los modelos estructurales que explicaban la orientación tectónica de las estructuras que conforman la dorsal se basaban en deformación por compresión y transcurrencia (Orchuela *et al.*, 1981; Ploszkiewicz *et al.*, 1984) e inversión tectónica (Eisner, 1991, Vergani *et al.*, 1995; Veiga *et al.*, 2001; Pángaro *et al.*, 2002, 2005; Mosquera y Ramos, 2005). A la luz de la mejoría en la calidad de los datos obtenidos y el volumen de información disponible, surgieron nuevas interpretaciones. Silvestro y Zubiri (2008) proponen el modelo de convergencia oblicua, cuya fortaleza radica en la presentación de un esquema único e integrador para la variedad de estructuras compresivas y transcurrentes que constituyen la dorsal. Por su parte, Pángaro *et al.* (2006, 2009) plantean un evento de deformación compresiva como el principal puntapié en la evolución de la dorsal, cuyo origen tuvo lugar al sur de la misma durante el Jurásico Temprano y luego se propagó septentrionalmente.

La dorsal conformó el margen sur del talud de la plataforma de la Cuenca Neuquina durante el Jurásico Temprano, y su influencia en el comportamiento tectónico diferencial entre las subcuencas norte y sur determinó un esquema de sedimentación complejo (Gómez Omil *et al.*, 2002; Pángaro *et al.*, 2009; Privat *et al.*, 2021). La progradación de depósitos proximales se reconoce desde el Jurásico Temprano medio en el sector sur, y a partir del Jurásico Medio tardío en el sector norte (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995; Silvestro y Zubiri, 2008; Arregui *et al.*, 2011a, b, c; Mosquera *et al.*, 2011).



- a. Etapa de synrift**
- Subsidencia mecánica
  - Generación de hemigrábenes
  - Sedimentación volcánica y continental, principalmente
  - Subducción de bajo ángulo

- b. Etapa de postrift**
- Subsidencia termal regional
  - Sedimentación principalmente marina y continental
  - La cuenca se desconecta periódicamente del Paleo-Pacífico por cambios eustáticos
  - Subsidencia tipo Marianas



- c. Etapa de antepaís**
- Tectónica compresional sinorogénica
  - Sedimentación continental sinorogénica
  - Queda establecido el corredor para la última transgresión Atlántica
  - Subducción tipo Andina

■ Marino profundo ■ Marino somero ■ Continental

Figura 5. Esquema de la evolución de la Cuenca Neuquina (adaptado de Howell *et al.*, 2005).

## El Grupo Cuyo

Definido por Dellapé *et al.* (1978), el Grupo Cuyo —Subsistema Cuyano según Riccardi y Gulisano (1992)— marca el inicio de la sedimentación marina en la Cuenca Neuquina con la primera transgresión del océano Pacífico (Fig. 6). Dentro de este grupo, sobresalen cuatro unidades por su gran extensión areal: la Formación Los Molles (Weaver, 1931), constituida por pelitas negras con gran contenido de materia orgánica; la Formación Lajas (Weaver, 1931), con depósitos marinos somerizantes; la Formación Challacó (de Ferraris, 1947), caracterizada por sedimentitas continentales de clima árido; y la Formación Punta Rosada (Digregorio, 1972), representada por depósitos de ambiente fluvio-aluvial. Otras unidades reconocidas son la Formación Sierra Chacai Co (Volkheimer, 1973), constituida por sedimentitas marinas con abundante contenido piroclástico; la Formación Tábanos (Stipanovic, 1966), eminentemente evaporítica; la Formación Chachil (Weaver 1942), caracterizada por calizas y tobas silicificadas; la Formación Piedra Pintada (Leanza, 1942), cuyo ambiente depositacional ha sido interpretado como fluvial de alta sinuosidad (Spalletti *et al.*, 1992) y planicies deltaicas con influencia mareal (Zavattieri y Volkheimer, 2006); la Formación La Primavera (Suárez y De la Cruz 1997), asociada a un ambiente marino costero con importante registro de actividad volcánica (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995); la Formación El Freno (Reijnenstein, 1967; Stipanovic y Bonetti, 1970), asignada a un ambiente continental de flujos de gravedad; la Formación Puesto Araya (Volkheimer, 1970), representando un ambiente dominado por flujos gravitacionales subácueos y de tormenta; la Formación Tres Esquinas (Stipanovic, 1969) asociada a un ambiente de decantación marina costa afuera; la Formación Calabozo (Dessanti, 1973), con areniscas y calizas de ambiente marino costero; y la Formación Bardas Blancas (Gulisano, 1981), que registra una evolución desde depósitos aluviales hasta sedimentitas de plataforma.

El desarrollo del grupo se sitúa dentro del Subciclo Cuyano (Groeber, 1946) o Mesosecuencia Cuyo (Legarreta y Gulisano, 1989), y está delimitado en su base por la discordancia Rioatúelica (Intraliásica) y en su techo por la discordancia Loténica (Intracalloviana) (*e.g.*, Legarreta y Gulisano, 1989; Riccardi y Gulisano, 1992; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995); vinculadas con la Dorsal de Huincul también, pueden reconocerse las discordancias Intratoarciana —únicamente en subsuelo—, Seguélica y Lohanmahuídica (Leanza, 2009).



En base a la estratigrafía secuencial, el Grupo Cuyo ha sido delimitado en unidades de diversa jerarquía (Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995; Zavala, 1993; Limeres, 1996; Legarreta y Uliana; 1996; Veiga *et al.*, 2009). Durante el Jurásico y parte del Cretácico, la Dorsal de Huincul definió el relleno de la Cuenca Neuquina, condicionando particularmente la disposición de los sedimentos del Grupo Cuyo, viéndose afectados los límites, potencias y facies de la columna sedimentaria (Gómez Omil *et al.*, 2017).

## Formación Sierra Chacai Co

Definida por Volkheimer (1973), esta unidad se constituye como una combinación de areniscas de diversa granulometría, limolitas, lutitas y tufitas, depositadas en un ambiente marino alternante entre litoral y nerítico de alta energía. En la literatura, el topónimo utilizado para esta formación también es referido como Sierra Chacaicó (Leanza, 1990; Leanza y Hugo, 1997, Leanza *et al.*, 2005; Paim *et al.*, 2008; Carmona *et al.*, 2016; Campetella *et al.*, 2022), Sierra Chacay Co (Volkheimer y Quattrocchio, 1993), Sierra Chacaico (Pángaro *et al.*, 2002, 2009; Franzese *et al.*, 2007), y Sierra de Chacaico (Arregui *et al.*, 2011b). De acuerdo con su contenido fosilífero –especialmente amonites– esta unidad es asignada al Pliensbachiano (Volkheimer, 1973, 1974; von Hillebrandt, 1981; Arregui *et al.*, 2011b).

La interpretación ambiental para esta formación sugiere que su sección basal corresponde a un sistema deltaico, en tanto que su porción media-superior se asocia a un ambiente marino de costa afuera (Ponce *et al.*, 2015; Carmona *et al.*, 2016). La presencia de abundante bioturbación indica disponibilidad de materia orgánica en cantidad, así como eventos de oxigenación recurrente y anoxia-disoxia locales (Campetella *et al.*, 2022).

Suprayaciendo en discordancia a la Formación Lapa –y en algunas localidades sobre la Formación Choiyoi–, y subyaciendo concordantemente a la Formación Los Molles, la Formación Sierra Chacai Co equivale temporalmente a las formaciones Chachil y La Primavera en el área de la Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2005), y lateralmente a la Fm. Piedra Pintada en la zona sur de la cuenca (Leanza y Hugo, 1997). En la región homónima, esta formación abarcaría la parte inferior de la sucesión marina usualmente atribuida a la Formación Los Molles. Tal como indicaran Volkheimer y Quattrocchio (1993), la Formación Sierra Chacai Co según la definición de Digregorio

(1972) es un sinónimo *junior* de la Formación Lapa (Groeber, 1946; ex Fm. Chacaico de Parker, 1965), y no debe ser confundida con la Formación Chacay Co de Digregorio y Uliana (1980).

## Formación Los Molles

Definida por Weaver (1931), la Formación Los Molles se compone eminentemente por lutitas negras y grises, con intercalación de numerosos niveles de areniscas finas-medias y variable contenido de materia orgánica. La edad de la formación cubre desde el Hettangiano al Calloviano ( $201,3 \pm 0,2 - 163,5 \pm 1,0$  Ma), considerando su extensión total en las diferentes partes de la cuenca (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995; Vergani *et al.*, 1995; Legarreta y Uliana, 1996; Cruz *et al.*, 1999; Veiga *et al.*, 2009; Riccardi, 2008a, b; Arregui *et al.*, 2011b; Legarreta y Villar, 2012; Spalletti *et al.*, 2012; Sales *et al.*, 2014; Casadío y Montagna, 2015).

La base de esta unidad está delimitada por la discordancia Rioatuélica, mientras que su techo está definido por las discordancias Loténica —hacia el Norte— y Seguélica —hacia el Sur, relacionada con la Dorsal de Huincul—. Asimismo, se reconoce en el sector sur una discordancia interna, intratoarciana, también vinculada con la Dorsal de Huincul (Leanza, 2009). Constituye una de las unidades litoestratigráficas de la cuenca con depósitos de potencia variable pero generalmente alcanzado los 1.000 metros, registrándose los máximos espesores hacia el centro de la cuenca, particularmente en el área de la Dorsal de Huincul (Gómez Omil *et al.*, 2002).

La primera transgresión marina de gran extensión en la cuenca proveniente del océano Pacífico (Jurásico Temprano) permitió el desarrollo de un ambiente marino nerítico medio a distal, somero y de baja energía, representado en las sedimentitas de esta formación. El aspecto bandeado característico de la unidad corresponde a los depósitos de lutitas oscuras ricas en materia orgánica que alternan con paquetes arenosos, caracterizando una sedimentación de alta ciclicidad. Las lutitas se relacionan con facies deltaicas y fluviales, y en sectores muy restringidos se asocian con sedimentos gruesos clásticos depositados en aguas profundas (Lanés, 2005; Leanza *et al.*, 2005; Leanza y Hugo, 2005; Riccardi, 2008a, b; Paim *et al.*, 2008; Arregui *et al.*, 2011b, Giacomone *et al.*, 2020).

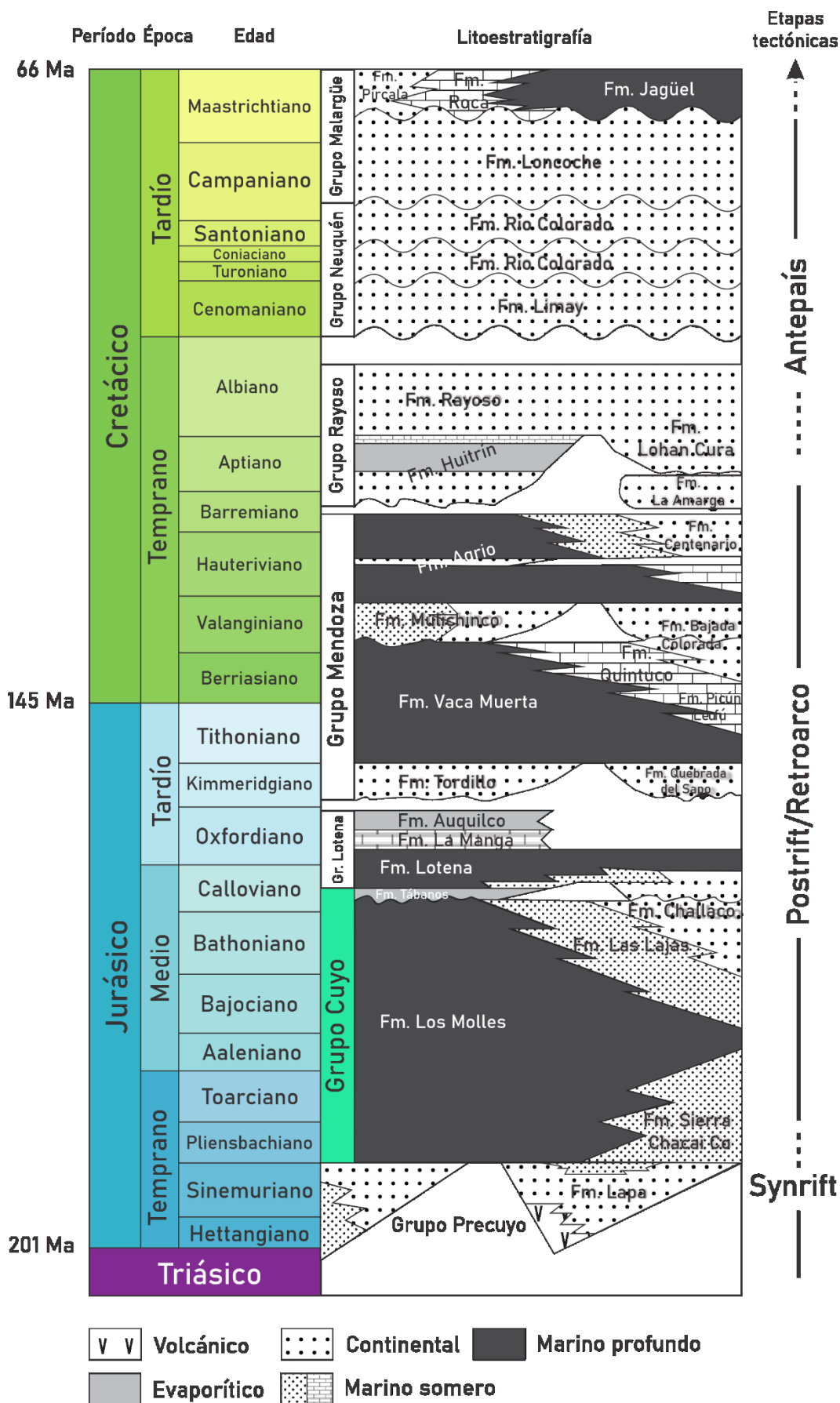


Figura 6. Estratigrafía general del Mesozoico de la Cuenca Neuquina, resaltando la posición relativa del Grupo Cuyo (modificado de Howell *et al.*, 2005).

El heterogéneo registro paleontológico de esta formación ha sido acreditado en numerosos aportes para distintos grupos de organismos (*e.g.*, Damborenea, 1987a, b; Kielbowicz, 1987; Angelozzi, 1988; Fernández, 1999; Gründel *et al.*, 2004; Ballent, 2005; Gasparini y Fernández, 2005; Martínez *et al.*, 2005; Riccardi, 2008a, b; Pérez Panera y Angelozzi, 2015; Rivas, 2015; Rivas *et al.*, 2015; Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022).

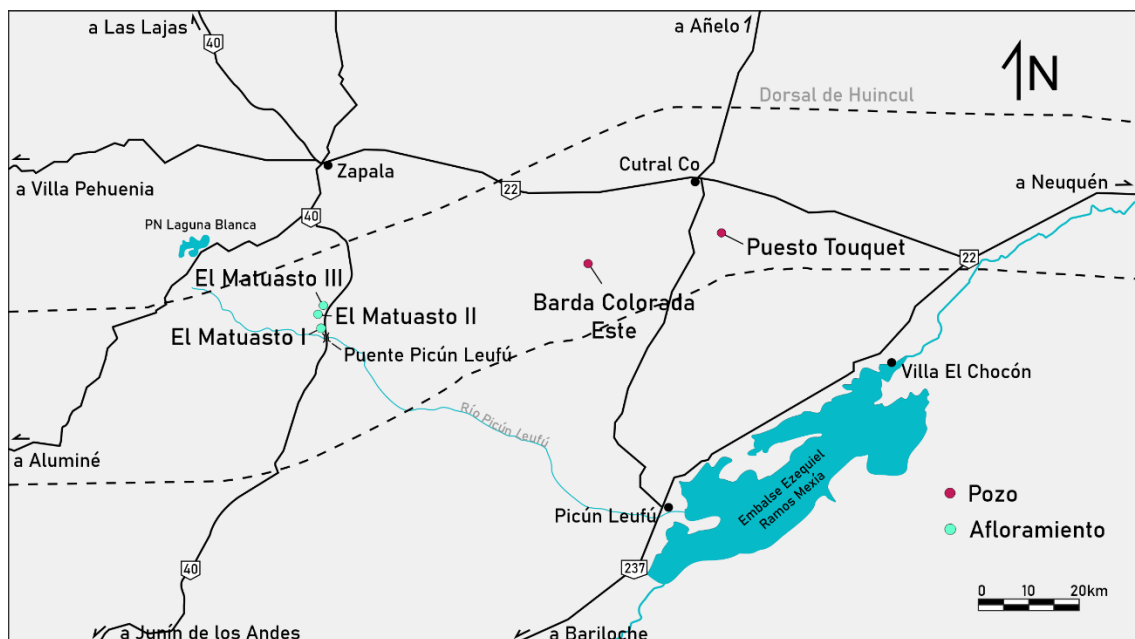
Del mismo modo, la geoquímica de Formación Los Molles también ha sido ampliamente estudiada con el objetivo de caracterizar ambientes depositacionales y reservorios, determinar características ambientales y evaluar su potencial hidrocarburífero, etc. (*e.g.*, Uliana *et al.*, 1999; Martínez *et al.*, 2008; Quattrocchio *et al.*, 2008; Jorgensen *et al.*, 2013; Campetella *et al.*, 2020; Larriestra *et al.*, 2018a, b, 2021). La integración de esta disciplina con el registro fósil como control bioestratigráfico ha resultado en importantes avances del conocimiento como, por ejemplo, el primer registro para el hemisferio sur del evento de anoxia global del Toarciano temprano (Al-Suwaidi *et al.*, 2010, 2016, 2022).

## Capítulo 4 | MATERIALES Y MÉTODOS

*“Never put away a specimen unlabeled, not even for an hour,  
you may forget it or die”*

Elliot COUES

Se procedió al relevamiento de tres afloramientos –nombrados perfil El Matuasto I, perfil El Matuasto II y perfil El Matuasto III– en las inmediaciones del puente del río Picún Leufú y cerca de la Ruta Nacional N° 40, aproximadamente 45 km al sur de la ciudad de Zapala, provincia del Neuquén (Fig. 7). En el primer trabajo de campo realizado en noviembre de 2017, las sedimentitas relevadas para las tres secciones habían sido indicadas como parte de la Formación Los Molles; en una nueva visita llevada a cabo en noviembre de 2022, se rectificó la unidad perfilada en los perfiles El Matuasto I y II como Formación Sierra Chacai Co (Fig. 8a, b).

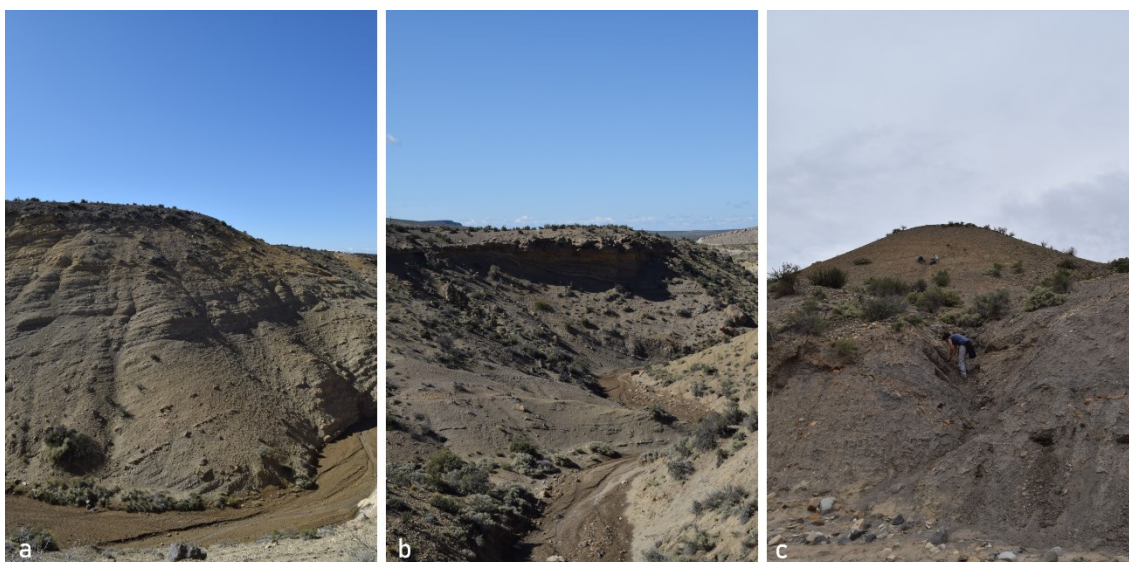


**Figura 7.** Mapa con la ubicación de los perfiles y los pozos estudiados. La disposición de la dorsal de Huincul fue tomada de Naipauer *et al.* (2015).

El Matuasto I (33 metros de espesor; 39° 11' 17" S, 70° 4' 1,2" O) y El Matuasto II (63, 9 metros de espesor; 39° 11' 22,3" S, 70° 4' 5" O) están representados por

sucesiones sedimentarias principalmente compuestas por limolitas/fangolitas con intercalaciones de arena fina-media y ceniza volcánica (Fig. 8a, b). Estas capas de arena son interpretadas como turbiditas, donde la cuenca experimentó episodios de aporte terrígeno continental. La bioturbación y las briznas vegetales son comunes a lo largo de toda la sucesión.

El Matuasto III (22, 6 metros de espesor; 39° 12' 20,9" S, 70° 4' 22,8" O) se compone de una sucesión eminentemente homogénea de sedimentitas oscuras, de grano fino (Fig. 8c). En la parte basal abundan los pavimentos de bivalvos identificados como *Bositra* sp. y de esta misma sección del perfil se recolectaron numerosos invertebrados, principalmente amonites.



**Figura 8.** Vista de los afloramientos relevados; **a, b.** Formación Sierra Chacai Co (El Matuasto I y II, respectivamente), **c.** Formación Los Molles (El Matuasto III).

Las tres secciones fueron muestreadas para el análisis de nanofósiles calcáreos, materia orgánica total, isótopos estables de carbono, y elementos mayoritarios y elementos traza. Las muestras para nanofósiles calcáreos fueron recolectadas cada un metro aproximadamente: 26 muestras para El Matuasto I, 33 muestras para El Matuasto II, y 24 muestras para El Matuasto III. Para mejorar la interpretación bioestratigráfica, se añadieron posteriormente 19 muestras provenientes del muestreo de geoquímica, cubriendo la parte superior de El Matuasto I (entre los 31 y 33 metros) y la base de El Matuasto II (entre los 0,9 y 9 metros). El muestreo para geoquímica se realizó cada 30

cm, sumando un total de 384 muestras: 110 para El Matuasto I, 198 para El Matuasto II, y 76 para El Matuasto III.

El presente trabajo también incluyó el estudio de material de corona y recortes de perforación (*cutting*) provenientes de los sondeos exploratorios Barda Colorada Este x-1 (YPF.Nq.BCE.x-1; 39° 5' 15,33" S, 69° 27' 37,44" O) y Puesto Touquet x-2 (YPF.Nq.PTU.x-2; 39° 1' 32,44" S, 69° 9' 34,23" O). El acceso a los mismos fue concedido bajo la autorización de YPF S.A. La resolución del muestreo estuvo sujeta a la disponibilidad y estado de preservación del material, así como a la información disponible en los reportes internos de la empresa. El pozo Barda Colorada Este x-1 (BCE x-1) consta de 3100 metros de profundidad, seleccionándose ocho muestras de corona y 43 muestras de recorte de perforación. El pozo Puesto Touquet x-2 (PTu x-2) atestigua 2485 metros de profundidad, seleccionándose 12 muestras de corona y 48 muestras de recorte de perforación. Ambos pozos fueron analizados para nanofósiles calcáreos. Las coronas y el material de *cutting* se encuentran almacenados en el Archivo Técnico YPF (Avellaneda, Argentina).

## Preparación y estudio de nanofósiles

Para las muestras de afloramiento se empleó una ligera modificación del método de decantación al azar (*random settling*) de Beaufort *et al.* (2014), descrito por Menini *et al.* (2019)<sup>1</sup>, que permite calcular la abundancia absoluta de nanofósiles por gramo de sedimento. Utilizando una balanza de alta precisión, se pesa un cubreobjetos y una vez notado el valor se lo coloca dentro de una cápsula de Petri. Por otro lado, la muestra de roca es molida en un mortero hasta obtener un sedimento muy fino, similar al talco, y diluida en 30 ml de agua. Luego se vierte cuidadosamente la solución dentro de la cápsula en cantidad suficiente hasta cubrir el cubreobjetos, prescindiendo incorporar la porción gruesa de sedimento. Tras reposar cuatro horas, se retira lentamente la solución empleando una bomba de vacío, evitando generar turbulencia. A continuación, se aguarda hasta que la muestra esté totalmente seca: la misma puede permanecer *al aire*, en un sitio resguardado de contaminación –como puede ser una corriente de aire–, o puede colocarse en un horno de secado a baja temperatura (30/40°C) por algunas horas. Posteriormente, se realiza un nuevo pesaje del cubreobjetos antes de adherirlo a un portaobjetos; en este

---

<sup>1</sup> Esta técnica es novedosa en el país, y fue introducida en el Laboratorio de Bioestratigrafía de Y-TEC S.A. con el apoyo de la INA Foundation, a través de la beca “Katharina von Salis”.

estudio se utilizó resina Rhodopass B y pegamento óptico Norland N°61, de acuerdo a la disponibilidad en el laboratorio.

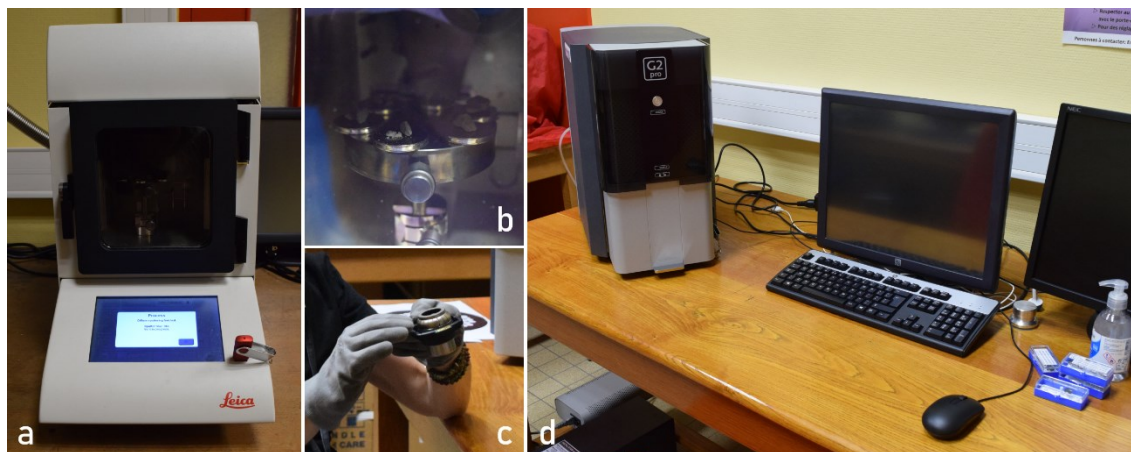
Para los pozos se utilizó la técnica de decantación por gravedad (*gravity settling*), detallada por Gardet (1955) y posteriormente por Bramlette y Sullivan (1961). La muestra de roca es molida en un mortero hasta obtener un sedimento de partículas muy finas, similar al talco. Este se coloca en frascos con aproximadamente 10 ml de agua; en ese medio acuoso ocurrirá la separación de los nanofósiles por decantación. Si el contenido de arcilla en la muestra resulta importante es conveniente el agregado de un poco de hexametafosfato de sodio al 10 % (conocido comercialmente como calgón), de acción defloculante. De suponerse u observarse alto contenido de materia orgánica en la roca, puede agregarse a la solución una pequeña cantidad de peróxido de hidrógeno (agua oxigenada) y dejarla reposar. Con una micropipeta se recoge una porción de la solución, evitando colectar la porción gruesa decantada, y se monta en un cubreobjetos que se coloca en una plancha caliente a secar. Finalmente, se procede al pegado del cubre y el portaobjetos, utilizándose en este estudio adhesivo óptico Norland N° 61.

Los análisis cuantitativos y cualitativos de nanofósiles se realizaron en el Laboratorio de Bioestratigrafía, Y-TEC S.A. (Argentina) y en el *Laboratoire de Geologie de Lyon* (LGL), UCBL1 (Francia) con técnicas estándar de microscopía bajo luz polarizada y transmitida, con un aumento de 1000X, en un microscopio petrográfico Leica DMP750. Las fotografías fueron tomadas con una cámara Leica MC170 HD, mediante el *software* Leica Application Suite (LAS). Para cada muestra se contabilizaron 300 especímenes, asegurando así que la probabilidad de no recuperar especies raras sea muy baja (menor al 5 %) (Fatela y Taborda, 2002). En aquellas muestras en las que la baja abundancia de nanofósiles dificultaba el conteo de 300 especímenes, el recuento se detuvo a los 450 campos de observación. Algunas muestras fueron observadas al microscopio electrónico de barrido (MEB) en el LGL, utilizando un equipo Phenom G2 pro, previo baño de oro-paladio con un metalizador Leica EM ACE200 (Fig. 9).

La preservación fue evaluada con una escala discreta propuesta por Roth (1984), basada en el aspecto general de los especímenes observados: B = Buena, la mayoría de los especímenes presentan pocas o ninguna alteración secundaria y las estructuras delicadas, como las espinas o las características del área central, se conservan en su mayor parte; M = Moderada, los especímenes presentan cierto grado de sobrecrecimiento y/o disolución (la identificación al microscopio óptico no se ve comprometida); M = Mala,



los efectos del sobrecrecimiento/disolución son muy intensos (la identificación a nivel de especie se ve perjudicada, pero sigue siendo posible en la mayoría de los casos).



**Figura 9.** a y b. Equipo metalizador para MEB y detalle de las muestras durante el proceso de cobertura. c y d. Detalle del porta-muestra para MEB y del equipo.

La identificación taxonómica fue realizada siguiendo las descripciones originales de las especies, las contribuciones de Bown (1987a) y Bown y Cooper (1998), y el catálogo *online* [Nannotax](#).

Para el análisis bioestratigráfico, los eventos de nanofósiles utilizados corresponden a Gradstein *et al.* (2012), y se referirá a ellos por sus siglas en inglés para agilizar la lectura: Primera Ocurrencia (FO: *First Occurrence*), Última Ocurrencia (LO: *Last Occurrence*), Última Ocurrencia Común (LCO: *Last Common Occurrence*). El registro bioestratigráfico ha sido comparado con los esquemas de biozonación propuestos por Bown y Cooper (1998), Mattioli y Erba (1999) y Ferreira *et al.* (2019).

Todas las muestras fértiles para nanofósiles calcáreos de El Matuasto se encuentran depositadas en el Repositorio Micropaleontológico del Laboratorio de Bioestratigrafía Y-TEC S.A. (Argentina) bajo el acrónimo YT.RMP\_N (Y-TEC Repositorio Micropaleontológico. Nanofósiles), y los números 000012.1 a 000012.55. Las muestras de los sondeos están depositadas en el Museo Municipal Carmen Funes de Plaza Huincul (Argentina), bajo el acrónimo MCF-Mf (Museo Carmen Funes. Microfósiles), y los números 1.1 a 1.54 (Puesto Touquet x-2) y 2.1 a 2.38 (Barda Colorada Este x-1).

## Análisis geoquímicos

Las muestras de los afloramientos fueron sometidas a tres análisis geoquímicos: isótopos estables de carbono, carbono orgánico total (TOC) y elementos mayoritarios y traza. Al momento de la colecta del material, se procuró utilizar precintos plásticos para cerrar las bolsas en pos de no inducir alteraciones en el material que pudiera modificar las lecturas e interpretaciones *a posteriori*. La preparación que se describe a continuación solo fue realizada para el material destinado a la evaluación de TOC e isótopos estables de carbono. Para el estudio de elementos mayoritarios y traza se utilizó la roca sin procesar. En todos los casos, las muestras fueron escogidas evitando que contuvieran restos de valvas y evidencias de meteorización.

Para la preparación del material de estudio se selecciona un fragmento fresco de roca y se fracciona en pequeños trozos. Luego, en un mortero, es reducido a polvo. La separación granulométrica se efectúa utilizando un tamiz con mallas n° 40 (425 µm) y n° 60 (250 µm). Para la pirolisis, se coloca en una bolsa plástica previamente rotulada 60 mg de la fracción retenida en la malla n°60, cerrando con precinto plástico. Para el análisis isotópico, se deben apartar 0,5 mg de la fracción residual del tamizado en un vial de 2ml rotulado.

Los análisis de carbono orgánico total y de elementos principales y traza se realizaron en el Laboratorio de Geoquímica de YPF Tecnología S.A.<sup>2</sup>, Argentina, con el fin de estudiar la cantidad y el origen de la materia orgánica, así como la composición elemental de los sedimentos. La técnica de pirólisis para el TOC se ejecutó utilizando un equipo RockEval 6 Turbo para análisis de *bulk rock*. Las mediciones de elementos principales y traza se adquirieron utilizando un analizador XRF Thermo Scientific Niton XL3t GOLDD+ programado para el análisis Geo Total. El material de roca fue seleccionado evitando superficies irregulares que pudiesen afectar a la lectura.

Las composiciones isotópicas estables del carbono orgánico ( $C^{13}_{org}$ ) y de trozos de madera carbonizada ( $C^{13}_{wood}$ ) se llevaron a cabo en el *Institute of Earth Surface Dynamics* de la *Université de Laussane* (IDYST-UNIL)<sup>3</sup>. El procedimiento se ejecutó en muestras de roca pulverizadas, descarbonatadas con un tratamiento con ácido clorhídrico (HCl) al 10%, mediante combustión *flash* en un analizador elemental Carlo Erba 1108 EA

---

<sup>2</sup> Profesionales técnicos responsables: Raúl Guanco, Gastón Otegui y Griselda Valenti.

<sup>3</sup> Profesional técnico responsable: Jorge. E. Spangenberg.

conectado a un espectrómetro de masas de relación isotópica Thermo Fisher Scientific Delta V IRMS. La repetitividad y la precisión promedio de los valores de  $\delta C^{13}_{org}$  fueron mejores que 0,05 ‰.

## Análisis estadístico

Con la intención de evaluar la relación entre las asociaciones aquí estudiadas y aquellas de la región protoatlántica y el Tethys occidental, se llevó a cabo un análisis estadístico utilizando el software PAST v4.11 (Hammer *et al.*, 2001) para determinar el grado de (dis)similitud, como una primera aproximación al análisis paleobiogeográfico. Para tal fin, se compararon la asociación del perfil El Matusato I con algunas secciones escogidas de la literatura que reportan nanofósiles calcáreos del Pliensbachiano, a saber: Peniche en Portugal (Ferreira *et al.*, 2019), Camino en España (Fraguas *et al.*, 2015), Limonest en Francia (Reggiani, 2009) y Bosso en Italia (Mattioli y Erba, 1999). De los tres perfiles tratados en esta tesis se eligió El Matuasto I por tratarse del primero en el cual se completó la bioestratigrafía de manera precisa y a partir del cual se notó la similitud con asociaciones tethyanas. La sección de Asientos, Chile (Fantasia *et al.*, 2018a) no pudo ser integrada debido a la falta de nanofósiles calcáreos para la edad analizada.

Dado que los trabajos elegidos incluían indistintamente información cuantitativa o cualitativa, se estandarizaron todos los registros en una matriz de presencia/ausencia (ver Apéndice). Se realizó un análisis multivariado de escalado multidimensional no métrico (NMDS), y un agrupamiento jerárquico (*cluster analysis*) ejecutando el algoritmo *Paired group* (UPGMA) con cero restricciones y *Bootstrapping* N= 9999. El NMDS selecciona el árbol de expansión mínima (MST) en base al índice de similitud. El UPGMA une los *clusters* en función de la distancia media entre los miembros de los grupos. En ambos casos se utilizó el índice de similitud Dice (también denominado coeficiente de Sorensen) por ser específico para datos binarios (ausencia-presencia); la similitud Dice da más importancia a las coincidencias que a las no-correspondencias.

## Capítulo 5 | RESULTADOS

*“Cambiaré de opinion tantas veces y tan a menudo  
como adquiriera conocimientos nuevos”*

Florentino AMEGHINO

El estudio de las asociaciones de nanofósiles de los tres perfiles El Matuasto permitió constatar la continuidad estratigráfica entre los mismos, sin registrarse repeticiones temporales. La identificación de especies marcadoras de nanofósiles, su distribución a lo largo de los perfiles, así como la composición de las asociaciones, permitió la identificación de seis biozonas y numerosas sub-biozonas en base al esquema bioestratigráfico de Ferreira *et al.* (2019) (Fig. 10).

Prácticamente todos los bioeventos citados en este capítulo han sido descriptos por Bown y Cooper (1998), Mattioli y Erba (1999), o Ferreira *et al.* (2019). De acuerdo con estos eventos, los perfiles fueron datados como se lista a continuación: El Matuasto I, Pliensbaquiano temprano-tardío; El Matuasto II, base del Toarciano-Aaleniano temprano; El Matuasto III, Aaleniano temprano-tardío. La descripción de las zonas de nanofósiles es dada en el capítulo de Discusión.

Las asociaciones de nanofósiles reconocidas en los pozos permitieron definir hasta ocho intervalos temporales, mencionados en orden cronoestratigráfico a continuación. En Puesto Touquet x-2: Pliensbaquiano temprano, Pliensbachiano temprano-tardío, Pliensbachiano tardío, Toarciano temprano-medio, Toarciano medio-tardío, Aaleniano temprano-medio y Aaleniano tardío. En Barda Colorada Este x-1: Pliensbachiano temprano, Pliensbachiano tardío-Toarciano temprano?, Toarciano medio, Toarciano medio-tardío, Aaleniano temprano-medio y ?Aaleniano tardío.

En cuanto a los resultados de geoquímica, los datos obtenidos para cada perfil de afloramiento fueron integrados al marco bioestratigráfico.

La distribución estratigráfica de los nanofósiles, el contenido de materia orgánica, las excursiones isotópicas y otras características de cada sección y pozo pueden consultarse en el Apéndice.

## Nanofósiles calcáreos

### El Matuasto I

De las 26 muestras estudiadas, un total de 16 resultaron fértiles para nanofósiles calcáreos. La preservación general de los ensambles es moderada a buena, con una mejor preservación general hacia el tope del perfil. La riqueza específica por muestra varía entre un mínimo de 10 y un máximo de 18 especies.

Se identificaron las especies marcadoras *Similiscutum cruciulus* “grupo” (*S. avitum*, *S. cruciulum*, *S. orbiculus*), *Biscutum grande* y *Lotharingius barozii*, acompañadas por *Calyculus* sp., *Crepidolithis crucifer*, *C. granulatus*, *C. impontus*, *C. crassus*, *C. plienschachensis*, *C. timorensis*, *Crucirhabdus primulus*, *Mitrolithus elagans*, *M. lenticularis*, *Parhabdolithus liasicus*, *P. robustus*, *Similiscutum giganteum*, *S. finchii* *Tubirhabdus patulus* y *Schizosphaerella punctulata*.

La presencia del grupo *Similiscutum cruciulus* se observa en la base del perfil. Este grupo comprende diversas especies, como *S. avitum*, *S. cruciulus*, *S. orbiculus*, previamente descritas por de Kaenel y Bergen (1993) y eventualmente agrupadas por Mattioli *et al.* (2004b) en base a análisis biométricos.

Especímenes del morfotipo delgado de *Calyculus* sp. fueron registrados a los 9,8 metros. Son atribuidos tentativamente a *Calyculus* cf. *cribrum*, pero las estructuras que caracterizan el área central –y permiten la identificación inequívoca– de esta especie, no son visibles.

Respecto de los principales nanoeventos identificados, el FO de *Biscutum grande* se observó a los 10,7 metros, seguido por la FO de una forma delgada y pequeña de *Lotharingius barozii* (18,9 m). La FO de *Similiscutum giganteum* (25,2 m) es seguida por la FO de *S. finchii* (28,2 m) y el morfotipo grande y típico de *L. barozii* (28,2 m). Este último evento confirma que *L. barozii* es la primera especie en aparecer del género *Lotharingius*, tal como reportan Ferreira *et al.* (2019) (Fig. 10).

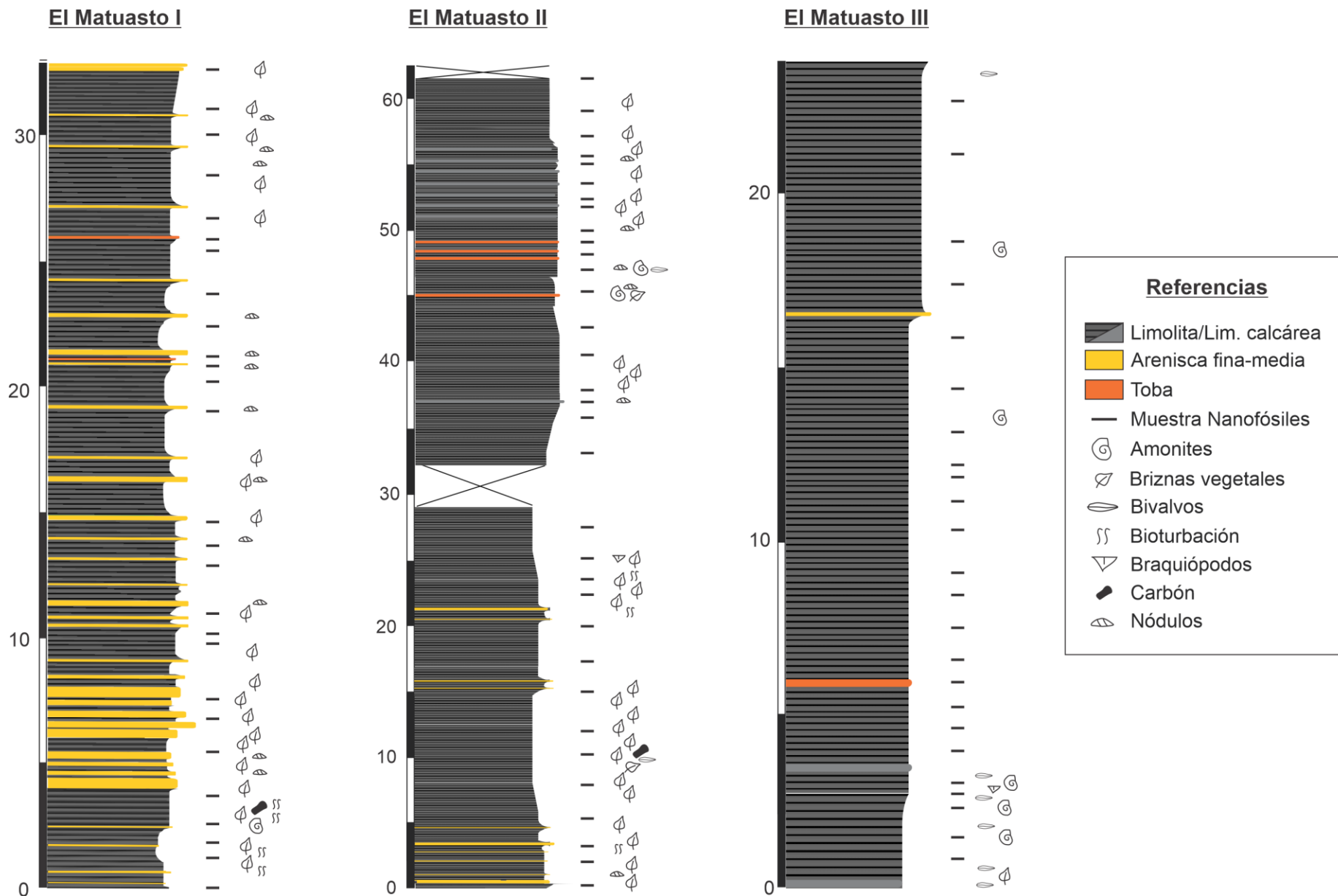


Figura 10. Perfiles El Matuasto; se indica la litología, la ubicación estratigráfica de las muestras analizadas, y otros fósiles observados y/o recolectados.

## El Matuasto II

Se analizaron un total de 49 muestras, de las cuales 38 resultaron fértiles para nanofósiles calcáreos. La preservación general de los ensambles es moderada a buena. La riqueza específica por muestra varía entre un mínimo de 4 y un máximo de 28 especies. La abundancia relativa comienza siendo baja, incrementándose en la sección media del perfil, para luego decrecer nuevamente hacia el tope.

Se recuperaron las especies marcadoras *Lotharingius hauffii*, *Similiscutum novum*, *L. frodoi*, *Carinolithus superbus*, *Discorhabdus striatus*, *Retecapsa incompta* y *Watznaueria contracta*. Otras especies reconocidas a lo largo de este perfil son *Axopodorhabdus atavus*, *Biscutum dubium*, *B. intermedium*, *Bussonius* cf. *leufuensis*, *B. prinsii*, *Crepidolithus crassus*, *C. crucifer*, *C. granulatus*, *C. impontus*, *Crucirhabdus primulus*, *Discorhabdus criotus*, *Mitrolithus elegans*, *M. lenticularis*, *Orthogonoides hamiltoniae*, *Parhabdolithus liasicus*, *P. robustus*, *Triscutum sullivanii*, *Tubirhabdus patulus*, *Zeugrhabdotus erectus* y *Schizosphaerella punctulata*.

La FO de *Lotharingius hauffii* (90 cm) es cercana a la FO de *Similiscutum novum* (22 cm), y precede muy cercanamente a la FO de *L. frodoi* (1,2 m).

Es interesante notar que en un mismo nivel ocurren *L. hauffii*, *Biscutum intermedium* y *Axopodorhabdus atavus*. La primera ocurrencia de *L. hauffii* en este perfil correspondería al rápido incremento (RI) de la especie registrado por Ferreira *et al.* (2019). De hecho, este evento –en Portugal– precede ligeramente a las FO de *B. intermedium* y *A. atavus*.

La FO de *Carinolithus superbus* es observada a los 4,8 metros; aunque este taxón se registra de manera discontinua luego de su primera ocurrencia, el evento es de relevancia significativa. La FO de *Discorhabdus striatus* se da a los 6,3 metros. La presencia de *Watznaueria fossacincta* se registró en una única muestra a los 7,2 m. La FO de *Discorhabdus criotus* ocurre a los 9 metros. La FO de *Triscutum sullivanii* a los 38,1 metros precede cercanamente a la FO de *Retecapsa incompta* a los 40,8 metros. Finalmente, la FO de *Watznaueria contracta* ocurre a los 49,4 metros (Fig. 10).

## El Matuasto III

De las 24 muestras analizadas, 15 resultaron fértiles. La preservación general de las asociaciones es buena y la abundancia relativa es baja. La riqueza específica por muestra varía entre un mínimo de 9 y un máximo de 21 especies.

Se reconocieron las especies marcadoras *Carinolithus superbus*, *Podorhabdus grassei*, *Retecapsa incompta*, *Watznaueria britannica* y *W. fossacineta*. Otras especies reconocidas en este perfil son *Axopodorhabdus atavus*, *Biscutum depravatum*, *B. dubium*, *B. grande*, *Biscutum intermedium*, *B. profundum*, *Calyculus* aff. *cribum*, *Crepidolithus crassus*, *C. impontus*, *Diductius constans*, *Discorhabdus criotus*, *D. striatus*, *Etmorhabdus gallicus*, *Lotharingius barozii*, *L. crucientralis*. *Lotharingius*. aff. *hauffii*, *L. sigillatus*, *Similiscutum novum*, *Triscutum* cf. *sullivani*, *Tubirhabdus patulus*, *Watznaueria contracta*, *Zeugrhabdotus erectus* y *Schizosphaerella punctulata*.

El bioevento significativo registrado en este perfil es la FO de *Watznaueria britannica* a los 4,5 metros. Vuelve a registrarse, en una única muestra, la presencia de *W. fossacineta* (9,9 m) (Fig. 10).

## Puesto Touquet x-2

De un total de 60 muestras estudiadas, 54 resultaron fértiles para nanofósiles (90 %). La preservación general de las asociaciones es moderada, y la abundancia relativa baja. La riqueza específica alcanza un valor máximo de 29 especies por muestra. De acuerdo con la identificación de especies marcadoras y la exclusión de secciones estériles para nanofósiles calcáreos, se definen una serie de tramos que se presentan en orden cronoestratigráfico. Para agilizar la lectura se utiliza mbbp como abreviatura de metros bajo boca de pozo.

El primer tramo (2486-2480 mbbp) constituido por material de corona resultó estéril para nanofósiles.

El segundo tramo (2237-2192 mbbp) cuenta con las especies marcadoras *Biscutum grande* y el grupo *Similiscutum cruciulus*, acompañadas por *Crepidolithus crassus*, *Lotharingius* sp., *Parhabdolithus liasicus*, *Similiscutum finchii*, *S. novum* y *Schizosphaerella punctulata*.

El tercer tramo (2162-2030 mbbp) presenta la especie marcadora *Lotharingius barozii* junto con *L. crucicentrsalis*, *L. sigillatus*, *P. liasicus*, *Similiscutum cruciulus* (grupo), *S. finchii*, *S. giganteum* y *S. punctulata*.

El cuarto tramo (2018-1211 mbbp) presenta a *Lotharingius hauffii* y *L. sigillatus* como especies marcadoras. El ensamble se completa con *Axopodorhabdus atavus*, *Biscutum grande*, *Bussonius prinsii*, *Crepidolithus crassus*, *C. impontus*, *C.*



*pliensbachensis*, *Lotharingius barozii*, *L. crucientralis*, *L. frodoi*, *L. hauffii*, *L. sigillatus*, *L. umbriensis*, *L. velatus*, *Parhabdolithus liasicus*, *P. robustus*, el grupo *Similiscutum cruciulus*, *S. finchii*, *S. giganteum*, *Tubirhabdus patulus* y *Schizosphaerella punctulata*.

El intervalo 942-1050 mbbp no pudo ser muestreado debido a la escasez/ausencia de material de *cutting*.

El quinto (930 mbbp) tramo registra la ocurrencia de *Carinolithus superbus* y *Discorhabdus striatus*, ambas importantes especies marcadoras, acompañadas por *Axopodorhabdus atavus*, *Carinolithus superbus*, *Crepidolithus crassus*, *C. granulatus*, *Crucirhabdus primulus*, *Discorhabdus striatus*, *Lotharingius barozii*, *L. crucientralis*, *L. hauffii*, *L. sigillatus*, *L. velatus*, *Parhabdolithus liasicus*, *P. robustus*, *Similiscutum cruciulus* (grupo), *S. finchii*, *S. giganteum*, *S. novum*, *Tubirhabdus patulus*, *Triscutum sullivanii* y *Schizosphaerella punctulata*.

El sexto tramo (928-878 mbbp) presenta a la especie marcadora *Discorhabdus criotus*, y está caracterizado por la presencia de *Axopodorhabdus atavus*, *Biscutum dubium*, *Carinolithus superbus*, varias especies de los géneros *Crepidolithus* sp. y *Lotharingius* sp. *Discorhabdus* aff. *ignotus*, *D. striatus*, *Parhabdolithus liasicus*, *P. robustus*, *Similiscutum cruciulus* (grupo), *S. finchii*, *Triscutum sullivanii*, *Watznaueria colacicchii* y *Schizosphaerella punctulata*.

El séptimo tramo (854-542 mbbp) da cuenta de ensamblados conformados por *Axopodorhabdus atavus*, *Carinolithus superbus*, *Crepidolithus crassus*, *C. impontus*, *C. granulatus*, *Discorhabdus criotus*, *Discorhabdus* aff. *ignotus*, *D. striatus*, *Ethmorhabdus crucifer*, *Lotharingius barozii*, *L. crucientralis*, *Parhabdolithus liasicus*, *Podorhabdus grassei*, la especie marcadora *Retecapsa incompta*, *Similiscutum cruciulus* (grupo), *S. finchii*, *Tubirhabdus patulus*, *Watznaueria colacicchii*, *Zeugrhabdotus erectus* y *Schizosphaerella punctulata*.

El octavo tramo (518-329 mbbp) registra un ensamblado similar al intervalo previo, con la ocurrencia de *Carinolithus superbus*, especies de los géneros *Crepidolithus* sp., *Lotharingius* sp., *Discorhabdus* sp., *Similiscutum cruciulus* (grupo), *S. finchii*, *Tubirhabdus patulus*, *Watznaueria colacicchii* y la aparición de *W. contracta*.

El noveno tramo (302 mbbp) solo cuenta con la ocurrencia de *Watznaueria* aff. *britannica*, *Podorhabdus grassei* y *Discorhabdus striatus*.

## Barda Colorada Este x-1

De un total de 51 muestras estudiadas, 37 resultaron fértiles para nanofósiles (72,5 %). La preservación general de los ensambles es moderada, y la abundancia relativa baja. La riqueza específica alcanza un valor máximo de 25 especies, y en general tiende a aumentar hacia el intervalo más joven del pozo. De acuerdo con la identificación de especies marcadoras y la exclusión de secciones estériles para nanofósiles calcáreos se definieron una serie de tramos que se presentan en orden cronoestratigráfico.

El primer tramo (3100-3049 mbbp) solo reporta la presencia de *Schizosphaerella punctulata*.

El segundo tramo (2980-2773 mbbp) presenta la especie marcadora *Biscutum grande* acompañada por *Crepidolithus crassus*, *Mitrolithus lenticularis*, *Parhabdolithus liasicus*, *Similiscutum cruciulus* (grupo), *S. finchii*, *Similiscutum* aff. *giganteum*, *Tubirhabdus patulus* y *Schizosphaerella punctulata*.

El tercer tramo (2719-2072 mbbp) acumula la mayor cantidad de muestras estériles del sondeo, y registra muy pocos especímenes de *Lotharingius barozii*, *C. impontus*, *P. liasicus*, *Similiscutum finchii* y *Schizosphaerella punctulata*.

El cuarto tramo (2041-1437 mbbp) se caracteriza por ensambles con las especies *Biscutum dubium*, *Crepidolithus* sp., *Crepidolithus crassus*, *Crepidolithus impontus*, *Discorhabdus ignotus*, *D. striatus*, *Lotharingius barozii*, *L. frodoi*, *L. hauffii*, *L. sigillatus*, *L. umbriensis*, *L. velatus*, *Mitrolithus elegans*, *Parhabdolithus liasicus*, el grupo *Similiscutum cruciulus*, *S. finchii*, *S.*, *Tubirhabdus patulus* y *Schizosphaerella punctulata*.

El quinto tramo (1390-918 mbbp) es el que presenta mayor diversidad específica del sondeo, registrando las especies *Biscutum dubium*, *Bussonius prinsii*, *Carinolithus magharensis*, *C. superbus*, *Crepidolithus crassus*, *C. crucifer*, *C. impontus*, *C. plienschbachensis*, *Crucirhabdus primulus*, *Discorhabdus criotus*, *D. striatus*, *Ethmorhabdus crucifer*, *Lotharingius barozii*, *L. crucicentralis*, *L. frodoi*, *L. hauffii*, *L. sigillatus*, *Parhabdolithus liasicus*, *P. robustus*, *Similiscutum cruciulus* (grupo), *S. finchii*, *S. giganteum*, *S. novum*, *Tubirhabdus patulus* y *Schizosphaerella punctulata*.

El sexto tramo (874-711 mbbp) acumula numerosos eventos de última ocurrencia, como por ejemplo los de *Carinolithus superbus*, *Discorhabdus criotus*, *D. striatus*, *Mitrolithus lenticularis*, *Retecapsa incompta*, el grupo *Similiscutum cruciulus* y

*Watznaueria contracta*. En este tramo, también se reconocieron a *Crepidolithus crassus*, *Crepidolithus aff. crucifer*, *Lotharingius barozii*, *S. giganteum* y *Schizosphaerella punctulata*.

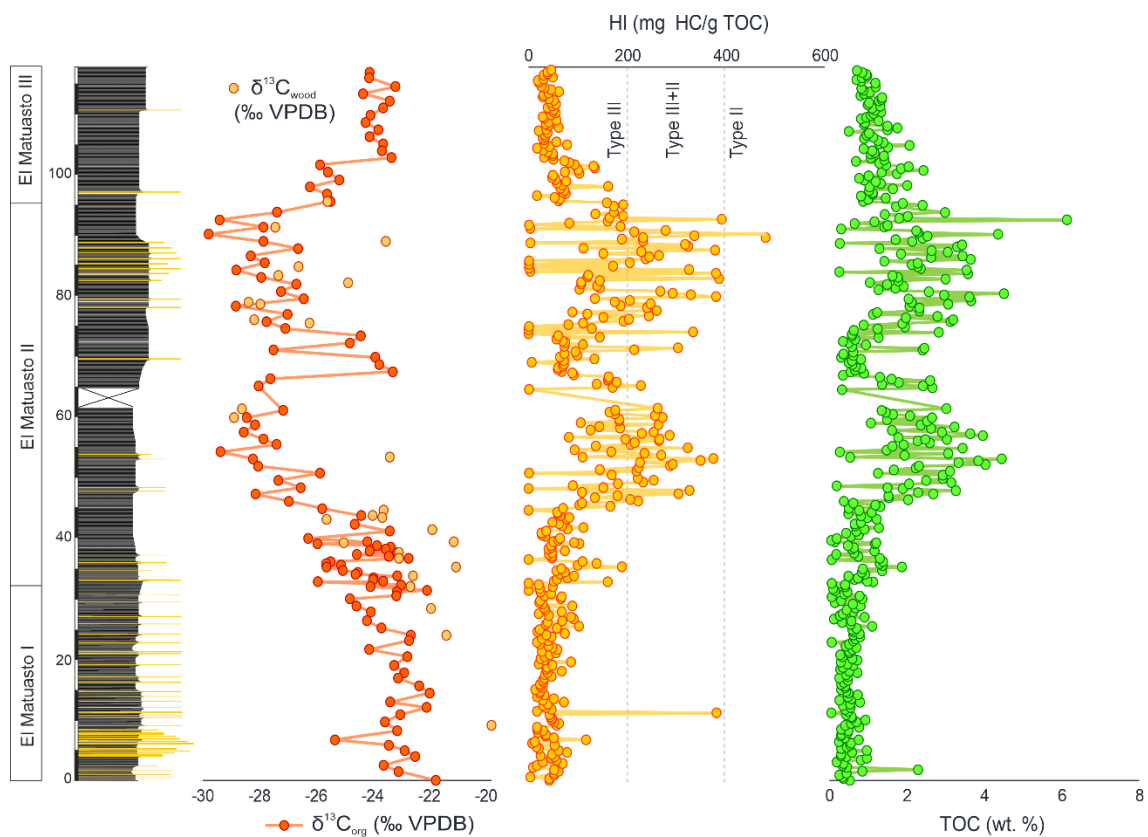
El séptimo tramo (669-355 mbbp) tiene una diversidad muy baja, registrando unos pocos ejemplares de *Crepidolithus crassus*, *C. crucifer*, *Lotharingius barozii*, *L. crucicentralis*, *Similiscutum giganteum*, *Tubirhabdus patulus* y *Schizosphaerella punctulata*.

## Isótopos estables

Se analizaron 116 muestras de roca y 28 muestras de carbón provenientes de los tres perfiles El Matuasto; la mayoría de las muestras de carbón corresponden a El Matuasto II. En la figura 11 se representa la curva isotópica de las tres secciones, junto con el contenido de materia orgánica. El registro general de los valores de  $C^{13}_{org}$  en El Matuasto I es estable hasta ~22 m, fluctuando constantemente entre -24 y -22 ‰, salvo unos pocos valores más negativos (Fig. 11). A los 25 m se observa un desplazamiento negativo hasta ~ -25 ‰. Este intervalo no ha sido fácilmente datado con nanofósiles, pero probablemente corresponde al Pliensbachiano superior. En El Matuasto I, los valores de  $C^{13}_{wood}$  varían entre -22,66 y -19,80 ‰. Aunque el número de muestras medidas es limitado, se observa una tendencia bastante similar entre los valores de  $C^{13}_{org}$  y  $C^{13}_{wood}$ , con un desfase global de 1 a 2 ‰.

En El Matuasto II, los valores de  $C^{13}_{org}$  oscilan entre -29,78 y -22,73 ‰; se observa una pequeña excursión negativa de los valores de  $C^{13}_{org}$  hasta ~-26 ‰ en la base de la sección, a ~38m (Fig. 11). Este intervalo se fecha según los nanofósiles en el Toarciano inferior y, en su parte superior, en la zona NJT6. Se observan otras dos excursiones prominentes en las partes media y superior del perfil, correspondientes al Toarciano medio y al Toarciano/Aaleniano, respectivamente. La madera  $C^{13}_{wood}$  varía entre -28,89 y -21,05 ‰, con los valores más negativos reflejando las dos excursiones negativas  $C^{13}_{org}$  observadas.

En El Matuasto III, los valores de  $C^{13}_{org}$  fluctúan entre -26,21 y -23,19 ‰, registrando los valores más negativos en la base de la sección, junto con un único valor de  $C^{13}_{wood}$  de -25,58 ‰, y valores crecientes en la parte superior de la sección, finalizando con valores estables en torno a -24 ‰.



**Figura 11.** Curvas de isótopos de carbono ( $C^{13}_{org}$ ), índice de hidrógeno (HI) y carbono orgánico total (TOC).

## Materia orgánica

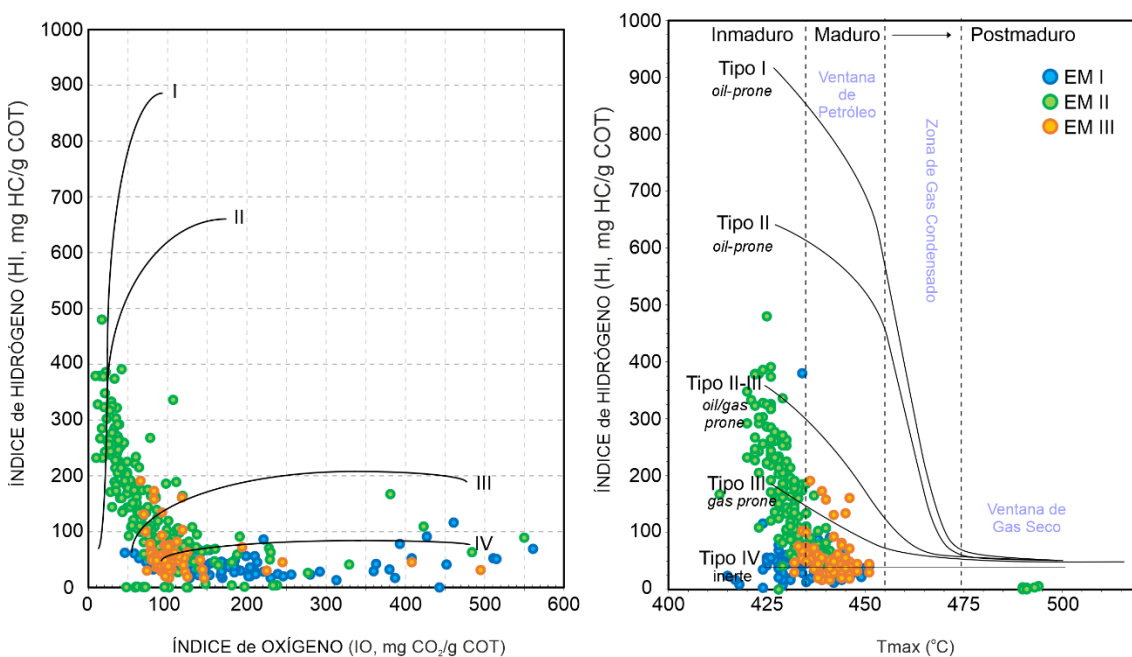
El análisis de pirólisis registró la presencia de materia orgánica en las 384 muestras correspondientes a las tres secciones (Fig. 11). En general, la sección El Matuasto I presenta el menor contenido de Carbono Orgánico Total (TOC) (inferior al 1 %), con un único contenido elevado del 2,29 % en la base de la sección. El Índice de Hidrógeno (HI) presenta valores inferiores a 200 mg HC/gTOC, indicando un kerógeno de tipo III, con un registro excepcional de 380 mg HC/g TOC en la base de la sección.

La sección El Matuasto II registra valores de TOC que fluctúan entre 0,05 y 6,13 %, registrando valores más altos (hasta 2 %) en el intervalo alrededor de 38m, donde también se observa un desplazamiento negativo en  $C^{13}_{org}$ . Valores muy altos comprendidos entre el 2 y el 4 % se observan en el Toarciano medio y en el Toarciano/Aaleniano. En los mismos intervalos se han registrado las dos excursiones negativas prominentes de  $C^{13}_{org}$ . El HI coincide bastante bien con el registro de TOC, y muestra valores más altos durante las tres principales excursiones negativas de  $C^{13}_{org}$  en

el Toarciano inferior, Toarciano medio y Toarciano/Aaleniano. Hacia la parte media y superior de la sección se observan valores más altos que atestiguan kerógeno de tipo II/III (HI 200-400 mg HC/g TOC).

En El Matuasto III, el TOC es generalmente bajo, registrándose los valores más altos (hasta 2,43 %) en la base de la sección. Una tendencia similar se observa para el HI, aunque el rango total de valores indica un kerógeno de tipo III (< 200 mg HC/g TOC).

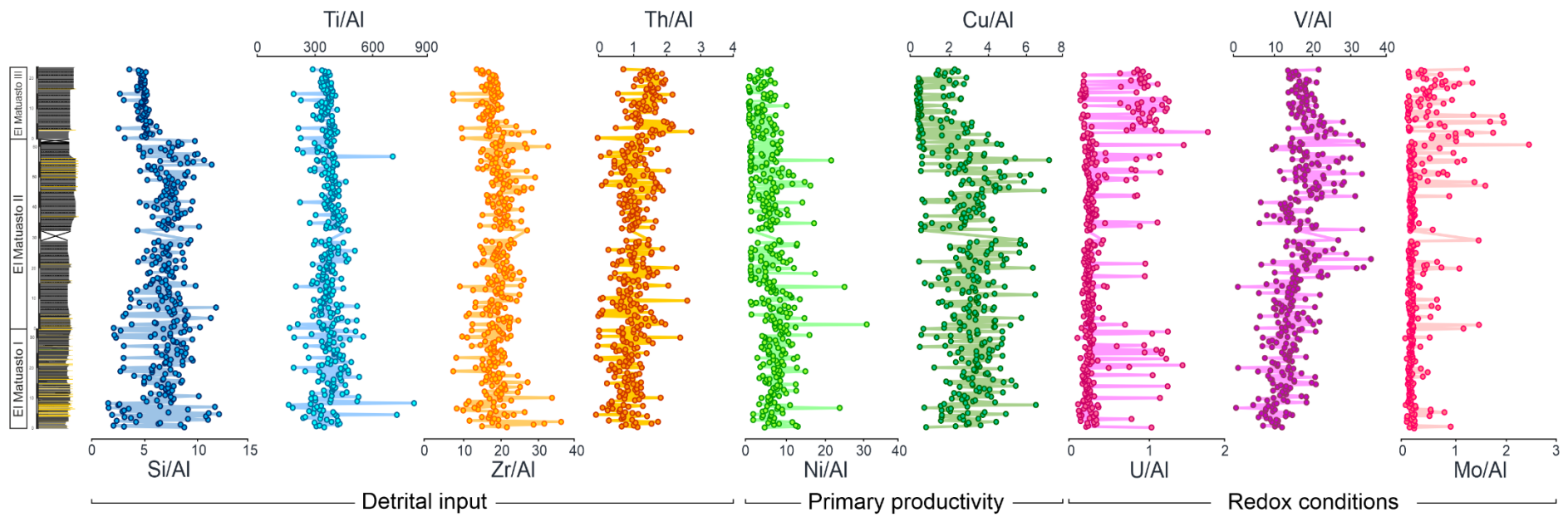
Los diagramas cruzados HI/OI y HI/Tmax evalúan el origen y la madurez del kerógeno (Figura 12). El kerógeno de tipo III deriva de materia vegetal terrestre, y está representado por valores bajos de la relación HI/OI en todo El Matuasto I, la base de El Matuasto II y la parte superior de El Matuasto III. El kerógeno de tipo II, derivado principalmente de fitoplancton marino y algas, está escasamente representado en El Matuasto II. Una mezcla de tipos de kerógeno II-III se observa mayoritariamente en El Matuasto II y unos pocos valores de El Matuasto III, particularmente correspondientes a los intervalos de excursión isotópica negativa/enriquecimiento en TOC. La inmadurez del kerógeno está relacionada con valores bajos de Tmax, correspondientes a la mayoría de los valores de El Matuasto II, casi la mitad de El Matuasto I y unos pocos de El Matuasto III. Los valores más altos de Tmax que indican kerógeno maduro corresponden a la mitad de los registros de El Matuasto I y casi en su totalidad a los de El Matuasto III.



**Figura 12.** Valores de TOC, índice de hidrógeno (IH) y Tmax medidos en los perfiles El Matuasto. **a.** Diagrama Van Krevelen (IH vs IO). **b.** Diagrama IH vs Tmax, donde se indica el tipo de kerógeno y la madurez de la materia orgánica.

## Elementos mayoritarios y elementos traza

Se midieron un total de 384 muestras en los perfiles El Matuasto. En todas las muestras medidas, se plotearon varios elementos después de la normalización con respecto al Aluminio, el elemento detrítico más abundante. Las proporciones de elementos relacionados con el aporte detrítico, como Ti/Al, Zr/Al y Th/Al (Tribovillard *et al.*, 2006; Fantasia *et al.*, 2018b) son muy fluctuantes en El Matuasto I, con una tendencia general creciente hasta la misma base de El Matuasto II, y mostrando tendencias especulares invertidas respecto a la curva de TOC a lo largo de El Matuasto II y III. Asimismo, la relación de elementos asociados a partículas de limo y arcilla (como Si y Al), que se consideran constituyentes químicos de los granos minerales detríticos (por ejemplo, cuarzo, filosilicatos; Montero-Serrano *et al.*, 2015), muestra valores fluctuantes en la base de El Matuasto I seguidos de una tendencia más estable, tendente a disminuir hacia la parte superior de El Matuasto III. Las proporciones de elementos interpretados como relacionados con una alta productividad primaria o un flujo relativamente alto de materia orgánica, como Ni/Al y Cu/Al (Tribovillard *et al.*, 2006), presentan tendencias diferentes. Comparativamente, la relación Ni/Al muestra una curva estable; la tendencia Cu/Al es más variable y similar a la curva TOC, con intervalos correlativos de valores crecientes. Los elementos relacionados con las condiciones redox, como el U, V y Mo (Calvert y Pedersen, 1993; Tribovillard *et al.*, 2006; Fantasia *et al.*, 2018b), son en general más estables en El Matuasto I. Los valores de U/Al y Mo/Al aumentan desde el techo de El Matuasto II, mientras que la relación V/Al muestra una tendencia especular con la curva de TOC (Fig. 13).

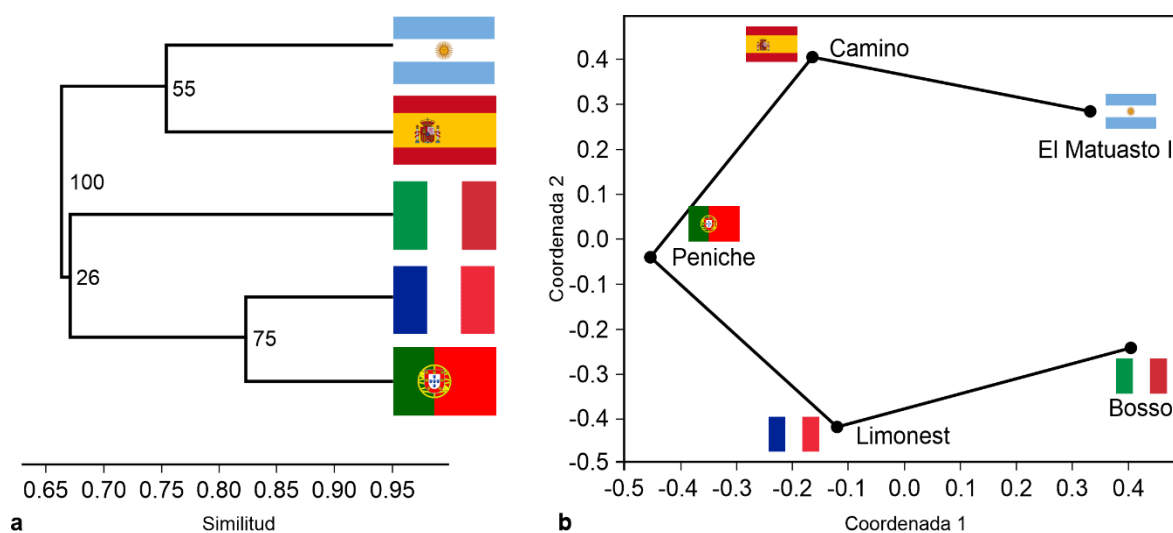


**Figura 13.** Curvas de elementos mayoritarios y traza seleccionados en los perfiles El Matuasto.

## Análisis de similitud

El análisis de similitud a partir de las especies presentes en los ensambles del perfil El Matuasto I para el Pliensbachiano, con las especies reconocidas en diferentes secciones del Tethys para el mismo periodo, se realizó a través de un análisis de agrupamiento jerárquico (Fig. 14). Los sitios con los que se comparó son Camino en España (Cuenca Vasco-Cantábrica; Fraguas *et al.*, 2015), Peniche en Portugal (Cuenca Lusitana; Ferreira *et al.*, 2019), Limonest en Francia (Cuenca Vocontiana; Reggiani, 2009) y Bosso en Italia (Cuenca de Umbria-Marche; Mattioli y Erba, 1999).

De acuerdo con el agrupamiento jerárquico (Fig. 14a), se pueden identificar dos grupos principales. Las secciones El Matuasto I (Argentina) y Camino (España) mostraron una mayor similitud entre ellas, en tanto las secciones Limonest (Francia) y Peniche (Portugal) se agruparon juntas. La sección Bosso (Italia) apareció como una rama separada del árbol, más similar al agrupamiento Limonest-Peniche. De todos los grupos, el binomio Limonest-Peniche es el más soportado (*Bootstrap* = 75). Concordantemente, en el análisis NMDS (Fig. 14b) se observa la propincuidad entre las secciones El Matuato I y Camino, seguidas de Peniche, Limonest y Bosso. El *stress value* fue 0,1441.



**Figura 14. a.** Agrupamiento jerárquico (*cluster analysis*) de *Paired group* (UPGMA). Los valores de las ramas en UPGMA responden al *Bootstrap*. **b.** Escalado multidimensional no métrico (NMDS).



## Amonites y otros fósiles

Si bien se registró la presencia de amonites y otros macroinvertebrados en los tres perfiles de afloramiento, la preservación general es mala. Solo pudieron recolectarse amonites, bivalvos y un único ejemplar de belemnite en el El Matuasto III (Fig. 15). Los ejemplares se encuentran depositados en el Museo Provincial de Ciencias Naturales “Prof. Dr. Juan A. Olsacher” de la ciudad de Zapala (Neuquén, Argentina), siglados como MOZ-PI-11255 a MOZ-PI-11263. El estudio del material estuvo a cargo del Dr. Alberto C. Riccardi quien proveyó las siguientes determinaciones:

MOZ-PI-11255 (El Matuasto III; 1,5 m): *Maconiceras connectens* (Haug). Edad: Límite Toarciano inferior-superior (Zona de Asociación de *Peronoceras largaense*, *P. pacificum* y *Collina chilensis*)

MOZ-PI-11256 (El Matuasto III; 2,4 m): *Phymatoceras* cf. *iserense* (Oppel), *Bositra* sp. Edad: Toarciano superior (Zona de Asociación de *Phymatoceras*)

MOZ-PI-11257 (El Matuasto III; 2,82 m): *Bositra* sp., *Acrocoelites* sp.

MOZ-PI-11262 (El Matuasto III; 4,5 m): ?*Phymatoceras* sp. Toarciano superior (Zona de Asociación de *Phymatoceras*).

MOZ-PI-11259 (El Matuasto III; 5,78 m): *Phymatoceras* sp., *Bositra* sp. Toarciano superior (Zona de Asociación de *Phymatoceras*).

MOZ-PI-11258 (El Matuasto III; 8,2 m): *Phymatoceras* sp. Edad: Toarciano superior (Zona de Asociación de *Phymatoceras*).

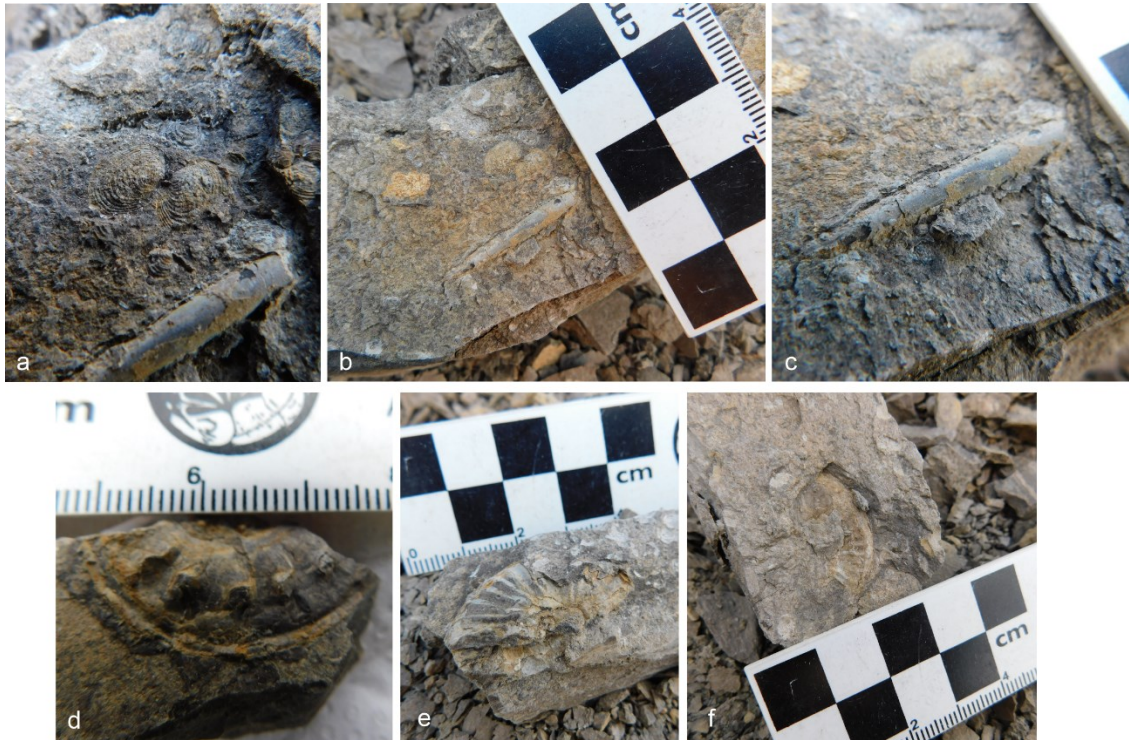
MOZ S/N (EMIII-18) (El Matuasto III; 13,2 m): *Phlyseogrammoceras* sp. Toarciano superior (Zona de Asociación de *Phlyseogrammoceras tenuicostatum*).

MOZ-PI-11260 (El Matuasto III; 18,3 m): ?*Pleydellia* sp., *Bositra* sp. Toarciano superior (Zona de Asociación de *Dumortieria*).

MOZ-PI-11261 (El Matuasto III; 20,7 m): Ammonitina indet.

MOZ S/N (LM-EMIII-71) (El Matuasto III; 21 m): Ammonitina indet., *Bositra* sp.

MOZ-PI-11263 (El Matuasto III; 22,2 m): Ammonitina indet., *Bositra* sp.



**Figura 15.** Algunos de los invertebrados recolectados en El Matuasto III. **a-c.** *Bositra* sp., *Acrocoelites* sp. (MOZ-PI-11257). **d.** ?*Phymatoceras* sp. (MOZ-PI-11262). **e-f.** *Phymatoceras* cf. *iserense* (MOZ-PI-11256).

## Capítulo 6 | SISTEMÁTICA PALEONTOLÓGICA

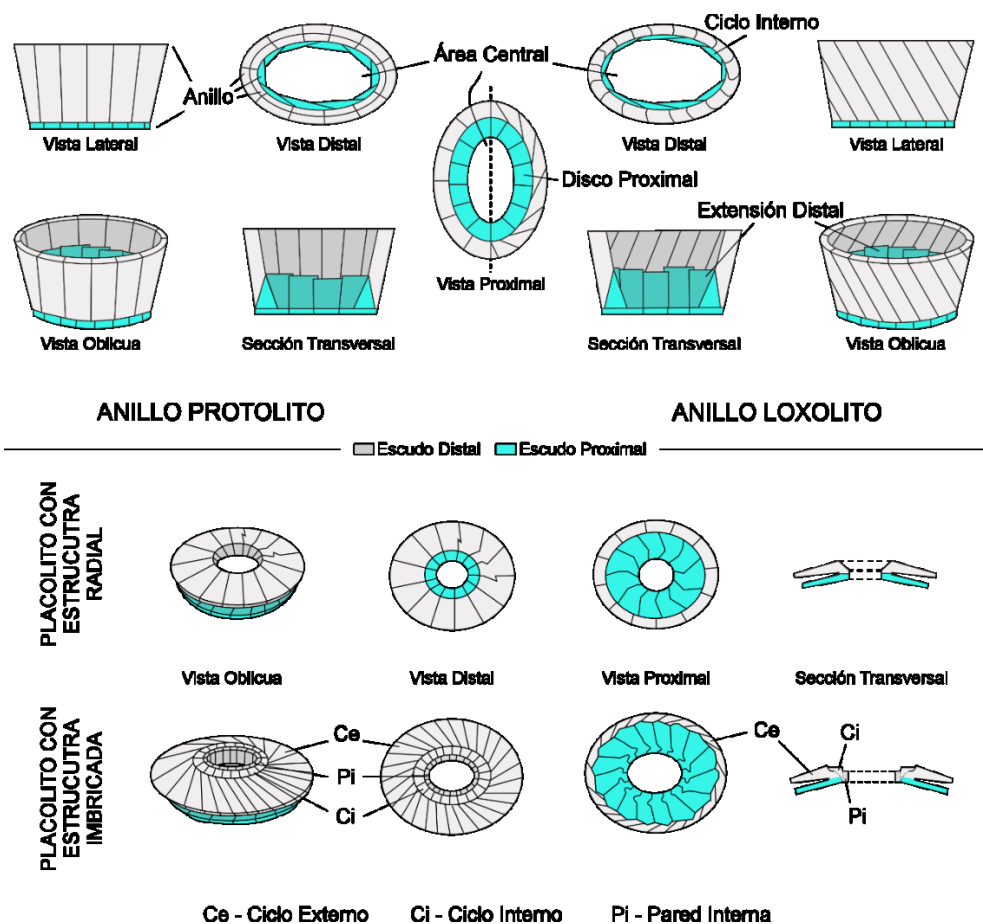
*“En paléontologie, plus que dans les autres disciplines des Sciences naturelles, les nomes donnés aux choses masquent souvent notre ignorance. Il ne faut jamais l'oublier.”*

Marie Louis EMBERGER

La sistemática paleontológica presentada a continuación está basada en un detallado escrutinio de contribuciones antiguas y modernas. Para cada especie se provee una lista sinonímica lo más completa posible respetando las notaciones originales de cada trabajo, solo agregando –cuando fuera necesario– una referencia alfabética al año de publicación de acuerdo a la bibliografía utilizada en esta tesis. Para cada taxón se detallan comentarios respecto a la diagnosis original, las propias observaciones y las descripciones proporcionadas en la literatura, así como el rango estratigráfico mundialmente conocido para la especie.

Respecto a la morfología de los cocolitos, para las descripciones de murolitos y placolitos se hace referencia a Young (1992), y para la estructura de protolitos y loxolitos se sigue a Bown (1987a). El término **placolito** describe un patrón de disposición entrelazada de cocolitos en una cocosfera, mientras que **murolito** refiere a cocolitos en forma de cuenco que no se solapan ni entrelazan en la cocosfera. La estructura del **anillo protolito** de los murolitos comprende un escudo distal predominante y un escudo proximal, exhibiendo ambos una extensión vertical (distal) (Fig. 16). El escudo distal está compuesto por elementos unidos a lo largo de suturas perpendiculares a la base del cocolito, sin imbricación. La estructura del anillo protolito corresponde a los géneros *Crucirhabdus*, *Mitrolithus* y *Parhabdolithus*. La estructura del **anillo loxolito** de los murolitos se compone de un escudo distal predominante y un escudo proximal con una extensión (distal) vertical (ver Bown, 1987a, text-fig. 6A). El escudo distal está compuesto por láminas altas y angostas, fuertemente inclinadas e imbricadas. El anillo loxolito está representado en los géneros *Crepidolithus*, *Tubirhabdus* y *Zeugrhabdotus*. La estructura del **anillo placolito** posee elementos formando un escudo ligeramente cóncavo-convexo desarrollado en el plano horizontal, paralelo a la superficie celular, en oposición a los anillos murolitos altos y rectos, de orientación vertical. La **estructura radial** del anillo placolito comprende dos escudos –proximal y distal–, ambos unicíclicos

(Fig. 16). El escudo distal está formado por láminas en forma de cuchilla (*blade-like laths*) yaciendo lado a lado, con las líneas de sutura entre cada elemento orientadas radialmente hacia el área central del cocolito. Los géneros que muestran esta estructura son *Axopodorhabdus*, *Biscutum*, *Discorhabdus*, *Ethmorhabdus*, *Podorhabdus* y *Sollasites*, con modificaciones en *Calyculus* y *Carinolithus*. La **estructura imbricada** del anillo placolito consiste en un escudo distal bicíclico, un escudo proximal unicíclico y una pared interna conectora (Fig. 16). El anillo externo del escudo distal está compuesto de láminas en forma de cuchilla imbricadas y unidas a través de suturas con orientación anti-horaria. Los géneros considerados en este estudio con esa estructura son *Bussonius* (con modificaciones), *Lotharingius* y *Watznaueria*. La **estructura escalonada** del anillo placolito consta de tres escudos unicíclicos (distal, intermedio y proximal) estrechos y superpuestos. Los escudos intermedio y proximal están íntimamente adosados entre sí, apreciándose una pared interna conectora revistiendo el área central. El único género citado en este estudio con estas características es *Triscutum*.



**Figura 16.** Arriba: estructura de los anillos protolito y loxolito de los cocolitos murolítos. Abajo: estructuras radial e imbricada del anillo placolito. Esquemas adaptados de Bown (1987a).

División HAPTOPHYTA Hibberd ex Edvardsen y Eikrem en Edvardsen *et al.*, 2000  
Clase PRYMNESIOPHYCEAE Hibberd, 1976; emend. Cavalier-Smith en Cavalier-Smith *et al.*, 1996

Subclase CALCIHAPTOPHYCIDAE de Vargas *et al.*, 2007

Grado 'HETEROCOCOLITOS' Braarud *et al.*, 1955a, b

Orden EIFFELLITHALES Rood *et al.*, 1971

Familia CHIASTOZYGACEAE Rood *et al.*, 1973 emend. Varol y Girgis, 1994

Género *Crepidolithus* Noël, 1965a

Especie tipo: *Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a

*Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a

Lámina 1, Figura 1

1954. *Discolithus crassus* Deflandre en Deflandre y Fert, pág. 144, lám. 15, figs. 12–13, text–fig. 49.
- 1965a. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954); Noël, lám. 2, figs. 3–7; lám. 3, fig. 1–5; text–figs. 17–21.
- 1965b. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954); Noël, pág. 5, text–figs. 17–21.
- non 1969. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Prins, lám. 1, fig. 5C.
1973. *Crepidolithus crucifer* Prins, 1969; Rood *et al.*, lám. 2, fig. 4.
1979. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Goy in Goy *et al.*, 1979, lám. 2, fig. 1.
- non 1979. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Medd, lám. 1, figs. 7–8.
1981. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Goy, lám. 5, figs. 8, 10–11 (non fig. 9); lám. 6, fig. 1.
1982. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Hamilton, lám. 3.1, fig. 4 (non fig. 3).
- non 1986. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Young *et al.*, lám., fig. M.
- 1987a. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Bown, lám. 1, figs. 6–11; lám. 12, figs. 5–6.
- 1987b. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Bown, lám. 1, figs. 1–2.

1988. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Angelozzi, lám. 2, figs. 4–5.
1992. *Crepidolithus plienschachensis* (Crux, 1985) Bown, 1987a. Cobianchi, fig. 22 i–l.
1994. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Goy *et al.*, lám. 7, figs. 3–4.
1995. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Nini *et al.*, lám.1, figs. 5, 17.
1995. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Stoico y Baldanza, lám. 4, figs. 7–8.
1998. *Crepidolithus timorensis* (Kristan–Tollmann, 1988a) Bown y Cooper en Bown, lám. 4.9, figs. 13–14 (= small *C. crassus*).
1998. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.1, fig. 1; lám. 4.9, figs. 1–2.
1998. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Parisi *et al.*, lám. 4, fig. 2.
1999. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Mattioli y Erba, lám. 1, fig. 8; tex–fig. 8.
2000. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Walsworth–Bell, fig. 4.7, 6.3.
2007. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Fraguas *et al.*, lám. 1, fig. 1.
2008. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Aguado *et al.*, fig. 5.11–12.
2008. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Fraguas *et al.*, lám. 1, fig. 1.
2010. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Reggiani *et al.*, lám. 1, figs. 3–6.
2010. “small *Crassus*” Suchéras–Marx *et al.*, fig. 7.
2012. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Sandoval *et al.*, fig. 9.49–50.
2013. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965a. Mattioli *et al.*, lám. 1, fig. 14.
2014. *Crepidolithus cantabriensis*. Fraguas, fig. 3f (*non* figs. 3a–e).
2015. *Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a. Casellato y Erba, lám. 1.18–19, y “small” *C. crassus* lám. 1.20.
2015. *Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a. Suchéras–Marx *et al.*, fig. 2, 11.
2016. *Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a. Rai *et al.*, fig. 2, 3a–b, ?14a–b.
2017. *Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a. Peti *et al.*, fig.5I; figs. S.2 34–35 (appendix F).
- ? 2019. *Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a. Antolíková, fig. 1.

2019. *Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a. Menini *et al.*, lám. 1., figs. 4–5.
2019. *Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a. Ferreira *et al.*, lám. 1, fig. 21.
2021. *Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a. Boomer *et al.*, fig. 11 (1).
- 2021b. *Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a. Fraguas *et al.*, fig. 9, CM.249.
- ? 2021. *Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a. Šimo y Antolíková, fig. 5.
2022. *Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám 1, fig. 1.
2023. *Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a. Visentin *et al.*, lám. 1, figs. 13-14.

**Descripción:** Cocolito muralito con un anillo ancho y masivo, y un área central vacía generalmente reducida a una hendidura vertical.

**Observaciones:** La diagnosis original de *Discolithus crassus* describe un “cocolito elíptico y grueso, ligeramente elongado sin un anillo elevado, exhibiendo una línea media longitudinal ondulada, interrumpida en su centro por líneas laterales divergentes y algunas puntuaciones (¿perforaciones?)” (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954, pp. 115–176). Noël (1965a, pág. 88) enmendó esta diagnosis estableciendo que se trata de “un *Crepidolithus* típico”. La puntuación reportada por Deflandre y Fert (1954) podría ser el resultado de una preservación pobre del espécimen que ilustran bajo microscopio óptico (MO). La posterior descripción de Bown (1987a; pág. 16) reporta un “anillo ancho, alto y elíptico con una área central vacía a menudo reducida a una hendidura lenticular (...) Cuanto más ancha es la pared más estrecha es la zona central”. En realidad, las imágenes al microscopio electrónico de barrido (MEB) muestran un área central vacía y de tamaño variable (Bown, 1987a; lámina 1, figs. 6–9, pág. 15). De hecho, Noël (1965a) y Bown (1987a) observaron cierta variabilidad en el área central de *C. crassus*, la cual puede ser ligeramente abierta. Suchéras–Marx *et al.* (2010) registraron dos morfotipos de cocolito de diferente tamaño, nombrados “*small crassus*” con un tamaño promedio de 6,5  $\mu\text{m}$  y “*large crassus*” con un tamaño promedio de 8,5  $\mu\text{m}$ .

Fraguas y Erba (2010) realizaron un análisis biométrico de *C. crassus* y *C. crucifer* y diferenciaron ambas especies en base a la biometría, concluyendo que *C. crassus* tiene un tamaño menor (en promedio de 6,91 µm) que *C. crucifer* (en promedio de 8,96 µm) (ver Fig. 5). A pesar del pequeño tamaño en promedio de *C. crassus* registrado por Fraguas y Erba (2010), los especímenes medidos incluyen virtualmente tanto al “*small crassus*” como al “*large crassus*” de Suchéras–Marx *et al.* (2010). De hecho, las diferencias entre *C. crassus* y *C. crucifer* también contemplan a las estructuras del área central.

**Ocurrencia:** Dado el amplio rango de *C. crassus*, esta especie ha sido registrada en la totalidad del intervalo estudiado tanto en afloramiento como en subsuelo. La primera ocurrencia (FO) de esta especie es usada por algunos autores para marcar el límite entre las biozonas NJ2–NJ3 (Barnard y Hay, 1974; Bown y Cooper, 1998; Fraguas *et al.*, 2015).

**Rango estratigráfico:** Sinemuriano – Tithoniano (Bown y Cooper, 1998).

*Crepidolithus crucifer* Prins ex Rood *et al.*, 1973 emend. Fraguas y Erba, 2010

Lámina 1, Figura 2

1969. *Crepidolithus crucifer* Prins, pág. 551, lám. 1, fig. 3a (*non* fig. 3b) (*nomen nudum*).  
*non* 1973. *Crepidolithus crucifer* Prins, 1969. Rood *et al.*, pág. 374, lám. 2, fig. 4.
1974. *Crepidolithus crucifer* Prins ex Rood *et al.*, 1973. Barnard y Hay, lám. 1, fig. 5; lám. 4, fig. 5.
1977. *Crepidolithus crucifer* Prins ex Rood *et al.*, 1973. Hamilton, lám. 3, fig. 10.
1978. *Crepidolithus crucifer* Prins ex Rood *et al.*, 1973. Hamilton, lám. 7, fig. 2.
1979. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965b. Medd, lám. 1, fig. 8 (*non* fig. 7).
1981. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965b. Goy, lám. 5, fig. 9 (*non* figs. 8, 10–11).
1982. *Crepidolithus crucifer* Prins ex Rood *et al.*, 1973. Hamilton en Lord, lám. 3.1, fig. 1.
- ? 1986. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965b. Young *et al.*, lám., fig. M.
1992. *Crepidolithus cavus* Prins ex Rood *et al.*, 1973. Cobianchi, fig. 22h.
1994. *Crepidolithus* sp. Noël, 1973. Gardin y Manivit, lám. 1, figs. 13–14.
2003. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965b. Asgar–Deen *et al.*, fig. 11; text–fig. 11.



2010. *Crepidolithus crucifer* Prins ex Rood et al., 1973 emend. Fraguas y Erba, p. 134, fig. 3b.
2012. *Crepidolithus crucifer* Prins ex Rood et al., 1973. Sandoval et al., fig. 9.51-53.
2015. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Casellato y Erba, lám. 1.22.
2019. *Crepidolithus crucifer* Prins, 1969. Menini et al., p. 16, lám. 1, fig. 12.
2019. *Crepidolithus crucifer* Prins, 1969. Ferreira et al., p. 8, lám. 1, fig. 22.
2022. *Crepidolithus crucifer* Prins, 1969. Chaumeil Rodríguez et al., lám 1, fig. 3.

**Descripción:** Cocolito elíptico con un anillo ancho y un área central angosta, con una cruz que, bajo nicoles cruzados, se observa como una línea media zigzagueante.

**Observaciones:** Esta especie fue introducida por Prins (1969) como *nomen nudum*. Prins (1969) presentó una ilustración donde se observa un área central angosta surcada por una cruz gruesa, esta última compuesta por cristales granulares de calcita. Rood et al. (1973) proveyeron una imagen MEB mostrando un *Crepidolithus* en vista proximal con un área central muy reducida, sin una estructura acompañante visible, y cuya descripción determina “una especie de *Crepidolithus* con una estructura cruciforme en el área central” (pág. 374). En consonancia con esto último, Bown (1987a) puso a *C. crucifer* en sinonimia con *C. crassus*. Sin embargo, *C. crassus* posee un área central vacante. Así, la presencia de una estructura cruciforme en el área central de *C. crucifer* representa una diferencia morfológica valiosa para distinguir ambas especies. Más aun, Fraguas y Erba (2010) ilustraron muy bien –a través de la biometría y la microscopía electrónica– que *C. crassus* y *C. crucifer* pueden ser diferenciados claramente. Las autoras proveyeron, además, una diagnosis enmendada de la especie: “Especie robusta, gruesa y elíptica de *Crepidolithus* con un área central relativamente estrecha y grande rellena por una estructura consistente en una cruz alineada a lo largo de los ejes mayor y menor de la elipse que a veces aparece débilmente desarrollada” (pág. 134). Aunque incluyen la presencia de una cruz alineada a los ejes mayor y menor de la elipse, en su imagen (fig. 3.b) la cruz no es visible, pero en cambio se observa un granulado grueso. En su descripción, ellas sostienen que la estructura del área central generalmente está representada por granos irregulares. Esta morfología peculiar es también visible en la fotografía MEB de *C. crucifer* presentada por Barnard y Hay (1974) (aunque rota) y por Medd (1979) para *C. crassus* (ver Fig. 5). Otras características que permiten la diferenciación entre *C. crucifer* y *C. crassus* son el mayor tamaño de *C. crucifer* (Fraguas

y Erba, 2010) y que sus elementos del escudo distal son visiblemente grandes, dándole un contorno irregular bajo el microscopio óptico.

**Ocurrencia:** Esta especie ha sido registrada únicamente en el perfil El Matuasto I (Pliensbachiano) y el pozo BCE x-1 (asociación Toarciano medio-tardío). La presencia en la asociación toarciana en subsuelo extendería el rango normalmente asignado a este taxón, aunque su representación escasa y la naturaleza del material estudiado (*cutting*) limita la interpretación de esta observación.

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano (Fraguas y Erba, 2010).

### *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a

**Descripción:** Este cocolito presenta un contorno elíptico, tiene un anillo distal bajo y un área central larga y amplia rellena con pequeños cristales granulares de calcita.

**Observaciones:** Bown (1987a) explica que esta especie presenta un grosor variable del escudo distal y, en consecuencia, la apertura del área central puede estar más o menos desarrollada. Esta diferencia figura en varias publicaciones (Mattioli *et al.*, 2013; Peti *et al.*, 2017). Chaumeil Rodríguez *et al.* (2022), utilizan esta característica del espesor del como criterio para diferenciar dos morfotipos; en esta tesis se obra de igual manera. La variación del grosor del anillo refleja probablemente un control paleoambiental o paleogeográfico, pero es necesario realizar más estudios biométricos para delimitar mejor las diferencias entre los dos morfotipos.

**Ocurrencia:** Ambos morfotipos de esta especie han sido registrados en El Matuasto I y II, del Pliensbachiano inferior al Aaleniano inferior, y en el pozo PTu x-2, dentro de las asociaciones del Toarciano temprano-tardío. La presencia de *C. granulatus* está reportada hasta el Pliensbachiano temprano en el Pacífico septentrional (Bown, 1992b), el Pliensbachiano tardío en la Provincia Submediterránea (Reino del Tethys) y el Reino Boreal (Bown, 1987a), y el Toarciano temprano en la Cuenca Andina, Reino Pacífico Austral (Fantasia *et al.*, 2018a). En la Provincia Mediterránea, Reino del Tethys, la última ocurrencia de la especie se registra en el Bajociano temprano (Mattioli y Erba, 1999).

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano – Bajociano inferior (Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999).

***Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a (morfortipo grueso)**

Lámina 1, Figura 3

1977. *Ethmorhabdus* aff. *E. gallicus* Noël, 1965a. Hamilton, lám. 1, fig. 6.
1981. *Crepidolithus impontus* Goy, lám. 6, figs. 7–8.
1984. *Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a. Crux, fig. 11.1.
- 1987a. *Crepidolithus granulatus* Bown, p.17, lám.1, figs. 14–15; lám. 12, figs. 1, 5.
1995. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Nini *et al.*, lám.1, fig. 4.
1995. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Stoico y Baldanza, lám. 4, fig. 6.
1998. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.1, figs. 2–3; pl .4.9, fig. 3.
- 2007a. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Veiga de Oliveira *et al.*, fig. 5.P.
- 2007b. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Veiga de Oliveira *et al.*, fig. 1.
2013. *Crepidolithus granulatus grande* Bown, 1987a. Mattioli *et al.*, lám. 1.15.
- non 2013. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Rai y Jain, lám. 2, figs. 2a–c; lám. 3, figs. 3a–c.
2014. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Reolid *et al.*, fig. 6 (thick).
- non 2015. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Casellato y Erba, lám. 1.22.
- non 2016. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Rai *et al.*, fig. 2, 15a-b, 19a–b.
2019. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Menini *et al.*, lám. 1.
2019. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Ferreira *et al.*, lám. 1 (Peniche74).
2021. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Boomer *et al.*, fig. 11 (3).
2022. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám 1, fig. 5.

**Descripción:** Cocolitos con un escudo distal grueso y una amplia área central llena de cristales de calcita voluminosos y ligeramente desorganizados. Por lo general, la protuberancia central no es reconocible.

***Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a (morfortipo delgado)**

Lámina 1, Figura 4

1969. *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954) Noël, 1965b. Prins, lám. 1, fig. 5C.
1977. *Ethmorhabdus* aff. *E. gallicus* Noël, 1965a. Hamilton, lám. 1, figs. 4–5.

1984. *Crepidolithus crassus* (Deflandre in Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a. Crux, fig. 11.2.
- 1987a. *Crepidolithus granulatus* Bown, p. 17, lám. 1, figs. 12–13.
1995. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Nini *et al.*, lám.1, fig. 4.
1998. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.9, fig. 4–5.
2006. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Perilli y Duarte, lám. 1, fig. 15.
2010. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Reggiani *et al.*, lám. 1, figs. 7–8.
2012. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Sandoval *et al.*, fig. 9.54-55.
2014. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Reolid *et al.*, fig. 6 (thin).
2015. *Crepidolithus cavus* Prins ex Rood *et al.*, 1973. Casellato y Erba, lám. 1.21.
2017. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Peti *et al.*, fig. 5K; fig. S.2 22 (append. F).
2019. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Ferreira *et al.*, lám. 1 (Peniche97).
2021. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Boomer *et al.*, fig. 11 (4).
2022. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám 1, fig. 7.

**Descripción:** Especímenes con un anillo distal delgado y una amplia área central llena de pequeños cristales de calcita en la que se distingue una pequeña protuberancia.

### *Crepidolithus impontus* Grün, Prins y Zweili, 1974

#### Lámina 1, Figura 5

- non* 1969. *Crepidolithus cavus* Prins, lám. 1, fig. 4C (*nomen nudum*).
1974. *Crepidolithus cavus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Barnard y Hay, lám. 1, fig. 2.
1974. *Crepidolithus impontus* Grün, Prins y Zweili, pp. 310–311, lám. 2, figs. 1–3.
1978. *Crepidolithus cavus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Hamilton, lám. 7, fig. 3.
1979. *Crepidolithus impontus* Grün, Prins y Zweili, 1974 emend. Goy en Goy *et al.*, p. 39, lám. 2, fig. 2.
1981. *Crepidolithus impontus* Grün, Prins y Zweili, 1974; Goy, pp. 28 – 29, lám. 6, figs. 2–6 (*non* figs. 7–8); lám. 7, fig. 1. text–fig. 5.
1982. *Crepidolithus cavus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Hamilton en Lord, lám. 3.1, fig. 2.

- 1987a. *Crepidolithus cavus* Prins ex Rood *et al.*, 1973. Bown, pp. 13–16, lám. 1, figs. 4–5; lám. 12, figs. 3–4.
1998. *Crepidolithus impontus* (Grün *et al.*, 1974) Goy, 1979. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.1, fig. 4–5; lám. 4.9, figs. 6–7.
2006. *Crepidolithus cavus* Prins ex Rood *et al.*, 1973. Perilli y Duarte, lám. 2, fig. 16.
2007. *Crepidolithus cavus* Prins ex Rood *et al.*, 1973. Fraguas *et al.*, pp. 233–236, lám. 1, fig. 2.
2014. *Crepidolithus cantabriensis* Fraguas, pp. 33–36, figs. 3a–e (*non* fig. f).
2019. *Crepidolithus cavus/impontus* Prins ex Rood *et al.*, 1973. Menini *et al.*, p. 16, lám. 1, fig. 11.
2021. *Crepidolithus impontus* Grün *et al.*, 1974 emend. Goy, 1979. Boomer *et al.*, fig. 11 (2).
2022. *Crepidolithus impontus* Grün *et al.*, 1974 emend. Goy, 1979. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám 1, fig. 9.
2022. *Crepidolithus impontus* Grün *et al.*, 1974 emend. Goy, 1979. Slater *et al.*, fig. 1 B.

**Descripción:** Cocolito loxolito con un anillo delgado, con extinción sigmoidal. El área central es amplia y está usualmente vacía por pérdida de la delicada cruz central. Las inserciones de la cruz se observan como dos puntos oscuros que interrumpen el anillo en su zona media.

**Observaciones:** *Crepidolithus impontus* fue introducido por primera vez por Grün *et al.* (1974, pág. 310) quienes describen “un gran cocolito cuya zona central está atravesada en la parte proximal por un puente formado por dos filas de elementos paralelos al eje corto de la elipse. El proceso central está ausente”. Goy (en Goy *et al.*, 1979, pág. 39) modificó esta diagnosis y propuso “Una especie del género *Crepidolithus* con una pared compuesta por láminas de calcita muy inclinadas y superpuestas. La zona central está atravesada por un puente paralelo al eje menor de la elipse que tiene en su centro una espina muy pequeña”. Grün *et al.* (1974) afirman en sus observaciones que *C. impontus* se parece a *C. cavus sensu* Prins, 1969 (*nomen nudum*). La diagnosis de Goy (en Goy *et al.*, 1979) se parece mucho a la de *C. cavus*, que es una especie de *Crepidolithus* con un puente a lo largo del eje menor del área central elíptica (Rood *et al.*, 1973, pág. 375). En consecuencia, Bown (1987a) considera a *C. impontus* como un sinónimo *junior* de *C. cavus*. Finalmente, Bown y Cooper (1998) utilizan *C. cavus* para

las formas del Pliensbachiano temprano con una espina prominente (que según la descripción podría considerarse más bien como *P. liasicus*) sin ilustrarlo, y *C. impontus* para referirse a los especímenes del Pliensbachiano tardío con una amplia área central atravesada por un delicado puente y sin espina. El ejemplar de *C. cavus* dibujado por Prins (1969, *nomen nudum*) figura un murolito con un área central relativamente reducida y dos inserciones prominentes correspondientes a una estructura central. Las características generales de este espécimen pueden parecerse a las de un *Parhabdolithus liasicus*. Así, el *C. cavus* introducido informalmente por Prins (1969) fue validado por Rood *et al.* (1973), quienes proveen para el holotipo una imagen MEB con un área central relativamente estrecha y una espina prominente. Además, debido a que la imagen MEB es muy pobre, las líneas suturales del escudo distal no son visibles y este espécimen se asemeja a un *Parhabdolithus*. Grün *et al.* (1974) llegaron a una conclusión similar, afirmando que el espécimen figurado por Rood *et al.* (1973) parece una vista distal de *Parhabdolithus marthae*. En consecuencia, de Kaenel *et al.* (1996) propusieron la nueva combinación *Parhabdolithus cavus* (Prins, 1969 *ex* Rood *et al.*, 1973). Por lo tanto, *C. cavus* en Prins, 1969 *ex* Rood *et al.* (1973) debería considerarse como *P. cavus* o como un sinónimo *junior* de *P. liasicus* Deflandre, 1952.

La confusión entre *C. cavus* (o *P. liasicus*) y *C. impontus* se debe en parte a la pérdida del puente de *C. impontus*, que puede romperse en el material mal conservado, haciendo que el área central quede vacía; sin embargo, las inserciones del puente siguen siendo visibles en la amplia área central. También se observa una cierta variabilidad en la amplitud del área central. La especie *Crepidolithus cantabriensis* introducida por Fraguas (2014) se considera aquí *pro parte* como un *C. impontus*. En las imágenes de MO mostradas por Fraguas (figs. 3a-e) es difícil ver las inserciones del puente porque las fotos no fueron tomadas a 45°. En su diagnóstico original, Fraguas (2014) describe a *C. cantabriensis* como “una especie de *Crepidolithus* de tamaño medio, normal a estrechamente elíptica, con un área central abierta. Su grueso escudo proximal se extiende distalmente para formar un collar que parece ser un ciclo interno distal. Su patrón de extinción del anillo bicíclico da lugar a una figura de interferencia sigmoidal” (pág. 35). Sin embargo, esta diagnosis no es válida porque el patrón de extinción sigmoidal es el resultado de la discontinuidad óptica existente entre el escudo proximal y el distal a 45°, que también es una característica típica de *C. impontus*.

**Ocurrencia:** Esta especie ha sido registrada en prácticamente la totalidad del intervalo estudiado en afloramiento, volviéndose menos frecuente en el perfil más joven. En subsuelo, *C. impontus* se ha observado en las asociaciones toarcianas-aalenianas de BCE x-1 y plienschbachianas-aalenianas en PTu x-2.

**Rango estratigráfico:** Plienschbachiano – Bajociano (Bown y Cooper, 1998).

*Crepidolithus plienschbachensis* (Crux, 1985) emend. Bown, 1987a

Lámina 1, Figura 6

1984. *Crepidolithus ocellatus* Crux, pág. 168, figs. 11.3, 5–6, 14.6–7.
1985. *Crepidolithus plienschbachensis* Crux, p. 31 (*nomen nudum*).
- 1987a. *Crepidolithus plienschbachensis* (Crux, 1985) emend. Bown, pp. 17–18, lám. 1, figs. 16–18; lám. 2, figs. 1–3; pp. 74–75, lám. 12, figs. 9–10.
1992. *Crepidolithus plienschbachensis* (Crux, 1985) Bown, 1987a. Baldanza y Mattioli, lám. 1, fig. 3.
- non* 1992. *Crepidolithus plienschbachensis* (Crux, 1985) Bown, 1987a. Cobianchi, p. 104, fig. 22i-l.
1994. *Crepidolithus plienschbachensis* (Crux, 1984) Bown, 1987a. Goy *et al.*, lám. 7, figs. 1–2.
1995. *Crepidolithus plienschbachensis* (Crux, 1984) Bown, 1987a. Nini *et al.*, lám.1, fig. 1.
1998. *Crepidolithus plienschbachensis* Crux, 1985. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.1, figs. 9–10; lám. 4.9, figs. 11–12.
1999. *Crepidolithus plienschbachensis* (Crux, 1984) Bown, 1987a. Mattioli y Erba, p. 364–365, lám. 1, fig. 7.
2000. *Crepidolithus plienschbachensis* (Crux, 1984) Bown, 1987a. Walsworth-Bell, p. 51, fig. 4.7; p. 90, fig. 6.3.
2008. *Crepidolithus plienschbachensis* (Crux, 1985) Bown, 1987a. Fraguas *et al.*, lám. 1, fig. 2.
- non* 2016. *Crepidolithus plienschbachensis* (Crux, 1985) Bown, 1987a. Rai *et al.*, fig. 3, 1a-b, 2a-b.
2017. *Crepidolithus plienschbachensis* Crux, 1985. Peti *et al.*, a. 11, fig. 5J.
2019. *Crepidolithus plienschbachensis* Crux, 1985. Ferreira *et al.*, p. 8, lám. 1, fig. 26.

2022. *Crepidolithus plienschachensis* Crux, 1985. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám 1, fig. 8.

**Descripción:** *Crepidolithus* típico con una pared del anillo distal gruesa y un área central reducida y lenticular atravesada por una pequeña espina típicamente en forma de moño, la cual es muy diagnóstica al microscopio óptico.

**Ocurrencia:** La presencia de esta especie es muy rara, registrándose en El Matuasto I dentro del tramo asignado a la combinación de las sub-biozonas NJT4c-NJT4d, que abarca las Zonas de Amonites Standard (ZAS) *Davoei* y parte de *Margaritatus* en Ferreira *et al.* (2019), y en El Matuasto II desde la Biozona NJT5 hasta la base de la Biozona NJT8. En el pozo BCE x-1, cerca de la asociación del Toarciano medio, y en el pozo PTu x-2, dentro de la asociación del Toarciano inferior-medio. La LO reportada por Bown y Cooper (1998) y Mattioli y Erba (1999) dentro de la zona de amonites *ibex* (Pliensbachiano temprano) se corresponde probablemente con la LCO registrada por Ferreira *et al.* (2019) en la misma zona de amonites de Portugal, en tanto que estos autores localizan la LO en el límite Pliensbachiano temprano-tardío. *Crepidolithus plienschachensis* se considera una buena especie marcadora en los reinos Boreal y Tethys para el Jurásico Temprano (Bown *et al.*, 1988; Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999). Angelozzi y Pérez Panera (2016) registran la LO de esta especie en la Cuenca Neuquina dentro de la Zona de Amonites de Neuquén (ZAN) *Fanninoceras fannini*, considerada el equivalente temporal de la parte superior de las ZAS *Davoei* y *Margaritatus* (Riccardi, 2008b). En este estudio su presencia es escasa pero continua, y su rango temporal extendido podría tener implicancias paleobiogeográficas y paleoambientales.

**Rango estratigráfico:** Hettangiano – Pliensbachiano (Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999).

*Crepidolithus timorensis* (Kristan–Tollmann, 1988a) Bown en Bown y Cooper, 1998

Lámina 1, Figura 7

1988a. *Timorhabdus timorensis* Kristan–Tollmann, pág. 74, lám. 1, fig. 6.; lám. 2, figs. 1–6.



1995. “small” *Crepidolithus*. Lozar, p. 110, lám. 1, fig. 3–4.
1998. *Crepidolithus timorensis* (Kristan–Tollmanna, 1988) Bown en Bown y Cooper, lám. 4.1, figs. 11–12; *non* lám. 4.9, figs. 13–15.
2022. *Crepidolithus timorensis* (Kristan–Tollmanna, 1988) Bown en Bown y Cooper, 1998. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám 1, fig. 11.

**Descripción:** Cocolito con un anillo ancho, con bordes irregular, unicíclico bajo nicoles cruzados, con un área central reducida ocupada por una espina.

**Observaciones:** Kristan-Tollmann (1988a, pág. 74) proporcionó la diagnosis de esta especie: “...cocolito ampliamente elíptico con escudo distal alto robusto (*blocky*). Los elementos que forman el escudo distal son alargados y se amplían en su extremo. El tamaño del área central es, por tanto, reducido. La espina es corta y termina en el anillo o justo por encima de él. El escudo proximal es plano y está compuesto por elementos pequeños. En el centro hay una estructura rómbica poco desarrollada, que se hace evidente por unos pocos elementos sueltos (véase el holotipo, lám. 2, figs. 3, 5). Los elementos del escudo proximal están dispuestos formando dos surcos perpendiculares, alineados con los ejes mayor y menor de la elipse. En el caso de los cocolitos mal conservados o de los ejemplares corroídos (*etched*), sólo se puede ver el orificio central y el surco en forma de cruz en la parte proximal (cf. lámina 2, figs. 1, 2, 6)”. *Crepidolithus timorensis* se observa en este estudio como un cocolito pequeño (menos de 4,5 µm) con un contorno irregular debido al gran tamaño de los elementos que forman el escudo distal. La pequeña espina aparece a menudo como un pequeño grupo de cristales de calcita irregulares. Lozar (1995; pág. 110) identificó un *Crepidolithus* “pequeño” descrito como un “cocolito elíptico muy similar a *C. crassus* con una estructura robusta comparable, pero de menor tamaño; el área central alargada está cerrada por una sutura ondulada”. A pesar de que esta descripción no concuerda con la diagnosis original de *Crepidolithus timorensis*, las fotos proporcionadas corresponden a la especie, ya que en una de ellas se puede ver la espina irregular. El “pequeño” *Crepidolithus* mencionado en Cobianchi (1992, pág. 104) o el *C. timorensis* representado por Bown y Cooper (1998) en lám. 4.1, figs. 11-12 no deben confundirse con el “morfortipo pequeño” de *C. crassus* introducido por Suchéras-Marx *et al.* (2010). Por el contrario, las imágenes mostradas por Bown y Cooper (1998) lám. 4.9, figs. 13-14 como *C. timorensis* son “morfortipos pequeños” de *C. crassus*. De hecho, *C. timorensis* se diferencia de *C. crassus* “morfortipo pequeño” por su

menor tamaño (4,5  $\mu\text{m}$  frente a 6,5  $\mu\text{m}$  en promedio), pero también por su contorno irregular que se debe a la presencia de elementos robustos que componen el escudo distal. Por el contrario, el contorno del “*crassus* pequeño” es muy liso.

**Ocurrencia:** *Crepidolithus timorensis* se conoce para el Sinemuriano de Timor (Bown, 1992a; Bown y Cooper, 1998). Aquí ha sido registrado en los perfiles El Matusato I y II, en el Pliensbachiano temprano dentro de la Sub-biozona NJT4b y en el Toarciano temprano dentro de la Biozona NJT5, respectivamente. Se observa (con dudas) por única vez en PTu x-2 dentro de la asociación del Toarciano temprano-medio. La última ocurrencia de esta especie fue reportada previamente en el Pliensbachiano temprano por Lozar (1995, norte de Italia y sur de Francia), Mattioli *et al.* (2013, Portugal), Peti *et al.* (2017, norte de Francia) y Ferreira *et al.* (2019, Portugal). Este representa el primer registro de la especie en la Cuenca Neuquina. No se considera retrabajo debido a la ausencia de sedimentos marinos más antiguos en la zona, aunque están presentes en el norte de la cuenca (Riccardi *et al.*, 1988, 1991; Legarreta y Uliana, 1996; Riccardi, 2008a; Arregui *et al.*, 2011; Legarreta y Villar, 2012).

**Rango estratigráfico:** Sinemuriano – Pliensbachiano (Bown y Cooper, 1998; Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022).

Género *Tubirhabdus* Prins ex Rood *et al.*, 1973

Especie tipo: *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973

*Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973

**Descripción:** Cocolito loxolito estrechamente elíptico con una estructura en el área central que soporta una espina ancha y hueca.

**Observaciones:** Aunque las dimensiones del holotipo indican un cocolito menor a 4  $\mu\text{m}$  (Rood *et al.*, 1973), el rango de tamaño de nuestro material estudiado va de 2,75  $\mu\text{m}$  a 7  $\mu\text{m}$ . En el material estudiado se identificaron tres morfotipos discretos de esta especie, basados en el tamaño y el grosor del anillo. En este caso, los morfotipos “fino” y “grosso” son parcialmente equivalentes al *T. patulus* “pequeño” (lámina 4.9, figs. 16-17, pág. 71) y “grande” (lámina 4.9, figs. 18-19, pág. 71) ilustrados por Bown y Cooper (1998). Un tercer morfotipo está representado por pequeños cocolitos que muestran

claramente una espina tubular en la zona central reducida. Kristan-Tollmann (1988b) introdujo dos subespecies basadas principalmente en la forma y dimensiones de la espina, a saber, *T. patulus patulus* (lámina 3, figs. 5-6; lámina 5, fig. 8) y *T. patulus tubaformis* (lámina 3, figs. 2-4, 7-8). Sin embargo, las diferencias en la morfología de las espinas son difíciles de observar con MO.

Esta especie es muy abundante en los perfiles El Matuasto, constituyendo el 18,6% de la abundancia total de cocolitos. Además, se producen cambios en las proporciones entre *T. patulus* grueso y fino, especialmente en El Matuasto I. Son necesarios más análisis para dilucidar si estos morfotipos responden a factores ecológicos o de preservación.

**Ocurrencia:** *Tubirhabdus patulus* se observa en la totalidad del intervalo estudiado en afloramiento, aunque su ocurrencia disminuye marcadamente en El Matuasto III. En el subsuelo, está presente en los ensambles de PTu x-2 desde el Pliensbachiano tardío al Toarciano tardío, y en BCE x-1 desde el Pliensbachiano temprano hasta el Aaleniano temprano-medio.

**Rango estratigráfico:** Sinemuriano – Tithoniano (Bown y Cooper, 1998).

*Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973 (morfotipo pequeño)

Lámina 1, Figura 8

1973. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, pp. 373–374, lám. 2, fig. 3.

1979. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Medd, lám. 9, fig. 9.

1982. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Hamilton en Lord, lám. 3.1, fig. 20.

1987a. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Bown, lám. 2, figs. 4–6; lám. 12, figs. 11–12.

1987b. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Bown, lám. 1, figs. 3–4.

1988a. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Kristan–Tollmann, lám. 1, fig. 1, 5 (derecha arriba).

1988b. *Tubirhabdus patulus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973 n. ssp. Kristan–Tollmann, pp. 116–117, lám. 3, figs. 5–6.

1988b. *Tubirhabdus patulus tubaformis* Rood *et al.*, 1973 n. ssp. Kristan–Tollmann, pp. 117, lám. 3, figs. 2-4, 7-8; lám., fig. 8.

1992. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Cobianchi, fig. 22n.
1998. *Tubirhabdus patulus* Rood *et al.*, 1973. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.1, fig. 13.
2013. small *Tubirhabdus patulus* Rood *et al.*, 1973. Mattioli *et al.*, lám. 1, figs. 1.
2022. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám 1, fig. 12.

**Observaciones:** Este morfotipo está representado por cocolitos pequeños con una espina proporcionalmente grande comparada con su tamaño total. Coincide mejor con la diagnosis del holotipo de Rood *et al.* (1973, pág.373): “Una pequeña especie de *Tubirhabdus* con una espina central ovalada a circular muy abierta”. Las dimensiones del holotipo indican un cocolito inferior a 4  $\mu\text{m}$ ; por lo tanto, en esta contribución las imágenes proporcionadas en la lista sinonímica comprenden especímenes entre 2,75  $\mu\text{m}$  y 4,6  $\mu\text{m}$ .

***Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973 (morfotipo delgado)**

Lámina 1, Figura 9

1969. *Tubirhabdus patulus* Prins, lám. 1, fig. 10B–C (*non* fig. 10A) (*nomen nudum*).
1974. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Barnard y Hay, lám. 1, fig. 4.
1982. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Hamilton en Lord, lám. 3.1, fig. 16.
1995. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Lozar, lám. 1, fig. 10.
1998. *Tubirhabdus patulus* Rood *et al.*, 1973. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.1, fig. 14; lám. 4.9, figs. 16–17.
2000. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Walsworth-Bell, figs. 4.7, 6.3.
2008. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Aguado *et al.*, fig. 5 (35–36).
2012. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Sandoval *et al.*, fig. 10 (47).
2015. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Suchéras-Marx *et al.*, fig. 2 (12).
2017. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Peti *et al.*, lám. 11, fig. 5Y.

2019. *Tubirhabdus patulus* Rood *et al.*, 1973. Menini *et al.*, lám. 1 (thin).
- 2021b. *Tubirhabdus patulus* Rood *et al.*, 1973. Fraguas *et al.*, fig. 9, CM.255.
2022. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám 1, fig. 13.

**Observaciones:** Este morfotipo comprende especímenes con dos dimensiones del área central: cocolitos con un área central rectangular y muy abierta (Prins, 1969, lám. 1 fig. 10C; Bown, 1987a, lám. 12, figs. 11-12) y ejemplares con un área central estrechamente elíptica y alargada (en forma de píldora) (Prins, 1969, lám. 1., fig. 10A). Ambas están atravesadas por una estructura media que soporta una espina fina, a veces ovalada, como en el dibujo de Prins (1969, lám. 1, fig. 10B). Las dimensiones del cocolito son en general mayores a la descritas para el holotipo (5–7  $\mu\text{m}$ ) y los especímenes de la lista sinónímica están comprendidos entre los 4.7  $\mu\text{m}$  y 6.2  $\mu\text{m}$ .

***Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973 (morfotipo grueso)**

Lámina 1, Figura 10

1969. *Tubirhabdus patulus* Prins, lám. 1, fig. 10A–B (*non* fig. 10C) (*nomen nudum*).
1982. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Hamilton en Lord, lám. 3.4, fig. 10.
- ? 1988. *Parhabdolithus leiassicus* Deflandre, 1954. Angelozzi, lám. 2, fig. 9.
1998. *Tubirhabdus patulus* Rood *et al.*, 1973. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.9, figs. 18–19.
1995. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Lozar, lám. 1, figs. 11–12.
2006. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Perilli y Duarte, lám. 2, fig. 5.
2010. *Tubirhabdus patulus* Rood *et al.*, 1973. Reggiani *et al.*, lám. 1 (16).
- ? 2010. *Tubirhabdus patulus* Rood *et al.*, 1973. Tiraboschi y Erba, fig. 7 (15).
2012. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Sandoval *et al.*, fig. 10 (48).
2019. *Tubirhabdus patulus* Rood *et al.*, 1973. Menini *et al.*, lám. 1 (thick).
2021. *Tubirhabdus patulus* Rood *et al.*, 1973. Boomer *et al.*, fig. 11 (8).
2022. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám 1, fig. 15.

**Observaciones:** Cocolitos ligeramente elípticos que muestran un área central ovalada muy reducida ocupada por una espina gruesa. Medd (1979) ya afirmaba que la vista proximal de *T. patulus* puede confundirse bajo el MO con *Mitrolithus elegans* porque en ambas especies es visible la base de una espina hueca. Sin embargo, la arquitectura del escudo proximal es diferente en las dos especies. El escudo proximal de *Tubirhabdus patulus* está compuesto por pequeños elementos que rodean un área central muy abierta, y los *foci* de la cruz de extinción asimétrica están muy alejados a lo largo del eje mayor de la elipse; mientras que los elementos del escudo proximal de *M. elegans* son robustos, por lo que la apertura central es muy reducida y los *foci* de la cruz de extinción están en contacto con la base de la espina hueca. Prins (1969) ilustró muy bien estas características (lám. 1, fig. 10A-11A).

#### Género *Zeugrhabdotus* Reinhardt, 1965

Especie tipo: *Zycolithus erectus* (Deflandre in Deflandre y Fert, 1954) Reinhardt, 1965

#### *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Reinhardt, 1965

##### Lámina 1, Figura 11

1954. *Zycolithus erectus* Deflandre en Deflandre y Fert, pág. 150, lám. 15, figs. 14-17; text-figs. 60- 62.
- 1965a. *Zycolithus erectus* Deflandre, 1954. Noël, lám. 1, figs. 3-4; text-fig. 2.
- 1965b. *Discolithus salillum* Noël, lám. 1, fig. 9; text-figs. 5-6.
1965. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, pág. 37.
1966. *Zycolithus erectus* Deflandre, 1954. Reinhardt, lám. 15, fig. 3.
1968. *Zycolithus erectus* Deflandre, 1954. Stradner *et al.*, lám. 25; lám. 26, figs. 1-2.
1971. *Zeugrhabdotus noeli* Rood *et al.*, lám. 1, fig. 4.
1971. *Zeugrhabdotus salillum* (Noël, 1965) Rood *et al.*, lám. 1, fig. 5.
1973. *Zeugrhabdotus choffati* Rood *et al.*, lám. 1, fig. 7.
1974. *Zeugrhabdotus noelii* Rood *et al.*, 1971. Barnard y Hay, lám. 3, fig. 8.
1974. *Parhabdolithus embergeri* (Noël, 1958) Stradner, 1963. Barnard y Hay, lám. 3, fig. 13; lám. 6, fig. 12.

1974. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Barnard y Hay, lám. 4, fig. 10.
- 1977.? *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Wise y Wind, lám. 83, fig. 2.
1977. *Zeugrhabdotus noelii* Rood *et al.*, 1971. Wise y Wind, lám. 82, figs. 1-4, 6; lám. 83, fig. 1.
1979. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Medd, lám. 10, figs. 1-3.
1979. *Zeugrhabdotus salillum* (Noel, 1965) Rood *et al.*, 1971. Medd, lám. 9, fig. 12.
1980. *Zycolithites salillum* (Noel, 1965) Black, 1975. Grün y Zweili, lám. 16, figs. 6-9.
1980. *Zycolithus erectus* Deflandre, 1954. Grün y Zweili, lám. 15, figs. 6-8.
1983. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Wise, lám. 35, figs. 8, 9.
1985. *Zygodiscus erectus* (Deflandre, 1954) Lezaud, 1968 en Crux, lám. 10, figs. 7-8; lám. 13, figs. 15-16.
- 1987b. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Bown, lám. 2, figs. 7-9.
1989. *Zygodiscus erectus* (Deflandre, 1954) Manivit, 1971 emend. Bralower *et al.*, pp. 204-206, lám. II, figs. 1-6.
- 1992a. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Reinhardt, 1965. Bown, lám. 2 (23-24).
1995. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Simeoni, lám. 1 (8).
1998. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Reinhardt, 1965. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.2, figs. 4-8; lám. 4.10, figs. 6-10.
2004. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Bown y Concheyro, lám. 1, figs. 23-24.
2005. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Bown, lám. P2, figs. 13-18.
2007. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Lees, lám. 9, figs. 21-24.
2009. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Giraud, fig. 3, 21.
2009. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Lescano y Concheyro, fig. 3, 6.
2010. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Linnert *et al.*, lám. 1, fig. 5.

2010. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Casellato, lám. 1, figs. 1-2.
2010. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Thibault, lám. 2, figs. 13-14.
2010. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Tiraboschi y Erba, fig. 7.9.
2012. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Sandoval *et al.*, fig. 10.28.
2019. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Menini *et al.*, lám. 1, LAL8.
2019. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Püttmann y Mutterlose, lám. 2, fig. 38.

**Descripción:** Cocolito que posee en el área central una barra perpendicular al eje mayor de la elipse, dividida centralmente en toda su extensión. La barra usualmente sostiene una espina, raramente visible al MO o vislumbrada como un punto negro en medio de la barra. El desarrollo del anillo interno es variable, lo que resulta en una imagen uni- o bicíclica al microscopio óptico.

**Observaciones:** Esta especie de pequeño tamaño (cocolitos de hasta 5µm) es comúnmente observada en vista distal. Se diferencia de *Parhabdolithus liasicus* porque la barra del área central es muy brillante respecto al anillo grisáceo y más tenue, y por su menor tamaño.

**Ocurrencia:** Es un taxón con un amplio rango estratigráfico, aunque típico en los ensambles del Jurásico Tardío. Aquí se registra su presencia desde El Matuasto II, en el Toarciano medio (base del tramo asignado a las sub-biozonas NJT8a-NJT8b). En subsuelo, está presente (con dudas) en los ensambles del Toarciano medio-tardío y Aleniano temprano-medio en PTu x-2, y el ensamble del Toarciano medio-tardío en BCE x-1.

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano – Cretácico Temprano (Bergen, 1994; Bown y Cooper, 1998; Burnett, 1998; Bown, 2005).



Orden PODORHABDALES Rood *et al.*, 1971 emend. Bown, 1987a

Familia AXOPODORHABDACEAE Wind y Wise en Wise y Wind, 1977

Género *Axopodorhabdus* Wind y Wise en Wise y Wind, 1977

Especie tipo: *Axopodorhabdus cylindratus* (Noël, 1965a) Wind y Wise en Wise y Wind,  
1977

*Axopodorhabdus atavus* (Grün *et al.*, 1974) Bown, 1987a

Lámina 1, Figura 12

1969. *Podorhabdus cylindratus* Noël, 1965a. Prins, lám. 3, fig. 7.
1973. *Podorhabdus cylindratus* Noël, 1965a. Thierstein, lám. 2 (10-11).
- 1974.? *Staurorhabdus atavus* Grün *et al.*, pág. 308, lám. 21, figs. 4-6.
1979. *Podorhabdus atavus* (Grün *et al.*, 1974) Goy en Goy *et al.*, lám. 3, fig. 6.
1981. *Podorhabdus atavus* (Grün *et al.*, 1974) Goy en Goy *et al.*, 1979. Goy, lám. 14,  
figs. 5-10; text-fig. 10.
1984. *Staurorhabdus quadriarcullus* Noël, 1965a. Crux, fig. 12 (1).
1987. *Podorhabdus atavus* (Grün *et al.*, 1974) Goy *et al.*, 1979. Crux, lám. 2, fig. 1.
- 1987a. *Axopodorhabdus atavus* (Grün *et al.*, 1974) *comb. nov.* Bown, pág. 60, lám. 8, fig.  
7; lám. 14, fig. 21; text-fig. 14.
1998. *Axopodorhabdus atavus* (Grün *et al.*, 1974) Bown, 1987a. Bown y Cooper en  
Bown, lám. 4.6, fig. 13; lám. 4.14, figs. 11-12.
2007. *Axopodorhabdus atavus* (Grün *et al.*, 1974) Bown, 1987a. Veiga de Oliveira *et al.*,  
fig. 5A-B.
2021. *Axopodorhabdus atavus* (Grün *et al.*, 1974) Bown, 1987a. Boomer *et al.*, fig. 11  
(9).
2022. *Axopodorhabdus atavus* (Grün *et al.*, 1974) Bown, 1987a. Slater *et al.*, fig. 1 E.

**Descripción:** Cocolito placolito elíptico cuya área central se divide en cuatro grandes perforaciones subtriangulares a partir de una cruz axial, que a su vez sostiene una larga espina.

**Observaciones:** Prins (1969) presentó una ilustración de esta especie, referenciando su nombre a *Podorhabdus cylindratus* Noël, 1965a. Tiempo después, Grün *et al.* (1974) identificaron una nueva especie con características tanto del género *Podorhabdus* Noël, 1965b como *Staurorhabdus* Noël, 1972, asignándola con reservas a este último y nombrándola *Staurorhabdus atavus*. Tiempo después, Goy (en Goy *et al.*, 1979, pág. 41) propone *Podorhabdus atavus* como una nueva combinación, acompañada de una diagnosis que dicta “especie del género *Podorhabdus* con cuatro grandes perforaciones aproximadamente triangulares determinadas por soportes (*contreforts*) a lo largo de los ejes de la elipse. La hendidura del prominente proceso (*hampe*) se destaca en el lado proximal, el margen está marcado en el mismo lado por un surco mediano característico”. Haciendo uso de la nueva combinación, Goy (1981) retoma la discusión del espécimen figurado por Grün *et al.* (1974) considerando que aquellos autores habían resuelto incorrectamente la asignación: los elementos del margen del cocolito que ilustraban eran rectos (como en el género *Podorhabdus*), a diferencia de la inclinación que presentan los del género *Staurorhabdus* Noël, 1972. En el mismo trabajo, Goy (1981) considera que el taxón ilustrado por Prins (1969) coincide con el que él mismo figura, y determina que la diferencia entre *P. atavus* y *P. cylindratus* Noël, 1965b se basa en que el primero presenta las cuatro perforaciones en el área central, un margen delgado, una hendidura profunda proximal en la base de la espina, y un surco mediano proximal que marca el límite marginal. Finalmente, Bown (1987a, pág. 60) establece como nueva combinación *Axopodorhabdus atavus*, siguiendo el criterio de Wind y Wise (en Wise y Wind, 1977) quienes erigieron el género *Axopodorhabdus* considerando – principalmente– la presencia de las cuatro aberturas del área central, diferenciándose así de las especies de *Podorhabdus* que solo poseen dos.

**Ocurrencia:** En esta contribución, *A. atavus* está presente discontinuamente desde la base de la Biozona NJT5, El Matuasto II. En PTu x-2 ha sido observado desde el tope del tramo Toarciano temprano-medio.

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano tardío – Tithoniano temprano (Bown y Cooper, 1998)

Género *Podorhabdus* Noël, 1965a emend. Wind y Wise en Wise y Wind, 1977

Especie tipo: *Podorhabdus grassei* Noël, 1965a emend. Wind y Wise en Wise y Wind,  
1977

*Podorhabdus grassei* Noël, 1965a emend. Wind y Wise en Wise y Wind, 1977

Lámina 1, Figura 13

- 1965a. *Podorhabdus grassei* Noël, p. 103, lám. 9, figs. 1-2.  
1965a. *Discorhabdus jungii* Noël, lám. 22, fig. 5.  
1973. *Discorhabdus biperforatus* Rood *et al.*, lám. 3, fig. 7.  
? 1974. *Podorhabdus rahla* Noël, 1965a. Barnard y Hay, lám. 3, fig. 5.  
1977. *Podorhabdus grassei* Noël, 1965a emend. Wind y Wise en Wise y Wind, p. 305,  
lám. 79, figs. 4-6; lám. 80, figs. 1-4.  
1979. *Hemipodorhabdus conjugatus* Medd, lám. 5, figs. 4, 8-9, 12.  
1980. *Podorhabdus grassei* Noël, 1965a emend. Wind y Wise en Wise y Wind, 1977.  
Grün y Zweili, lám. 5, figs. 3-8; text-fig. 21.  
1984. *Podorhabdus biperforatus* (Rood *et al.*, 1973) Perch-Nielsen, p. 43.  
1989. *Podorhabdus grassei* Noël, 1965a emend. Wind y Wise en Wise y Wind, 1977.  
Zweili, lám. 2, figs. 12-14.  
1995. *Podorhabdus grassei* Noël, 1965a. Simeoni, lám. 1 (11).  
1998. *Podorhabdus grassei* Noël, 1965a. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.7, figs. 5-7;  
lám. 4.14, figs. 20-23.  
2005. *Podorhabdus grassei* Noël, 1965a. Bown, lám. P6, figs. 31-34.  
2015. *Podorhabdus grassei* Noël, 1965a. Kadar *et al.*, lám. 2, fig. 15.  
2015. *Podorhabdus grassei* Noël, 1965a. Rai *et al.*, lám. 4, fig. 16.  
? 2022. *Podorhabdus grassei* Noël, 1965a. Omar *et al.*, fig. 4 (12).

**Descripción:** Cocolito placolito ampliamente elíptico a subcircular, compuesto por dos escudos unicíclicos (vista distal). Suele observarse al microscopio óptico en vista lateral, donde puede indetificarse fácilmente ya que porta una espina larga, hueca y ensanchada en su extremo distal; el escudo distal se presenta con extremos cóncavos y sobrepasa levemente al escudo proximal algo más recto, estando separados entre sí por una línea de extinción oscura.

**Observaciones:** La espina, dispuesta en el área central, es sostenida por una barra granular con dos aberturas basales alineadas al eje mayor de la elipse; las aberturas son visibles al MEB, pero no son evidentes al microscopio óptico. Wind y Wise (en Wise y Wind, 1977, pág. 305) enmendaron tanto el género *Podorhabdus* como la especie *P. grassei* para adecuarse a las características del holotipo presentado por Noël (1965a; lám. 9, figs. 1-2), el cual solo presenta dos aberturas en la base de la espina, a diferencia de las especies del género *Axopodorhabdus* (ver *A. atavus* discutido previamente).

**Ocurrencia:** La ocurrencia de *Podorhabdus grassei* es rara, pero se observa de manera continua desde la base de El Matuasto III, en el Aaleniano (tramo asignado a las sub-biozonas NJT8d-NJT8g) y en PTu x-2 dentro de los ensambles del Toarciano medio-tardío al Aaleniano tardío. De acuerdo con la bibliografía disponible para la Cuenca Neuquina, Simeoni (1995) y Ballent *et al.* (2011), en base a bibliografía consultada para ese trabajo, mencionan la presencia de esta especie para el intervalo Jurásico Medio-Tardío (Calloviano-Oxfordiano), en tanto que estaría ausente en las secciones de la Cuenca Andina (Fantasia *et al.*, 2018). Los esquemas bioestratigráficos de Bown *et al.* (1988) y De Kaenel *et al.* (1996) para secciones europeas ubican a *P. grassei* en la base del Bajociano inferior, ocurriendo desde de la Biozona NJ9.

**Rango estratigráfico:** Aaleniano – Tithoniano (Bown y Cooper, 1998).

Género *Ethmorhabdus* Noël, 1965a

Especie tipo: *Ethmorhabdus gallicus* Noël, 1965a

*Ethmorhabdus crucifer* Noël, 1972

Lámina 1, Figura 14

1972. *Ethmorhabdus crucifer* Noël, p.112, lám.7, fig.8, text-fig.8.

1979. *Ethmorhabdus crucifer* Noël, 1972. Goy *et al.*, lám. 4, fig. 1.

1981. *Ethmorhabdus crucifer* Noël, 1972. Goy, lám. 16, figs. 4-9.

1984. *Ethmorhabdus* sp. cf. *E. crucifer* Noël, 1965b. Crux, fig. 10 (5).

1998. *Ethmorhabdus crucifer* Noël, 1965b. Bown y Cooper en Bown, lám.4.6, fig.18.

2015. *Ethmorhabdus crucifer* Noël, 1965b. Rai *et al.*, lám. 1, fig. 11; lám. 2, fig. 14; lám. 3, fig. 12; lám. 4, fig. 5.

2019. *Ethmorhabdus crucifer* Noël, 1972. Ferreira *et al.*, lám. 1, Cabo Mondego 60”.
2019. *Ethmorhabdus crucifer* Noël, 1965b. Menini *et al.*, lám. 1, SN3.70, SN3.57, SN1.67, LAL18.
2022. *Ethmorhabdus crucifer* Noël, 1972. Baghli *et al.*, lám. 2.

**Descripción:** Cocolito con un anillo delgado y un área central abierta, ocupada por una estructura cruciforme.

**Observaciones:** La diagnosis original de *E. crucifer* (Noël, 1972; pág. 112) describe un cocolito con una amplia área central ocupada por una grilla multiperforada, sobre la cual se disponen cuatro soportes (*contreforts*) que constituyen los brazos de una cruz alineada a los ejes de la elipse, y que sostienen un proceso (*hampe*) central. Al microscopio óptico, el delgado anillo suele aparecer como formado por pequeñas cuentas; la grilla no es visible y la cruz central puede ser más o menos evidente, dependiendo de la calidad de preservación del material. Se diferencia de *E. gallicus* por la estructura cruciforme central.

En la literatura es posible encontrar esta especie citada de manera incorrecta, casi sistemáticamente, como *E. crucifer* Noël, 1965a. A excepción de la primera publicación donde se observa esto (*i.e.* Crux, 1984), podría deberse, con bastante certeza, al error en la cita publicada en Bown y Cooper (en Bown, 1998); al tratarse de una contribución fundamental y sumamente consultada por la comunidad, es probable que este error se haya arrastrado sucesivamente. También es común ver referido el trabajo de Noël (1972) con una fecha posterior, 1973, siendo casi la norma en todas las listas bibliográficas consultadas. Esto constituye un gran problema, ya que se trata de una valiosa contribución con numerosos actos nomenclaturales. La publicación está incluida en un boletín cuya impresión finalizó en 1973, aunque la portada (y el manuscrito) datan de 1972. Es prácticamente imposible encontrar este trabajo si se busca, virtual o físicamente, por el año 1973. Consideramos que la cita correcta es *E. crucifer* Noël, 1972, ya que el problema surgió por un desfase entre la aceptación del manuscrito y el tiempo final de impresión del boletín. En pos de mantener la coherencia en el texto, se ha corregido el año en algunas citas mencionadas en las listas sinónimas de esta tesis. Afortunadamente, este trabajo ha sido recientemente digitalizado y puede consultarse *online* de manera libre via [Biodiversity Heritage Library](#).

**Ocurrencia:** La ocurrencia de este taxón es rara en los perfiles analizados, registrándose solo en el intervalo Toarciano superior – Aaleniano inferior. En subsuelo, ocurre en la asociación del Toarciano medio y en PTu x-2 en la asociación del Aaleniano superior. Esto difiere del rango estratigráfico típicamente designado a esta especie en el Toarciano inferior (Noël, 1972; Goy, 1981; Bown *et al.*, 1988; Bown y Cooper, 1998). Ferreira *et al.* (2019) reportan la primera ocurrencia de *E. crucifer* dentro de la biozona NJT5 (Pliensbachiano tardío-Toarciano temprano) para la Cuenca Lusitana (Portugal, región protoatlántica). Como en otras especies estudiadas en esta tesis, estas discrepancias podrían tener implicancias paleobiogeográficas y paleoambientales.

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano tardío – Toarciano tardío/?Aaleniano (Ferreira *et al.*, 2019; este estudio).

### *Ethmorhabdus gallicus* Noël, 1965a

- 1965a. *Ethmorhabdus gallicus* Noël, pp.110- 112, lám.10, figs. 1, 2, 5; text-figs. 33-34.
- 1965b. *Ethmorhabdus gallicus* Noël, p. 6, text-fig. 33-34.
1973. *Ethmorhabdus gallicus* Noël, 1965a. Thierstein, lám. 2 (15-18).
1979. *Ethmorhabdus gallicus* Noël, 1965a. Medd, lám.6, figs.7-8.
1980. *Ethmorhabdus rimosus* Grün y Zweili, p, pl, fig.
- 1987b. *Ethmorhabdus gallicus* Noël, 1965a. Bown, p.61, lám.8, figs. 8-9.
1995. *Ethmorhabdus gallicus* Noël, 1965a. Simeoni, lám. 1 (2-3).
1996. *Ethmorhabdus gallicus* Noël, 1965a. De Kaenel y Bergen, lám. 11 (22-23).
1998. *Ethmorhabdus gallicus* Noël, 1965a. Bown y Cooper en Bown, lám.4.6, figs.19-20; lám.4.14, figs.16-17.
2009. *Ethmorhabdus gallicus* Noël, 1965a. Giraud, fig. 3 (7).
2015. *Ethmorhabdus gallicus* Noël, 1965a. Kadar *et al.*, lám. 2, figs. 11-12.
2019. *Ethmorhabdus gallicus* Noël, 1965a. Ferreira *et al.*, lám. 1, Cabo Mondego 60”.
2019. *Ethmorhabdus gallicus* Noël, 1965a. Menini *et al.*, lám. 1, SN3.70, LAL18.

**Descripción:** Este cocolito posee un escudo distal estrecho y bicíclico. El área central es grande y está ocupada por una red multiperforada, que puede ser visible al microscopio óptico dependiendo de la preservación del ejemplar.

**Observaciones:** La ausencia de una estructura central permite diferenciar esta especie de *E. crucifer*.

**Ocurrencia:** Se observa a *E. gallicus* en el Aaleniano de El Matuasto III, y está ausente en el material de subsuelo. Ferreira *et al.* (2019) identifican la primera ocurrencia de la especie dentro de la sub-biozona NJT5c, Toarciano temprano. Bown (1987a) identificó unos pocos especímenes en el Toarciano tardío, haciendo notar que, normalmente, este taxón aparece en el Bajociano, siendo reportado usualmente para el intervalo Calloviano-Kimmeridgiano. Fue registrado por Simeoni (2000) en el sector centro-sur de la Cuenca Neuquina para el lapso Calloviano-Oxfordiano (Fm. Lotena).

**Rango estratigráfico:** Toarciano temprano – Kimmeridgiano (Bown y Cooper, 1998; Ferreira *et al.*, 2019).

Familia BISCUTACEAE Black, 1971

Género *Biscutum* Black en Black y Barnes, 1959

Especie tipo: *Biscutum testudinarium* Black en Black y Barnes, 1959

***Biscutum depravatum*** (Grün y Zweili, 1980) Bown, 1987a

1980. *Axopodorhabdus depravatus* Grün y Zweili, p.266, lám.5, fig.12; lám.6, figs.1-4; text-fig.22.
- 1987a. *Biscutum depravatus* (Grün y Zweili, 1980) Bown, pp.46-47, lám.6, figs.11-12; lám.14, figs.1-2; text-fig.14.
1998. *Biscutum depravatum* (Grün y Zweili, 1980) Bown, 1987a. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.4, figs. 9; lám. 4.12, fig.6.
2006. *Biscutum depravatum* (Grün y Zweili, 1980) Bown, 1987a. Mailliot *et al.*, lám 1.
2008. *Biscutum depravatum* (Grün y Zweili, 1980) Bown, 1987a. Aguado *et al.*, fig. 5 (1-2).
2012. *Biscutum depravatum* (Grün y Zweili, 1980) Bown, 1987a. Sandoval *et al.*, fig. 10.23-24.
2015. *Biscutum depravatus* (Grün y Zweili, 1980) Bown, 1987a. Ferreira *et al.*, lám. 2 (7).

2015. *Biscutum depravatum* (Grün y Zweili, 1980) Bown, 1987a. Sucherás-Marx *et al.*, fig. 2 (4).

2019. *Biscutum depravatus* (Grün y Zweili, 1980) Bown, 1987a. Ferreira *et al.*, lám. 1, Brenha 112.

**Descripción:** Cocolito generalmente elíptico, con una imagen unicíclica en nicoles cruzados, compuesto por dos escudos angostos que rodean un área central abierta, atravesada por cuatro barras dispuestas en forma de una cruz asimétrica.

**Observaciones:** Comparando las morfologías de especímenes de *B. depravatum* con distintas proveniencias estratigráficas, Bown (1987a) reasignó el género de esta especie al identificar características del anillo más similares a las del género *Biscutum* en las formas más tempranas (Toarciano tardío), y consideró que las modificaciones estructurales comparables con el género *Axopodorhabdus* sp. (figuradas en los especímenes de Grün y Zweili, 1980) aparecían en ejemplares tardíos (Calloviano). Esta observación, según el autor, resalta la importancia de realizar clasificaciones enmarcadas en un esquema evolutivo. Usualmente citada como *B. depravatus*, la forma correcta para esta especie es *B. depravatum*, tal como lo indicara van Heck (1990).

**Ocurrencia:** Esta especie está presente hacia el tope de El Matuasto III en el Aaleniano, y en PTu x-2 en el intervalo Toraciano temprano-medio. En un registro previo de material proveniente de Picún Leufú, Bown (1987a) la identificó en el Toarciano. Bown (1987a) señala a esta especie como importante bioestratigráficamente para el área mediterránea-tethyana, donde la FO *Biscutum depravatum* indica el límite Toarciano-Aaleniano, junto con *B. intermedium*, *Diductius constans*, *Triscutum* sp. y *Watznaueria britannica*. El autor también marca que la presencia de *B. depravatum* es común para el Tethys, no así para el área boreal.

**Rango estratigráfico:** Toarciano – Oxfordiano (Bown, 1987a; Bown y Cooper, 1998).



*Biscutum dubium* (Noël, 1965b) Grün en Grün *et al.*, 1974

Lámina 1, Figura 15

- 1965a. *Palaeopontosphaera dubia* Noël, pp.76-78, lám.7, figs.1, 5-10 (?lám.7, figs. 2, 4, 11-13; non lám.7, fig.3); text-fig. 8.
- 1965b. *Palaeopontosphaera dubia* Noël, p. 4, text-fig. 8.
1969. *Palaeopontosphaera dubia* Noël, 1965a. Noël, lám. 1, fig. 1.
1971. *Palaeopontosphaera dubia* Noël, 1965a. Medd, lám. 4, figs. 5-6.
1971. *Palaeopontosphaera dubia* Noël, 1965a. Rood *et al.*, lám. 4, fig. 9.
1972. *Palaeopontosphaera dubia* Noël, 1965a. Noël, lám. 13, figs. 1-2, 4-5 (non fig.3).
1973. *Palaeopontosphaera dubia* Noël, 1965a. Rood *et al.*, lám. 3, fig. 1.
1974. *Palaeopontosphaera dubia* Noël, 1965a. Barnard y Hay, lám. 2, fig. 2.
1974. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, pp.297-298 (non lám.14, figs.1-3).
1975. *Biscutum ellipticum* (Gorka, 1957) Grün en Grün y Allemann, p. 154-156; lám. 1, figs. 5, ?6-7.
1979. *Palaeopontosphaera dubia* Noël, 1965a. Medd, lám. 7, figs. 2-3.
1980. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Grün y Zweili, lám.1, figs.1-2; text-fig.4.
1984. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Crux, fig. 9 (5-6); fig. 13 (6).
- 1987b. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Bown, pp.42-43, lám.6, figs.13-15; pp.78-79, lám.14, figs.3-4; text-fig. 13.
1987. *Biscutum* sp. Black en Black y Barnes, 1959. Covington y Wise, lám. 4, figs. 1, 3 (non fig. 2).
1987. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Crux, lám. 1, figs. 1-2.
1988. *Paleopontosphaera dubia* Noël, 1965b. Angelozzi, lám 1, fig. 5.
1989. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Zweili, lám. 2, figs. 6-7.
1992. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Baldanza y Mattioli, lám. 1, fig. 6.
1993. *Palaeopontosphaera dubia* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. De Kaenel y Bergen, lám. 1, fig. 15.

1998. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Bown y Cooper in Bown, lám. 4.4, fig. 12; lám. 4.12, figs. 9-10.
1999. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Mattioli y Erba, lám. 2, fig. 1.
2004. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Mattioli *et al.*, fig. 3, 4G.
2007. “a probable” *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Bour *et al.*, lám. 5. (9).
2007. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Veiga de Oliveira *et al.*, fig. 5C.
2008. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Aguado *et al.*, fig. 5 (3-4).
2009. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Giraud, fig. 3 (2).
2012. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Sandoval *et al.*, fig. 9 (1-4).
2015. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Rai *et al.*, lám. 1, fig. 4; lám. 2, fig. 8; lám. 3, fig. 2.
2015. *Palaeopontosphaera dubia* Noël, 1965a emend. de Kaenel y Bergen, 1993. Sadki, lám. 1, figs. 9-11.
2015. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Suchéras-Marx *et al.*, fig. 2 (2).
2016. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Rai *et al.*, fig. 2 (1a-b).
2016. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Bordalo da Rocha *et al.*, fig. 7 (6).
2019. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Ferreira *et al.*, lám. 1, Cabo Mondego 26”.
2022. *Biscutum dubium* thick (Noël, 1965a) Grün en Grün *et al.*, 1974. Baghli *et al.*, lám. 1.

**Descripción:** Cocolito pequeño, elíptico, con un área central estrecha y una imagen de interferencia bicíclica.

**Observaciones:** De acuerdo con el patrón de extinción bajo nicoles cruzados, Mattioli *et al.* (2004, p. 6, fig. 1) ubican a *B. dubium* junto a *B. intermedium* y *B. grande*:

el ciclo interno compuesto por los elementos del tubo aparece como un anillo muy brillante, que rodea el área central, semejante al “collar” del género *Similiscutum* (que está formado por los elementos del escudo proximal intruyendo el área central). Los autores también determinaron a través de análisis biométricos que *Biscutum dubium* se distingue claramente de las otras especies del género por su tamaño reducido, y de los representantes del género *Similiscutum* por su forma más elíptica y el área central amplia. Goy (1981) señala que los cocolitos designados a *B. dubium* por Grün *et al.* (1974, lám 14, figs. 1-3) deben ser reportados como *Palaeopontosphaera nova* Goy (en Goy *et al.*, 1979). Tal como puede consultarse en la lista sinonímica preparada para *Similiscutum novum*, los especímenes figurados como *B. dubium* en Grün *et al.* (1974) y *P. nova* Goy (en Goy *et al.*, 1979; 1981) se consideran sinónimos de dicha especie.

**Ocurrencia:** Esta especie se observa de manera casi continua en los perfiles estudiados a partir del Toarciano medio, desde El Matuasto II hasta el tope de El Matuasto III. En el sondeo PTu x-2 aparece en los intervalos Toarciano temprano-medio a Aaleniano temprano-medio; en BCE x-1 se registra en los tramos Toarciano medio a Aaleniano temprano-medio.

**Rango estratigráfico:** Toarciano – Kimeridgiano (Mattioli *et al.*, 2004).

### *Biscutum grande* Bown, 1987a

#### Lámina 1, Figura 16

1969. *Palaeopontosphaera binodosa* Prins, lám. 2, fig. 12 (*nomen nudum*).
- 1987a. *Biscutum grandis* Bown, pp. 44–45, lám. 6, figs. 4–6; lám. 13, figs. 23–25; text–fig. 11.
1998. *Biscutum grande* Bown, 1987a. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.4, fig. 14; lám. 4.12, figs. 15–16.
2004. *Biscutum grande* Bown, 1987a. Mattioli *et al.*, Fig. 4E.
2006. *Biscutum grande* Bown, 1987a. Perilli y Duarte, lám. 1., figs. 3–4.
- 2007a. *Biscutum grande* Bown, 1987a. Veiga de Oliveira *et al.*, fig. 5D.
- 2007b. *Biscutum grande* Bown, 1987a. Veiga de Oliveira *et al.*, fig. 1.
2008. *Biscutum grande* Bown, 1987a. Fraguas *et al.*, lám. 1, fig. 9.
2010. *Biscutum grande* Bown, 1987a. Reggiani *et al.*, pp. 6–7, pl2., figs. 27–28.
2012. *Biscutum grande* Bown, 1987a. Sandoval *et al.*, fig. 9.5-8.

2016. *Biscutum grande* Bown, 1987a. Rai *et al.*, fig. 3, 14a–b.
2017. *Biscutum grande* Bown, 1987a. Peti *et al.*, figs. S.3 5-8 (appendix F).
2019. *Biscutum grande* Bown, 1987a. Menini *et al.*, lám. 2. (SN3.57 and LAL18)
2019. *Biscutum grande* Bown, 1987a. Ferreira *et al.*, lám. 1 (Peniche 97, 102.1).
2021. *Biscutum* cf. *B. grande* Bown, 1987a. Boomer *et al.*, fig. 11 (13).
2022. *Biscutum grande* Bown, 1987a. Baghli *et al.*, lám. 1.
2022. *Biscutum grande* Bown, 1987a. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám. 2, fig. 11.
2023. *Biscutum grande* Bown, 1987a. Charbonnier *et al.*, figs. 4.4.

**Descripción:** Cocolito grande, ampliamente elíptico, con un área central cuadrangular amplia y vacía. Bajo MO con luz polarizada, los escudos distal y proximal se ven de color gris oscuro, mientras que el ciclo tubular interno aparece como un anillo llamativamente brillante rodeando el área central.

**Observaciones:** *Biscutum grande* está compuesto por un escudo distal formado por elementos radiales y que lleva un ciclo tubular interior. El área central a veces está atravesada por una fina barra (Bown, 1987a). La delicada barra está alineada con el eje menor de la zona central elíptica, pero con frecuencia está ausente; sin embargo, sus inserciones en el ciclo tubular interno se ven como dos lóbulos brillantes. En algunos casos, el área central puede estar rellena de pequeños cristales de calcita (Menini *et al.*, 2019; lám. 2, LAL18) o (muy raramente) atravesada por una cruz (Ferreira *et al.*, 2019; lám. 1, Peniche 97). Según de Kaenel y Bergen (1993) *Palaeopontosphaera binodosa* Prins, 1969 es un sinónimo de *Similiscutum finchii*; aquí consideramos *P. binodosa* como un sinónimo de *B. grande*.

**Ocurrencia:** La presencia de este taxón en los perfiles El Matuasto es consistente, desde el Pliensbachiano temprano hasta el Aaleniano. En el sondeo PTu x-2 aparece en los intervalos Pliensbachiano temprano y tardío, en tanto que en BCE x-1 fue observado en el intervalo Pliensbachiano temprano. La FO define la base de la Biozona NJ5 (Bown, 1992a) y las sub-biozonas NJ5b (Bown y Cooper, 1998) y NJT4b (Mattioli y Erba, 1999; Ferreira *et al.*, 2019), correlacionándose con el límite de las ZAS *Ibex/Davoei*. El último registro de esta especie en el material estudiado coincide con la LO de esta especie en la región mediterránea (Italia central; Mattioli y Erba, 1999), en el Aaleniano tardío. *Biscutum grande* es una especie con afinidades tethyanas según Bown (1987a, 1992a). Su

abundancia en las muestras estudiadas proporciona evidencia de las similitudes biogeográficas entre los ensambles del Pacífico sudoriental y del Tethys.

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano – Aaleniano (Mattioli y Erba, 1999; Ferreira *et al.*, 2019).

***Biscutum intermedium*** Bown, 1987a

Lámina 1, Figura 17

- 1987a. *Biscutum intermedium* Bown, p. 47, lám. 6, figs. 7-10; lám. 13, figs. 26-28; text-fig. 14.
1998. *Biscutum intermedium* Bown, 1987a. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.4, fig. 15; lám. 4.12, figs. 17-18.
2004. *Biscutum intermedium* Bown, 1987a. Mattioli *et al.*, fig. 4F.
2008. *Biscutum intermedium* Bown, 1987a. Aguado *et al.*, fig. 5 (5-6).
2012. *Biscutum intermedium* Bown, 1987a. Sandoval *et al.*, fig. 9 (9-12).
2016. *Biscutum intermedium* Bown, 1987a. Bordalo da Rocha *et al.*, fig. 7 (13).
2019. *Biscutum intermedium* Bown, 1987a. Menini *et al.*, lám. 2, SN3.57, LAL18, SN1.72.
2022. *Biscutum intermedium* Bown, 1987a. Baghli *et al.*, lám. 1.

**Descripción:** Bajo nicoles cruzados, *B. intermedium* se observa como un cocolito ampliamente elíptico, con una imagen débilmente bicíclica y un área central algo estrecha, atravesada por una barra con un poro central. La barra se alinea en forma levemente oblicua (sentido NO-SE) al eje menor de la elipse, dejando dos aberturas reducidas por encima y por debajo la misma.

**Observaciones:** Se distingue de *B. grande* por su forma más elíptica, el área central más pequeña y la estructura del tubo central más grande (Bown, 1987a).

**Ocurrencia:** En los perfiles estudiados, *B. intermedium* se observa esporádicamente desde el Pliensbachiano superior de El Matuasto II, incrementando su presencia a partir del Aaleniano inferior en El Matuasto III; en BCE x-1 se observa en el intervalo del Toarciano medio-tardío. En la literatura, es registrado para el Toarciano de

Picún Leufú (Bown, 1987a) y en las asociaciones del Toarciano superior-Aaleniano y Aaleniano-Bajociano del subsuelo de Cuenca Neuquina (Angelozzi y Ronchi, 2002).

**Rango estratigráfico:** Toarciano – Calloviano (Bown y Cooper, 1998).

***Biscutum profundum*** de Kaenel y Bergen, 1993

1969. *Striatococcus opacus* Prins, lám. 2, fig. 15 (*nomen nudum*).
1977. *Discorhabdus ignotus* (Gorka 1957) Perch-Nielsen 1968; Hamilton (*partim*), lám. 2, fig. 10 (*non* lám.2, figs. 1-9, 11).
- 1987a. *Discorhabdus ignotus* (Gorka, 1957) Perch-Nielsen, 1968. Bown (*partim*), lám. 7, fig. 1 (*non* lám. 7, figs. 2-5; lám. 14, figs. 7-8; text-fig. 11).
1990. *Biscutum finchii* (Crux, 1984) Bown, 1987a; Cobianchi, fig. 4d.
1992. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich 1976. Cobianchi, fig. 20a.
1992. *Discorhabdus* aff. *D. striatus* Moshkovitz y Ehrlich 1976. Cobianchi (*partim*), fig. 20d (*non* figs. 20b-c).
1993. *Biscutum profundum* de Kaenel y Bergen, p.887, lám. 3, figs. ?6-7, 9-10.
1997. *Biscutum profundum* de Kaenel y Bergen, 1993. Von Salis e Immenhauser, lám. 1, fig. 4.
- ? 2015. *Biscutum profundum* de Kaenel y Bergen, 1993. Sadki, lám. 1, fig. 5.
- ? 2019. *Biscutum profundum* de Kaenel y Bergen, 1993. Antolíková, fig. 1.
- ? 2021. *Biscutum profundum* de Kaenel y Bergen, 1993. Šimo y Antolíková, fig. 5.

**Descripción:** Cocolito placolito pequeño que, bajo nicoles cruzados, presenta un patrón de extinción unicíclico; el escudo distal es levemente birrefringente a comparación del escudo proximal.

**Observaciones:** La diagnosis original de esta especie describe a “una pequeña especie subcircular de *Biscutum* con una pequeña y profunda depresión central, un bajo número de elementos en el anillo y un grueso escudo proximal” (de Kaenel y Bergen, 1993, p. 887). Este taxón es registrado ocasionalmente, y está escasamente ilustrado en la literatura. Mattioli y Erba (1999) notan que algunas imágenes presentadas por de Kaenel y Bergen (1993; lám. 3, figs. 6-7) tienen un aspecto similar a *Discorhabdus ignotus* (cocolito de aspecto netamente circular) y no descartan que dichos autores hayan

agrupado dos especies que únicamente pueden ser distinguidas por su contorno más elíptico-subcircular (*B. profundum*) o circular (*D. ignotus*).

**Ocurrencia:** Presente únicamente y de forma esporádica en El Matuasto III, dentro de la Biozona NJT9, Aaleniano medio. Este registro constituiría el primero para la Cuenca Neuquina y el hemisferio Sur.

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano/Toarciano – Bajociano (De Kaenel y Bergen, 1993; von Salis e Immenhauser, 1997).

Género *Discorhabdus* Noël, 1965a

Especie tipo: *Discorhabdus patulus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a

*Discorhabdus criotus* Bown, 1987a

Lámina 1, Figura 18

1969. *Palaeopontosphaera repleta* Prins, lám.2, fig.11 (*nomen nudum*).
1977. *Discorhabdus ignotus* (Gorka, 1957) Perch-Nielsen, 1968. Hamilton, lám.2, fig.2.
- 1987a. *Discorhabdus criotus* Bown, pp.49-50, lám.6, figs.6-9; lám.14, figs.9-10; text-fig.11.
1993. *Biscutum criotum* (Bown, 1987a) de Kaenel y Bergen, p. 888.
1994. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Gardin y Manivit, lám. 2, figs. 11-12.
1995. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Nini *et al.*, lám.1, fig. 19.
1995. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Stoico y Baldanza, lám. 5, fig. 13.
1998. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.4, fig. 19-20; lám. 4.12, figs. 23-25.
1998. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Parisi *et al.*, lám. 5, fig. 1.
1999. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Mattioli y Erba, lám. 3 (1-3).
2003. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Asgar-Deen *et al.*, fig. 11.12.
2006. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Mailliot *et al.*, lám. 1.
2008. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Aguado *et al.*, fig. 5 (15-16).
- ? 2009. *Discorhabdus* sp. Noël, 1965a. Giraud, fig. 3 (4).
2012. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. López- Otálvaro *et al.*, fig. 2a.
2012. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Sandoval *et al.*, fig. 9.25-30.

- non 2013. *Discorhabdus* sp. cf. *D. criotus* Bown, 1987a. Rai y Jain, lám. 1, figs. 5a-c.
- non 2013. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Rai y Jain, lám. 3, figs. 6a-b.
2015. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Ferreira *et al.*, lám. 1 (15).
2015. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Kadar *et al.*, lám. 2, figs. 2-4.
2015. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Rai *et al.*, lám. 1, fig. 10; lám. 2, ?fig. 13; lám. 3, fig. 10; lám. 4, ?fig. 2.
2015. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Suchéras-Marx *et al.*, fig. 2, 5.
2019. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Ferreira *et al.*, lám. 1, Cabo Mondego 7.
2022. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Fantasia *et al.*, fig. 3.
2023. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a. Visentin *et al.*, lám. 1, figs. 15-16.

**Descripción:** Bajo nicoles cruzados, la imagen distal de *D. criotus* muestra un anillo bicíclico, el amplio ciclo externo aparece oscuro y el ciclo interno es reducido y muy brillante, similar a un botón, y está atravesado por cuatro isogiras rectas.

**Observaciones:** Al MEB, la estructura de este pequeño cocolito (diámetro promedio: 5,4  $\mu\text{m}$ ) subcircular consta de dos escudos —el distal, bicíclico— y un área central muy reducida. El ciclo externo del escudo distal se compone de cristales grandes con suturas radiales, que muestran un característico pliege cerca del margen externo del cocolito, en tanto que el ciclo interno, más estrecho, posee pequeños cristales rodeando un poro central; el escudo proximal es más pequeño que el distal (Bown, 1987a). *Discorhabdus criotus* se distingue de *D. ignotus* por su escudo distal bicíclico y de *D. striatus* por su área central y su menor tamaño. De Kaenel y Bergen (1993) propusieron una reasignación de esta especie al género *Biscutum*, considerando características del anillo, aunque dicha enmienda no ha tenido consenso y no se utiliza en la literatura.

**Ocurrencia:** Este taxón se observa por primera vez en el perfil El Matuasto II, marcando la base del tramo asignado a las sub-biozonas NJT7c-NJT7d, Toarciano medio. En PTu x-2 se da en los intervalos Toarciano temprano-medio al Aaleniano temprano-medio, en tanto que en BCE x-1 ocurre en los tramos Toarciano medio-tardío y Aaleniano temprano-medio. Bioestratigráficamente, su primera ocurrencia a sido utilizada para definir la base de las sub-biozonas NJT7b (Toarciano superior; Mattioli y Erba, 1999) y NJT7c (Toarciano medio; Ferreira *et al.*, 2019). Su presencia en los ensambles de nanofósiles tethyanos indica una edad Toarciana media-tardía (Cobianchi, 1992; Picotti y Cobianchi, 1996; Mattioli, 1997; Bown y Cooper, 1998; Parisi *et al.*, 1998; Mattioli y



Erba, 1999; Kadar *et al.*, 2015). Para la Cuenca Neuquina, esta especie es reportada para el intervalo Toarciano tardío-Aaleniano de Picún Leufú (Bown, 1992a) y en el subsuelo de la cuenca (Angelozzi y Ronchi, 2022).

**Rango estratigráfico:** Toarciano – Oxfordiano (Bown y Cooper, 1998).

***Discorhabdus striatus*** Moshkovitz y Ehrlich, 1976

Lámina 1, Figura 19

1976. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, p. 14, lám. 7, figs. 1-5.
1988. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Angelozzi, lám. 2, figs. 6-7.
1988. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Bown *et al.*, lám. 1, figs. 17-18.
1993. *Biscutum striatum* (Moshkovitz y Ehrlich, 1976) de Kaenel y Bergen, p. 889.
1994. *Biscutum cf. novum* (Goy 1979) Bown 1987b. Goy *et al.*, lám. 6, figs. 11-12, 16.
1994. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Goy *et al.*, lám. 6, figs. 10-14.
1995. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Nini *et al.*, lám.1, fig. 18.
1995. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Stoico y Baldanza, lám. 5, fig. 10.
1996. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Picotti y Cobianchi, lám. 2, fig. 15.
1997. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Mattioli, lám. 1 (10).
1998. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.5, fig. 2; lám. 4.12, figs. 26-27.
1998. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Parisi *et al.*, lám. 5, figs. 2, 5.
1999. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Mattioli y Erba, lám. 2 (16, 19-20).
2006. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Mailliot *et al.*, lám. 1.
2008. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Aguado *et al.*, fig. 5 (23-24).
2009. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Giraud, fig. 3 (6).
2010. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Tiraboschi y Erba, fig. 7.10.
- ? 2011. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Ballent *et al.*, fig. 2 (14).
2012. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. López- Otálvaro *et al.*, fig. 2a.
2012. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Sandoval *et al.*, fig. 9-37-40.

- non 2013. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Rai y Jain, lám. 1, figs. 6a-c; lám. 2, figs. 6a-b; lám. 3, figs. 6a-b.
2015. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Ferreira *et al.*, lám. 1 (16).
2015. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Kadar *et al.*, lám. 2, figs. 5-9.
2015. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Rai *et al.*, lám. 4, fig. 4.
2015. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Suchéras-Marx *et al.*, fig. 2, 7.
- ?2016. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Rai *et al.*, fig. 2, 5a-b, 16a-b; non fig. 3, 16a-b, 17a-b.
2019. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Ferreira *et al.*, lám. 1, Cabo Mondego 26”.
2022. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Baghli *et al.*, lám. 1.
2022. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Fantasia *et al.*, fig. 3.
2022. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Omar *et al.*, fig. 4 (11).
2023. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976. Visentin *et al.*, lám. 1, figs. 19-20.

**Descripción:** Al microscopio óptico, este cocolito se observa de color gris, con un escudo unicíclico atravesado completamente por dos isógiras rectas.

**Observaciones:** Moshkovitz y Ehrlich (1976, pág. 14) describen a *D. striatus* como un cocolito circular con dos escudos unicíclicos y una abertura central muy pequeña. Según Bown *et al.* (1988), esta especie se distingue de *D. ignotus* por su mayor tamaño, el área central completamente cerrada y mayor birrefringencia bajo nicoles cruzados.

Al igual que *D. criotus*, de Kaenel y Bergen (1993) propusieron la reasignación de *D. striatus* al género *Biscutum*. En dicho trabajo, los autores hacen una enmienda del género *Biscutum*, notando que el borde circular-subcircular es compartido con *Discorhabdus*, pero este último se diferencia “por su proyección distal” (De Kaenel y Bergen, 1993, pág. 887); sin embargo, presentan una diagnosis para *D. striatus* (pág. 889) que se ajusta a las características del género *Biscutum*, haciendo referencia al aspecto del borde y la cantidad de elementos que conforman el anillo, pero no mencionan la “proyección” (espinas). Tal como señala Bown (1987a), lo que define al género *Discorhabdus* es el desarrollo de una espina en el área central. Bown (1987) también remarca que las formas circulares deben asignarse a *Discorhabdus*, mientras que las

formas elípticas a subcirculares deben restringirse a *Biscutum*. De acuerdo con estas últimas observaciones, se considera que la enmienda y cambio de género realizadas por de Kaenel y Bergen (1993) no son acertadas, ya que no se basan en la característica distintiva de *Discorhabdus*: la espina central.

**Ocurrencia:** La primera ocurrencia de *D. striatus* se da en El Mastuato II, marcando la base de la Biozona NJT7, Toarciano temprano alto. Este evento coincide con la base de las biozonas NJ7 (Bown y Cooper, 1998) y NJT7 (Mattioli y Erba, 1999; Ferreira *et al.*, 2019) para los reinos Boreal y del Tethys, respectivamente. En PTu x-2 se da en los intervalos Toarciano temprano-medio al Aaleniano tardío, en tanto que en BCE x-1 ocurre en los intervalos Toarciano medio-tardío al Aaleniano temprano-medio. En el Reino Pacífico Austral, esta especie está ausente en la Cuenca Andina (Fantasia *et al.*, 2018); en la Cuenca Neuquina, Angelozzi (1988) reportó este taxón en Picún Leufú para el Toarciano y Bown (1992a) lo hizo para el intervalo Toarciano tardío-Aaleniano. Angelozzi y Ronchi (2002) registraron a *D. striatus* en este último intervalo en el subsuelo de la cuenca, coincidiendo con nuestro registro en el sondeo PTu x-2.

**Rango estratigráfico:** Toarciano – Oxfordiano (Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999).

Género *Similiscutum* de Kaenel y Bergen, 1993

Especie tipo: *Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen, 1993

*Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen, 1993 “cluster” Mattioli *et al.* 2004

Lámina 1, Figura 20

1969. *Palaeopontosphaera repleta* Prins, lám. 2, fig. 11 (*nomen nudum*).
1977. *Calyculus cribrum* (Noël 1972) Hamilton, p. 586, lám. 1, fig. 9.
1986. *Biscutum* sp. Young *et al.*, p. 124, plate, fig. F.
1987. *Biscutum dubium* (Noël 1965) Grün en Grün *et al.* 1974. Crux, lám. 2, figs. 4–7.
1990. *Biscutum novum* (Goy 1979) Bown 1987a. Cobianchi, fig. 4b.
1990. *Biscutum* aff. *novum* (Goy 1979) Bown 1987a. Cobianchi, fig. 4c.
1992. *Biscutum novum* (Goy 1979) Bown 1987a. Cobianchi (partim), 19b (*non* figs. 19c, d).

1992. *Biscutum* aff. *B. novum* (Goy 1979) Bown 1987a, Cobianchi (partim), fig. 19e (non fig. 118).
1993. *Similiscutum avitum* de Kaenel y Bergen, lám. 1, figs. 12–14; lám. 2, figs. 1–4.
1993. *Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen, pp. 875–876, lám. 2, figs. 5–11.
1993. *Similiscutum orbiculus* de Kaenel y Bergen, lám. 1, figs. 1–11.
1997. *Similiscutum avitum* de Kaenel y Bergen, 1993. Von Salis e Immenhauser, lám. 1, fig. 6.
1997. *Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen, 1993. Von Salis e Immenhauser, lám. 1, fig. 5.
1998. *Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.5, figs. 3–4; lám. 4.12, figs. 28–30.
2000. *Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen, 1993. Walsworth-Bell, p. 51, fig. 4.7.
2004. *Similiscutum avitum* de Kaenel y Bergen, 1993. Mattioli *et al.*, p. 9, fig. 4b.
2004. *Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen, 1993. Mattioli *et al.*, p. 9, fig. 4a.
2004. *Similiscutum orbiculus* de Kaenel y Bergen, 1993. Mattioli *et al.*, p. 9, fig. 4c.
2006. *Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen, 1993. Perilli y Duarte, lám. 2, fig. 1.
2006. *Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen, 1993. Perilli y Duarte, lám. 2, fig. 2.
- 2007a. *Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen, 1993. Veiga de Oliveira *et al.*, fig. 6O.
- 2007a. *Similiscutum orbiculus* de Kaenel y Bergen, 1993. Veiga de Oliveira *et al.*, fig. 6N.
- 2007b. *Similiscutum orbiculus* de Kaenel y Bergen, 1993. Veiga de Oliveira *et al.*, fig. 2.
- 2007b. *Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen, 1993. Veiga de Oliveira *et al.*, fig. 2.
2010. *Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen, 1993. Reggiani *et al.*, pp. 6–7, pl2., figs. 29–30.
2012. *Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen, 1993. Preto *et al.*, fig. 5 (D).
2012. *Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen, 1993. Sandoval *et al.*, fig. 9.13-15.
2012. *Similiscutum precarium* de Kaenel y Bergen, 1993. Sandoval *et al.*, fig. 9.16.
2019. *Similiscutum orbiculus* de Kaenel y Bergen, 1993. Menini *et al.*, p. 17, lám. 2.
2021. *Similiscutum avitum* de Kaenel y Bergen, 1993. Boomer *et al.*, fig. 11 (15).
- 2021b. *Similiscutum avitum* de Kaenel y Bergen, 1993. Fraguas *et al.*, fig. 9, CM.235.1.
2022. *Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen, 1993 “cluster” Mattioli *et al.* 2004. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám. 2, figs. 17-19.

**Descripción:** Cocolitos pequeños, normal a ligeramente elípticos, con un escudo distal unicíclico de color gris homogéneo y un “collar” gris claro que rodea la zona central

**Observaciones:** Este grupo incluye a las especies *S. orbiculus*, *S. avitum* y *S. cruciulus*. Las tres especies introducidas por de Kaenel y Bergen (1993) se diferencian más o menos porque *S. avitum* muestra un cocolito ampliamente elíptico, *S. orbiculus* tiene un contorno subcircular y ambos tienen un área central reducida y vacía, mientras que *S. cruciulus* muestra un contorno subcircular con una cruz que abarca el área central. No obstante, Mattioli *et al.* (2004) propusieron una agrupación para el grupo *Similiscutum cruciulus* basada en la ausencia de diferencias biométricas diagnósticas entre las especies, destacando la plasticidad morfológica dentro del género *Similiscutum*. En este trabajo se sigue el criterio de agrupamiento de Mattioli *et al.* (2004); pese a no haberse realizado análisis biométricos de los especímenes, es difícil diferenciar las especies al MO por su pequeño tamaño y se secunda el concepto de plasticidad morfológica.

**Ocurrencia:** La presencia del grupo en los perfiles El Matuasto constituye el primer registro del Jurásico Temprano para la Cuenca Neuquina y el segundo para el océano Pacífico sudoriental (Fantasia *et al.*, 2018a). Está presente en los dos sondeos estudiados, llegando hasta el Aaleniano temprano-tardío en PTu x-2 y hasta el Aaleniano temprano-medio en BCE x-1. *Similiscutum cruciulus* es utilizado normalmente para definir la base de la Biozona NJT4 (Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999; Ferreira *et al.*, 2019). Debido al criterio de *clustering* y que el intervalo estratigráfico de las especies incluidas en el mismo es similar (Mattioli *et al.*, 2004), la FO del grupo *S. cruciulus* es propuesto para definir la base de la Biozona NJT4 (Ferreira *et al.*, 2019), dentro del Pliensbachiano temprano y correspondiéndose con la ZAS *Jamesoni*. La última ocurrencia de esta especie en el material estudiado (Aaleniano tardío) es muy similar a la reportada por Mattioli y Erba (1999) y Ferreira *et al.* (2019) para el límite Aaleniano-Bajociano.

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano – Aaleniano/Bajociano (Mattioli y Erba, 1999; Ferreira *et al.*, 2019).

*Similiscutum finchii* (Crux, 1984 emend. Bown, 1987a) de Kaenel y Bergen, 1993

Lámina 1, Figura 21

1969. *Striatococcus grandiculus* Prins, lám. 2, fig. 14 (*nomen nudum*).
- non* 1969. *Palaeopontosphaera binodosa* Prins, lám. 2, fig. 12 (*nomen nudum*).
1984. *Biscutum finchii* Crux, p. 168, fig. 9 (3,4), fig. 13 (5).
- 1987a. *Biscutum novum* (Goy 1979) Bown 1987b. Bown, p. 77, lám. 13, figs. 19–20.
- 1987b. *Biscutum finchii* Crux, 1984 emend. Bown, p. 44, lám. 2, figs. 3–4, 10–11.
- 1987a. *Biscutum finchii* Crux, 1984 emend. Bown, 1987b. Bown (*partim*), pp. 42–44, lám. 5, fig. 18; lám. 6, figs. 1–3; (*non* lám. 13, figs. 21–22); text–fig. 11.
1992. *Biscutum finchii* Crux, 1984 emend. Bown, 1987b. Baldanza y Mattioli, lám. 1, fig. 12.
1992. *Biscutum finchii* Crux, 1984 emend. Bown, 1987b. Cobianchi, fig. 19f–g; text–fig. 18.
1992. *Biscutum* aff. *B. finchii* Crux, 1984 emend. Bown, 1987b. Cobianchi, fig. 19i; text–fig. 18.
1992. *Biscutum finchii* Crux, 1984 emend. Bown, 1987b. Reale *et al.*, lám. 1, figs. 5–6.
1993. *Similiscutum finchii* (Crux, 1984 emend. Bown, 1987b) de Kaenel y Bergen, pp. 877–878, lám. 3, figs. 11–13.
1995. *Biscutum finchii* (Crux, 1984) Bown, 1987b. Stoico y Baldanza, lám. 5, fig. 4.
1997. *Biscutum finchii* Crux, 1984. Picotti y Cobianchi, lám. 2, fig. 1.
1998. *Biscutum finchii* Crux, 1984. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.4, fig. 13; lám. 4.12, figs. 11–14.
- non* 1998. *Biscutum finchii* (Crux, 1984) Bown, 1987b. Parisi *et al.*, lám. 4, fig. 7
1999. *Biscutum finchii* (Crux, 1984) Bown, 1987b. Mattioli y Erba, p. 365, lám. 1, figs. 19–20.
2002. *Biscutum finchii* Crux, 1984. Perilli y Comas-Rengifo, lám. 1, fig. 13.
2004. *Similiscutum finchii* (Crux, 1984 emend. Bown, 1987b) de Kaenel y Bergen, 1993. Mattioli *et al.*, p. 25, fig. 4j.
2006. *Similiscutum finchii* (Crux, 1984 emend. Bown, 1987b) de Kaenel y Bergen, 1993. Mailliot, lám. 2, figs. 1–4.
2006. *Similiscutum finchii* (Crux, 1984 emend. Bown, 1987b) de Kaenel y Bergen, 1993. Mailliot *et al.*, lám. 1.
- non* 2006. *Biscutum finchii* (Crux, 1984) Bown, 1987b. Perilli y Duarte, lám. 1, figs. 7–8.

2006. *Biscutum novum* (Goy 1979) Bown, 1987b. Perilli y Duarte, lám. 2, figs. 17.
- 2007a. *Biscutum finchii* (Crux, 1984) Bown, 1987b. Veiga de Oliveira *et al.*, fig. 5E–F.
- 2007b. *Biscutum finchii* (Crux, 1984) Bown, 1987b. Veiga de Oliveira *et al.*, fig. 1.
- non* 2008. *Biscutum finchii* (Crux, 1984) Bown, 1987b. Fraguas *et al.*, lám. 1, fig. 10.
2012. *Similiscutum* sp. aff. *S. finchii* (Crux, 1984 emend. Bown, 1987b) de Kaenel y Bergen, 1993. Sandoval *et al.*, figs. 9 (?17, 18-20).
- non* 2013. *Biscutum finchii* (Crux, 1984) Bown, 1987b. Rai y Jain, lám. 1, figs. 2a–d; lám. 3, figs. 1a–b.
- non* 2016. *Biscutum finchii* (Crux, 1984) Bown, 1987b. Rai *et al.*, fig. 2, 18a-b.
2019. *Similiscutum finchii* (Crux, 1984) Mattioli *et al.*, 2004. Menini *et al.*, p. 17, lám. 2 (SN2.20, LAL18).
2019. *Similiscutum finchii* (Crux, 1984) Mattioli *et al.*, 2004. Ferreira *et al.*, lám. 2 (Peniche 12).
- 2021b. *Biscutum finchii* (Crux, 1984) Bown, 1987b. Fraguas *et al.*, fig. 9, CM.235.2.
2022. *Similiscutum finchii* (Crux, 1984 emend. Bown, 1987b) de Kaenel y Bergen, 1993. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám. 2, fig. 13.
2023. *Biscutum finchii* (Crux, 1984) Bown, 1987b. Charbonnier *et al.*, fig. 4.1.
2023. *Similiscutum finchii* (Crux, 1984) Mattioli *et al.*, 2004. Mailliot *et al.*, lám. 2, figs. 1-4.

**Descripción:** Cocolito de tamaño medio, normal a ampliamente elíptico. El escudo distal es de color gris claro con un contorno irregular. La zona central es estrecha y alargada, de forma subrectangular.

**Observaciones:** En las imágenes de MEB de esta especie (al igual que el holotipo), la zona central tiene forma de ojiva, alargada y estrechamente elíptica. La biometría de *S. finchii* (promedio de 4,53  $\mu\text{m}$  para el eje mayor y 3,76  $\mu\text{m}$  para el eje menor; Mattioli *et al.*, 2004) se sitúa en el extremo pequeño del rango de tamaños reportados en la literatura (Crux, 1984: 5,4 - 6,6  $\mu\text{m}$ ; Bown, 1987b: 5,8 - 8,5  $\mu\text{m}$ ). Morfológica y biométrica, *S. finchii* es bastante similar a *S. novum* (promedio de 4,13  $\mu\text{m}$  para el eje mayor y 3,48  $\mu\text{m}$  para el eje menor; Mattioli *et al.*, 2004), que sin embargo es generalmente de menor tamaño, menos elíptico y con una zona central menos desarrollada. En la bibliografía, se han figurado especímenes más grandes, más ampliamente elípticos y con una longitud del área central más reducida que la descripción

del holotipo de *S. finchii*. Tales especímenes se describen aquí como *Similiscutum giganteum* (Mailliot *et al.*, 2023). De Kaenel y Bergen (1993) consideraron a *Palaeopontosphaera binodosa* Prins, 1969 como un sinónimo de *S. finchii*, pero en este estudio se reconoce a *P. binodosa* como un sinónimo de *Biscutum grande*. De hecho, el dibujo de la lám. 2, fig. 12 de Prins (1969) muestra la presencia de una zona central muy abierta atravesada por un puente cuyas inserciones son claramente visibles en el anillo interno del cocolito, característica distintiva de *B. grande*.

**Ocurrencia:** La presencia de *S. finchii* en El Matuasto se observa desde el tramo asignado a las sub-biozonas NJT4c-NJT4d hasta las NJT8d-NJT8g (Pliensbachiano tardío-Aaleniano). Tanto en PTu x-2 como en BCE x-1 está presente desde el Pliensbachiano temprano. Mattioli *et al.* (2013) indican que la FO de esta especie marca el límite entre las subzonas NJ4a y NJ4b, dentro de la ZAS *Margaritatus*. Este evento coincide con el registro de Angelozzi y Pérez Panera (2016) dentro de la equivalente ZAN *Fanninoceras fannini*. De acuerdo con Riccardi (2008b) la zona de amonites *F. fannini* se correlaciona con la parte superior de la ZAS *Davoei* y parte de *Margaritatus* del Tethys occidental. En Ferreira *et al.* (2019), la FO de *S. finchii* ocurre simultáneamente con la FO de *Lotharingius barozii* y este último evento marca la base de la subzona NJT4c de la ZAS *Davoei*, Pliensbachiano tardío, en Portugal. Así, el registro de la FO de *Similiscutum finchii* parece ser bastante consistente entre Argentina y Portugal.

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano – Aaleniano superior (Bown y Cooper, 1998; Mattioli *et al.*, 2004).

### *Similiscutum giganteum* Mailliot *et al.*, 2023

#### Lámina 1, Figura 22

1969. *Palaeopontosphaera crucifera* Prins, lám. 2, fig. 10 (*nomen nudum*).

1969. *Palaeopontosphaera veterana* Prins, lám. 2, fig. 9 (*nomen nudum*).

1987a. *Biscutum finchii* Crux, 1984 emend. Bown, 1987b. Bown (partim), lám. 13, figs. 21–22).

1998. *Biscutum finchii* (Crux, 1984 emend. Bown, 1987b) de Kaenel y Bergen, 1993. Bown y Cooper, lám. 4.12, figs. 13–14 (large morphotype).

2002. *Biscutum finchii* (Crux, 1984 emend. Bown, 1987b) de Kaenel y Bergen, 1993. Perilli y Comas–Rengifo, lám. 1, fig. 12.



2006. *Similiscutum giganteum* Mailliot, p. 234, lám. 1, figs. 1–6. (*nomen nudum*)
2006. *Biscutum finchii* (Crux, 1984) Bown, 1987b. Perilli y Duarte, lám. 1, figs. 7–8.
2008. *Biscutum finchii* (Crux, 1984) Bown, 1987b. Fraguas *et al.*, lám. 1, fig. 10.
- ? 2012. *Similiscutum* sp. aff. *S. finchii* (Crux, 1984 emend. Bown, 1987b) de Kaenel y Bergen, 1993. Sandoval *et al.*, fig. 9.17.
2014. *Similiscutum giganteum* Mailliot, 2006. Reolid *et al.*, fig. 6. (*nomen nudum*)
2015. *Similiscutum giganteum* Mailliot, 2006. Ferreira *et al.*, lám. 2 (14). (*nomen nudum*)
2016. *Similiscutum giganteum* Mailliot, 2006. Bordalo da Rocha *et al.*, fig. 7.9–10. (*nomen nudum*)
2019. *Similiscutum* aff. *S. finchii* (Crux, 1984 emend. Bown, 1987b) de Kaenel y Bergen, 1993. Menini *et al.*, lám. 2 (large, SN3.57B)
2019. *Similiscutum finchii* (Crux, 1984 emend. Bown, 1987b) de Kaenel y Bergen, 1993. Ferreira *et al.*, fig. 2. (*nomen nudum*).
2021. *Biscutum finchii* (Crux, 1984) Bown, 1987b. Boomer *et al.*, fig. 11 (12).
2022. large *Similiscutum* aff. *finchii* (Crux, 1984 emend. Bown, 1987b) de Kaenel y Bergen, 1993. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám. 2, fig. 15.
2023. *Similiscutum giganteum* Mailliot *et al.*, pág. 7, lám. 1, figs. 1-9.

**Descripción:** Cocolito grande, ampliamente elíptico, con una zona central reducida, en forma de rombo, rellena con una robusta cruz.

**Observaciones:** En la bibliografía, se suele denominar *Similiscutum/Biscutum finchii* (Bown, 1987a; de Kaenel y Bergen, 1993; Bown y Cooper, 1998). Mailliot *et al.*, (2023) proporcionan una diagnosis original y proponen a *Similiscutum giganteum* como una especie nueva y diferente de *S. finchii* basándose en diferencias biométricas significativas.

**Ocurrencia:** Este taxón se encuentra desde los intervalos asignados a las subbiozonas NJT4c-NJT4d hasta NJT7c-NJT7d en El Matuasto, y desde el Pliensbachiano temprano en PTu x-2 y BCE x-1. Fue identificado por primera vez en Argentina por Bown (1987a) como ejemplares grandes de *S. finchii*. Mailliot (2006) definió la base del rango bioestratigráfico para este taxón en el Pliensbachiano tardío (*ZAS Margaritatus?* - *Emaciatum/Spinatum*) en la sección de Peniche, Cuenca Lusitana, Portugal. Ferreira *et al.* (2019) observaron su FO dentro de la subzona NJT4d (*ZAS Margaritatus*) en la misma localidad. La ocurrencia en la sección estudiada en esta contribución coincidiría con el

registro previo en la zona (Bown, 1987a) desde el Pliensbachiano tardío hasta el Toarciano. Su presencia en subsuelo en el intervalo Aaleniano superior extiende el rango estratigráfico de este taxón.

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano tardío – Toarciano tardío/Aaleniano (Mailliot *et al.*, 2023; este estudio).

***Similiscutum novum*** (Goy en Goy *et al.*, 1979) Mattioli *et al.*, 2004

Lámina 1, Figura 23

- 1965a. *Palaeopontosphaera dubia* Noël, pp.76-78, lám.7, figs. ?2, 3, ?4, ?11-13 (*non* lám.7, figs.1, 5-10); text-fig.8.
1972. *Palaeopontosphaera dubia* Noël, 1965a. Noël (*partim*), lám. 13, fig. 3 (*non* lám. 13, figs. 1-2, 4-5).
1974. *Biscutum dubium* (Noël, 1965a); Grün en Grün *et al.*, lám. 14, figs. 1-3.
1977. *Biscutum ellipticum* (Gorka, 1957) Grün y Allemann, 1975. Hamilton, lám. 1, fig. 7.
1979. *Palaeopontosphaera nova* Goy en Goy *et al.*, lám. 4, fig. 5.s
1981. *Palaeopontosphaera nova* Goy en Goy *et al.*, 1979. Goy, lám. 19, figs. 4, 7; lám. 20, figs. 1, 2; text-fig. 12.
1984. *Biscutum dubium* (Noël, 1965); Grün en Grün *et al.*, 1974. Crux, fig. 9.5-6; fig. 13.6.
1987. *Biscutum dubium* (Noël, 1965): Grün en Grün *et al.*, 1974. Crux, lám. 1, figs. 1-2.
- 1987b. *Biscutum novum* (Goy, 1979). Bown, lám. 2, figs. 1-2.
- 1987a. *Biscutum novum* (Goy, 1979) Bown, 1987b. Bown, lám. 5, figs. 13-17; *non* lám. 13, figs. 19-20; text-fig. 11.
1988. *Biscutum novum* (Goy, 1979) Bown 1987b. Bown *et al.*, lám. 1, figs. 8-9.
1990. *Biscutum novum* (Goy, 1979) Bown 1987b. Cobianchi (*partim*), fig. 19c (*non* fig. 4b, 18, 19b, d).
- non* 1990. *Biscutum* aff. *novum* (Goy, 1979) Bown 1987b. Cobianchi, fig. 4c.
- 1990 *Biscutum* aff. *finchii* (Crux, 1984) Bown 1987b. Cobianchi, fig. 4e.
1992. *Biscutum* aff. *B. finchii* (Crux, 1984) Bown 1987b. Cobianchi, fig. 19i.
- non* 1992. *Biscutum novum* (Goy, 1979) Bown 1987b. Cobianchi (*partim*) fig. 19b (*non* figs. 19c-d).

- non 1992. *Biscutum* aff. *B. novum* (Goy, 1979) Bown 1987b. Cobianchi (partim) fig. 19e (non fig. 118).
1993. *Discorhabdus novus* (Goy, 1979) de Kaenel y Bergen, lám. 3, figs. 1-5.
- non 1994. *Biscutum* cf. *novum* (Goy, 1979) Bown 1987b. Goy *et al.*, lám. 6, figs. 11-12, 16.
1997. “Small” *Biscutum finchii* Crux, 1984. Picotti y Cobianchi, lám. 2, figs. 2-3.
1997. *Biscutum novum* Goy, 1979. Picotti y Cobianchi, lám. 2, figs. 4-5.
1998. *Biscutum novum* (Goy, 1979) Bown, 1987b. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.4, figs. 16-17; lám. 4.12, figs. 19-21.
2004. *Similiscutum novum* (Goy en Goy *et al.*, 1979) Mattioli *et al.*, pp.24-25, fig.3h.
2012. *Similiscutum novum* (Goy en Goy *et al.*, 1979) Mattioli *et al.*, 2004. Sandoval *et al.*, fig. 9.21-22.
2021. *Biscutum novum* (Goy, 1979) Bown, 1987b. Boomer *et al.*, fig. 11 (14).
2023. *Similiscutum novum* (Goy en Goy *et al.*, 1979) Mattioli *et al.*, 2004. Mailliot *et al.*, lám. 2, figs. 5-8.

**Descripción:** Cocolito pequeño y ampliamente elíptico, con escudo distal unicíclico y un área central reducida y sin estructuras. Bajo nicoles cruzados, *S. novum* se caracteriza por la ausencia de un “collar” interno birrefringente, y la alta birrefringencia del escudo distal.

**Observaciones:** Luego de un exhaustivo análisis biométrico, Mattioli *et al.* (2004) no solo reasignaron esta especie al género *Similiscutum* (junto con otros representantes de la Familia Biscutaceae), sino que notaron que *S. novum* y *S. finchii* no presentan diferencias morfológicas estadísticamente significativas, por lo que no deberían tratarse como especies distintas. Sin embargo, dado el rango stratigráfico de dichas especies, los autores proponen mantenerlas como taxones separados. El criterio, entonces, para distinguir *S. novum* de *S. finchii* al microscopio óptico es el menor tamaño del cocolito y el área central menos desarrollada de *S. novum*, aunque en muchos casos la identificación no deja de ser complicada, por lo que es de gran ayuda ver las especies acompañantes y determinar el rango stratigráfico.

**Ocurrencia:** En esta contribución, *S. novum* se observa de forma continua desde el Toarciano inferior (biozona NJT7), El Matuasto II, desde el Pliensbachiano temprano en PTu x-2, y desde el Toarciano medio en BCE x-1. Su presencia se registra en el Tethys occidental (e.g., Bown, 1987b; Bown y Cooper, 1998; Bucefalo Palliani *et al.*, 2002;

Mattioli y Pittet, 2002; Mattioli *et al.*, 2004), en la Cuenca Andina (Fantasia *et al.*, 2018a) y Cuenca Neuquina (Al-Suwaidi *et al.*, 2010).

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano – ?Bajociano (Mattioli *et al.*, 2004).

Género *Sollasites* Black, 1967

Especie tipo: *Sollasites barringtonensis* Black, 1967

*Sollasites aff. arctus* (Noël, 1972) Bown, 1987a

1972. *Polypodorhabdus arctus* Noël, pp. 110-111; lám. 8, figs. 1-6; text-fig. 7.
1974. *Noellithina arcta* (Noël, 1972) Grün y Zweili en Grün *et al.*, pp. 300-301; lám. 19, figs. 1-4; text-fig. 4.
1979. *Polypodorhabdus arctus* Noël, 1972. Goy en Goy *et al.*, lám. 3, fig. 7.
1981. *Polypodorhabdus arctus* Noël, 1972. Goy, lám. 15, figs. 1-9.
- 1987a. *Sollasites arctus* (Noël, 1972) Bown, lám. 7, fig. 10; lám. 14, figs. 11-12.
1998. *Sollasites arctus* (Noël, 1972) Bown, 1987a. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.5, figs. 6-7; lám. 4.13, fig. 1.
1998. *Sollasites arctus* (Noël, 1972) Bown, 1987a. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.5, figs. 6-7; lám. 4.13, fig. 1.
2019. *Sollasites* Black, 1967. Menini *et al.*, lám.1, figs. 25-26.
2021. *Sollasites arctus* (Noël, 1972) Bown, 1987a. Boomer *et al.*, fig. 11 (16).

**Descripción:** Cocolito pequeño y estrechamente elíptico, con su área central atravesada por una barra longitudinal (usualmente no visible bajo nicoles cruzados).

**Observaciones:** La morfología del anillo de *S. arctus* es similar a la del género *Biscutum*, pero presenta un área central ligeramente más abierta y con una estructura compleja. Bown (1987a) observó cierta variación morfológica intraespecífica, registrando especímenes con un área central y su estructura acompañante muy estrechas.

**Ocurrencia:** Ocurrencia aislada, únicamente observado en El Matuasto II.

**Rango estratigráfico:** Toarciano temprano (Bown y Cooper, 1998).

Familia CALYCVULACEAE Noël, 1972

Género *Calyculus* Noël, 1972

Especie tipo: *Calyculus cribrum* Noël, 1972

*Calyculus* sp. indet. Noël, 1972

Lámina 1, Figura 24

1972. *Calyculus cribrum* Noël, p. 116, lám. XII, figs. 1–5.
1979. *Proculithus fistulatus* Medd, p. 54, lám. 10, figs. 8–9.
1979. *Proculithus charlotteii* Medd, p. 55, lám. 10, fig. 11; lám. 11, fig. 9.
1979. *Proculithus expansus* Medd, p. 56, lám. 11, figs. 1, 5–6.
1979. *Incerniculum absolutum* Goy in Goy *et al.*, p. 42, lám. 4, fig. 6.
1979. *Vikosphaera noelae* Goy en Goy *et al.*, p. 42, lám. 4, fig. 7; lám. 5, fig. 1.
1979. *Catillus hommerili* Goy en Goy *et al.*, p. 43, lám. 5, fig. 4.
1979. *Calyculus adjunctus* Goy en Goy *et al.*, p. 42, lám. 5, fig. 2.
1979. *Calyculus cribrum* Noël, 1972; emend. Goy en Goy *et al.*, p. 43, lám. 5, fig. 3.
- 1987a. *Calyculus* sp. Noël, 1972 emend. Crux, p. 53, lám. 1, figs. 13–16.
- 1987a. *Calyculus cribrum* Noël, 1972. Crux, p. 53, lám. 1, figs. 5–7.
- 1987a. *Calyculus* sp. Noël, 1972. Bown, lám. 3, figs. 5–6.
- 1987a. *Calyculus* sp. indet. Noël, 1972. Bown, p. 54, lám. 7, figs. 14–18; lám. 14, figs. 13–14.
- 1987a. *Calyculus cribrum* Noël, 1972 emend. Goy, 1979. Bown, p. 54, lám. 7, fig. 13; text–fig. 15.
- 1987a. *Calyculus depressus* Bown, p. 55, lám. 7, figs. 11–12; text–fig. 15.
1992. *Calyculus cribrum* Noël, 1972 emend. Goy, 1979. Baldanza y Mattioli, lám. 1, fig. 2.
1992. *Calyculus* spp. Noël 1972. Reale *et al.*, lám. 1, figs. 11–14.
1994. *Calyculus* spp. Noël 1972. Goy *et al.*, lám. 7, fig. 8.
1998. *Calyculus* spp. Noël, 1972 indet. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.5, fig. 9; lám. 4.13, figs. 2–5.
2006. *Calyculus* spp. Noël 1972. Perilli y Duarte, lám. 2, fig. 4, 18.
2013. *Calyculus* sp. indet. Noël, 1972. Mattioli *et al.*, lám. 2.9–10.

2015. *Calyculus* spp. Noël, 1972. Suchéras-Marx *et al.*, fig. 2, 15.
2016. *Calyculus* spp. Noël, 1972. Bordalo da Rocha *et al.*, fig. 7.19–20.
2019. *Calyculus* spp. Noël, 1972. Menini *et al.*, lám. 1.
2019. *Calyculus* spp. Noël, 1972. Ferreira *et al.*, lám. 1.
2021. *Calyculus* cf. *C. cribrum* Noël, 1972 emend. Goy, 1979. Boomer *et al.*, fig. 11 (17).
2021. *Calyculus* cf. *C. serrai* (Goy, 1981) Crux, 1987. Boomer *et al.*, fig. 11 (18).
2021. *Calyculus* spp. Noël, 1972. Boomer *et al.*, fig. 11 (19-20).
- non* 2021b. *Calyculus* sp. Noël, 1972. Fraguas *et al.*, fig. 9, CM.235.2.
2022. *Calyculus* sp. Noël, 1972. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám. 2, fig. 21.
2022. *Calyculus serrai* (Goy, 1981) Crux, 1987. Slater *et al.*, fig. 1 F, I.

**Descripción:** Cocolito grande, ampliamente elíptico, con un escudo distal conformado por elementos grandes y subcuadrangulares. Al microscopio óptico se observa un área central grande y vacía.

**Observaciones:** La diagnosis original del género *Calyculus* dada por Noël (1972, p. 115) lo describe como “Cocolitos elípticos a subcirculares formados por elementos subverticales colocados uno al lado del otro, agrandados y aplanados en su región distal; la zona central es ligeramente cónica, profunda y cerrada por una grilla”. Crux (1987a, p. 53) la enmienda y afirma que “...Las diferencias en el carácter de la grilla central permiten reconocer diferentes especies dentro del género *Calyculus*”. Bown (1987a) ilustra como “*Calyculus* sp. indet.” los ejemplares que carecen de estructuras centrales y que, por tanto, no pueden ser identificados a nivel de especie. El mismo criterio es seguido para el material aquí estudiado debido a la difícil identificación de la grilla bajo MO. Sin embargo, la bibliografía señala dos grupos diferentes basados en la forma general del cocolito: ejemplares grandes y ampliamente elípticos (*Calyculus cribrum*, *C. noeliae*, *C. hommerili*, *C. serrai*, *C. derivatus* y *C. magnus*) y cocolitos delgados y estrechamente elípticos (*Calyculus depressus* y *C. absolutus*). Hemos reconocido dos morfotipos de este taxón en vista distal. Uno de ellos se caracteriza por un anillo grande, grueso y ampliamente elíptico, formado por elementos grandes y trapezoidales que se distinguen individualmente, dando un contorno irregular y una zona central abierta sin estructura visible. El otro morfotipo tiene un anillo delgado y estrechamente elíptico en comparación con el tamaño de la zona central y carece de estructura central. Ambos se observan muy raramente en vista lateral.

**Ocurrencia:** La presencia del género *Calyculus* es registrada en El Matuasto desde la parte superior del Pliensbachiano temprano hasta el Aaleniano, en PTu x-2 en el intervalo Aaleniano temprano-medio y en BCE x-1 en el intervalo Pliensbachiano temprano. Esto cambia el registro previo en la Cuenca Neuquina aportado previamente (Pérez Panera y Angelozzi, 2015; Angelozzi y Pérez Panera, 2016) para el Toarciano temprano dentro de la ZAN *Tenuicostatum*. Mattioli (1996) y Mattioli y Erba (1999) reportaron la FO de este taxón en el Pliensbachiano tardío. Bown y Cooper (1998) lo identificaron esporádicamente en la ZAS *Ibex* (Pliensbachiano temprano) y de forma continua desde la ZAS *spinatum* (Pliensbachiano tardío). Posteriormente, se reportaron dos morfotipos: *Calyculus* “pequeño/delgado” y “grande” del Pliensbachiano temprano y tardío respectivamente (Mattioli *et al.*, 2013; Ferreira *et al.*, 2019). El registro más antiguo en la sección El Matuasto I corresponde al morfotipo grande.

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano – Bajociano (Bown y Cooper, 1998).

Género *Carinolithus* Prins en Grün *et al.*, 1974

Especie tipo: *Carinolithus superbis* (Deflandre, 1954) Prins en Grün *et al.*, 1974

*Carinolithus superbis* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Prins en Grün *et al.*, 1974

Lámina 1, Figura 25

1954. *Rhabdolithus superbis* Deflandre en Deflandre y Fert, p. 160, lám. 15, figs. 24-25; text-fig. 93.
1954. *Rhabdolithus sceptrum* Deflandre en Deflandre y Fert, p. 159, lám. 15, figs. 34-35; text-fig. 94.
1954. *Rhabdolithus clavatus* Deflandre en Deflandre y Fert, p. 160, lám. 15, figs. 36-39.
1969. *Carinolithus superbis* (Deflandre, 1954); Prins, p. 549, lám. 1, fig. 7 (*nomen nudum*).
- non 1974. *Carinolithus superbis* (Deflandre, 1954) Prins en Grün *et al.*, lám. 15, figs. 1-3; text-fig. 13.
1979. “*Rhabdolithus*” sp. cf. *R. superbis* Deflandre, 1954. Moshkovitz y Ehrlich, lám. 8, fig. 7.
1977. *Carinolithus superbis* (Deflandre, 1954) Prins, 1969. Hamilton, lám. 4, figs. 2-3.

- 1987a. *Carinolithus superbis* (Deflandre, 1954) Prins en Grün *et al.* 1974. Bown, lám. 8, figs. 1-3; lám. 14, figs. 15-16.
- 1987b. *Carinolithus superbis* (Deflandre, 1954) Prins en Grün *et al.* 1974. Bown, lám. 3, figs. 7-8.
1995. *Carinolithus superbis* (Deflandre, 1954) Prins en Grün *et al.* 1974. Nini *et al.*, lám.1, fig. 2.
1995. *Carinolithus superbis* (Deflandre, 1954) Prins en Grün *et al.* 1974. Stoico y Baldanza, lám. 5, figs. 6, 11, 14; lám. 6, fig. 8.
1997. *Carinolithus superbis* (Deflandre, 1954) Prins en Grün *et al.* 1974. Mattioli, lám. 1, figs. 1-3.
1998. *Carinolithus superbis* (Deflandre, 1954) Prins en Grün *et al.* 1974. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.5, figs. 15-16; lám. 4.13, figs. 10-11.
2012. *Carinolithus superbis* (Deflandre, 1954) Prins en Grün *et al.* 1974. Sandoval *et al.*, fig. 10.12-13, 19-21.
2019. *Carinolithus superbis* (Deflandre, 1954) Prins en Grün *et al.* 1974. Antolíková, fig. 1.
2020. *Carinolithus superbis* subsp. *crassus* Visentin y Erba en Visentin *et al.*, fig. 6a-f; fig. 8 c1-c7, d1-d6.
2020. *Carinolithus superbis* subsp. *superbis* Visentin y Erba en Visentin *et al.*, fig. 6, g-l; fig. 8, e1-e8, f1-f6.
2021. *Carinolithus superbis* subsp. *superbis* Visentin y Erba, lám. 1, figs. 15-16.
- ? 2021. *Carinolithus superbis* (Deflandre, 1954) Prins en Grün *et al.* 1974. Šimo y Antolíková, fig. 5.
2023. *Carinolithus superbis* subsp. *crassus* Visentin *et al.*, 2020. Visentin *et al.*, lám. 1, figs. 9-10.
2023. *Carinolithus superbis* subsp. *superbis* Visentin *et al.*, 2020. Visentin *et al.*, lám. 1, figs. 11-12.

**Descripción:** Comúnmente observado en vista lateral, este peculiar cocolito en forma de trompeta posee un escudo proximal pequeño y discoidal, y el escudo distal es estrecho, ensanchándose distalmente hasta apenas sobrepasar el diámetro del disco proximal. Desde el centro del cocolito se proyecta una espina con un canal axial estrecho pero abierto.



**Observaciones:** Visentin *et al.* (2020) realizaron una revisión taxonómica del género *Carinolithus*, distinguiendo a través de biometría dos subespecies de *C. superbus* (*C. superbus crassus* y *C. superbus superbus*) diferenciándolas por el grosor de la espina y las dimensiones del canal axial. En esta tesis no se realizaron mediciones de los especímenes observados y, si bien no se diferenciaron subespecies para el conteo, el estudio de las imágenes obtenidas permitiría asignar algunos cocolitos a la subespecie *C. superbus crassus*. Respecto a los ejemplares figurados en vista proximal como *C. superbus* en Grün *et al.* (1974), se trataría de especímenes asignables al género *Discorhabdus* sp., en coincidencia con la observación de Bown (1987a).

**Ocurrencia:** El registro de *C. superbus* en las secciones El Matuasto confirma los reportes previos sobre la presencia de esta especie en la Cuenca Neuquina (Pérez Panera y Angelozzi, 2015; Angelozzi y Pérez Panera, 2016), y ratifica la diferencia con el registro chileno de la Cuenca Andina, donde este taxón no ha sido observado (Fantasia *et al.*, 2018a). En subsuelo, está presente desde el Toarciano temprano-medio de PTu x-2 y en los intervalos Toarciano medio-tardío y Aaleniano temprano-medio de BCE x-1. De acuerdo con la revisión de Visentin *et al.* (2020), la FO de *C. superbus* subsp. *crassus* substituye el evento de primera ocurrencia de *C. superbus* como marcador de la base de las zonas NJT6 y NJ6, en tanto que la FO de *C. superbus* subsp. *superbus* ocurriría en la parte más baja de las zonas NJT7 y NJ7.

**Rango estratigráfico:** Toarciano – Bajociano (Bown y Cooper, 1998; Mattiol y Erba, 1999; Visentin *et al.* 2020).

Familia CRETARHABDACEAE Thierstein, 1973

Género *Retecapsa* Black, 1971

Especie tipo: *Retecapsa angustiforata* Black, 1971

*Retecapsa incompta* Bown y Cooper, 1989

Lámina 1, Figura 26

1988. *Retecapsa incompta* Bown y Cooper, 1989. Bown *et al.*, lám. 1, figs. 19-20.

1989. *Retecapsa incompta* Bown y Cooper, pp. 92-93, lám. 1, figs. 22-30.

1998. *Retecapsa incompta* Bown, 1987a. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.5, fig. 19; lám. 4.13, figs. 21-22.
1998. *Retecapsa incompta* Bown y Cooper, 1989. Parisi *et al.*, lám. 5, figs. 9-10.
1999. *Retecapsa incompta* Bown y Cooper, 1989. Mattioli y Erba, lám 3, fig. 4.
2006. *Retecapsa incompta* Bown y Cooper, 1989. Mailliot *et al.*, lám. 1.
2008. *Retecapsa incompta* Bown y Cooper, 1989. Aguado *et al.*, fig. 5.33-34.
2015. *Retecapsa incompta* Bown y Cooper, 1989. Ferreira *et al.*, lám. 2, fig. 13.
2015. *Retecapsa incompta* Bown y Cooper, 1989. Suchéras-Marx *et al.*, fig. 2, 13.
2019. *Retecapsa incompta* Bown y Cooper, 1989. Ferreira *et al.*, lám. 2, Brenha 86, 41, Cabo Mondego 28.
2023. *Retecapsa incompta* Bown y Cooper, 1989. Visentin *et al.*, lám. 1, figs. 29-30.

**Descripción:** Cocolito elíptico y relativamente pequeño, cuya área central está atravesada por una estructura cruciforme que sostiene una espina central. Al microscopio óptico, la imagen de *R. incompta* presenta un anillo bicíclico, con el ciclo interno brillante y ancho y el ciclo externo más oscuro y estrecho; los brazos de la cruz son birrefringentes con líneas medias oscuras, notorias en la base de la espina y que se desdibujan hacia los extremos de los brazos.

**Observaciones:** Bown *et al.* (1988) citan a *R. incompta* bajo la autoría de Bown y Cooper, 1989. Efectivamente, Bown y Cooper (1989) introducen y validan la especie. Esta discrepancia en la fecha se debe a que ambos trabajos fueron enviados al mismo tiempo para su publicación, pero el de Bown *et al.* (1988) fue aceptado antes que el de Bown y Cooper (1989). Es así como Bown *et al.* (1988) citan correctamente a *R. incompta*, anticipando la fecha de publicación efectiva de la otra contribución.

**Ocurrencia:** Esta especie fue identificada en los perfiles El Matuasto a partir del Toarciano medio, sentando la base de la biozona NJT8, y en subsuelo en los intervalos Toarciano medio-tardío (PTu x-2) y Aaleniano temprano-medio (BCE x-1). La presencia de *R. incompta* es rara y discontinua en todas las secciones donde ha sido registrada, tanto en los reinos Tethys como Boreal, aunque su FO se da consistentemente, en numerosas localidades, en el Toarciano tardío (Bown y Cooper, 1989; Mattioli, 1995, 1997; Parisi *et al.*, 1998; Ferreira *et al.*, 2015, 2019; Suchéras-Marx *et al.*, 2015; Baghli *et al.*, 2022). El evento de primera ocurrencia de este taxón se utiliza para delimitar la base de las biozonas

NJ8 (Toarciano tardío, Bown y Cooper, 1998) y NJT8 (Toarciano tardío, Mattioli y Erba, 1999; Toarciano medio, Ferreira *et al.*, 2019).

**Rango estratigráfico:** Toarciano medio – Oxfordiano medio (Bown y Cooper, 1998; Ferreira *et al.*, 2019).

Familia MAZAGANELLACEAE Bown, 1987a

Género *Triscutum* Dockerill, 1987

Especie tipo: *Triscutum beaminsterensis* Dockerill, 1987

*Triscutum sullivanii* de Kaenel y Bergen, 1993

Lámina 1, Figura 27

- 1987a. *Triscutum* sp. 1 Dockerill, 1987. Bown, lám. 9, figs. 6-9; lám. 12, figs. 26-27.
1993. *Triscutum sullivanii* de Kaenel y Bergen, p. 863, lám. 5, figs. 1-7.
1998. *Triscutum sullivanii* de Kaenel y Bergen, 1993. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.6, figs.11-12; lám. 4.14, figs. 5-6.
2006. *Triscutum sullivanii* de Kaenel y Bergen, 1993. Mailliot *et al.*, lám. 1.
2008. *Triscutum sullivanii* de Kaenel y Bergen, 1993. Aguado *et al.*, fig. 5.43.
2011. *Triscutum sullivanii* de Kaenel y Bergen, 1993. Ballent *et al.*, fig. 2.15.
2013. *Triscutum sullivanii* de Kaenel y Bergen, 1993. Rai y Jain, lám. 1, figs. 11a-c.
2015. *Triscutum sullivanii* de Kaenel y Bergen, 1993. Ferreira *et al.*, lám. 2, fig. 19.
2015. *Triscutum sullivanii* de Kaenel y Bergen, 1993. Rai *et al.*, lám. 1, fig. 24; lám. 2, ?fig. 21; lám. 4, fig. 25.
2016. *Triscutum sullivanii* de Kaenel y Bergen, 1993. Rai *et al.*, fig. 2, ?12a-b; fig. 4, 4a-b.
2019. *Triscutum sullivanii* de Kaenel y Bergen, 1993. Ferreira *et al.*, lám. 2, Brenha 24.
2023. *Triscutum sullivanii* de Kaenel y Bergen, 1993. Visentin *et al.*, lám. 1, figs. 35-36.

**Descripción:** Cocolito placolito grande y elíptico, con un área central amplia y vacía. Bajo nicoles cruzados, el patrón de extinción muestra un anillo bicíclico, donde el ciclo interno (correspondiente a la pared interna del anillo) es más birrefringente que el

externo y está interrumpido por líneas de extinción espiraladas; la placa granular es prácticamente invisible, dando la impresión de un área central vacante.

**Observaciones:** Esta especie posee un cocolito compuesto por tres escudos conectados por una pared interna (ver especímenes figurados por Bown, 1987a; lám. 9, figs. 6-9); el área central está rellena por una delgada placa granular, aunque raramente se preserva (de Kaenel y Bergen, 1993).

**Ocurrencia:** En las secciones de El Matuasto la ocurrencia de *T. sullivanii* es rara, registrándose por única vez en el Toarciano medio (intervalo de las sub-biozonas NJT7c-NJT7d) y consistentemente desde el Aaleniano inferior-medio (intervalo de las sub-biozonas NJT8d-NJT8g). En subsuelo, fue identificado en los intervalos Toarciano temprano-medio y medio-tardío de PTu x-2 y el intervalo Toarciano medio-tardío de BCE x-1. En reportes previos para la Cuenca Neuquina, esta especie fue observada en el Toarciano (Bown, 1987a) y el intervalo Toarciano tardío-Aaleniano (Bown, 1992a) de Picún Leufú, en tanto que Angelozzi y Pérez Panera (2016) registraron la primera ocurrencia de *T. sullivanii* en el Aaleniano tardío (*ZAN Puchenquia malarguensis*).

**Rango stratigráfico:** Toarciano medio – Bajociano medio (Mattioli y Erba, 1999).

Orden STEPHANOLITHIALES Bown y Young, 1997

Familia PARHABDOLITHACEAE Bown, 1987a

Género *Crucirhabdus* Prins ex Rood et al., 1973

Especie tipo: *Crucirhabdus primulus* Prins, 1969 ex Rood et al., 1973, emend. Bown, 1987a

*Crucirhabdus primulus* Prins, 1969 ex Rood et al., 1973, emend. Bown, 1987a

Lámina 1, Figura 28

1969. *Crucirhabdus primulus* var. *nanus* Prins, p. 551, lám. 1, figs. 1A–B; lám. 2, fig. 1A–B; lám. 3, fig. 1A–B (*nomen nudum*).

1969. *Crucirhabdus primulus* var. *primulus* Prins, p. 552, lám. 2, fig. 2A (*non* fig. 2B); lám. 3, fig. 2A (*non* fig. 2B) (*nomen nudum*).

1969. *Crucirhabdus primulus* var. *striatulus* Prins, p. 554, lám. 3, fig. 3A–B (*nomen nudum*).
1973. *Crucirhabdus primulus* Prins ex Rood *et al.*, pp. 367–368, lám. 1, figs. 1–2.
1973. *Crucirhabdus primulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Thierstein, lám. 2 (1-2).
1979. *Apertius dorei* Goy en Goy *et al.*, p. 40, lám. 2, fig. 6.
1981. *Apertius dorei* Goy, 1979; Goy, lám. 9, figs. 9–10; lám. 10, figs. 1–3; text–fig. 8.
1983. *Crucirhabdus primulus* Prins, 1969. Jafar, fig. 12.14a-b–15a-b.
- 1987a. *Crucirhabdus primulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973 emend. Bown, pp. 23–24, lám. 2, figs. 15–18; lám. 3, figs. 1–3; lám. 12, figs. 17–20; text–fig. 10.
1998. *Crucirhabdus primulus* Rood *et al.*, 1973. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.2, figs. 9–11; lám. 4.10, figs. 14–15.
2000. *Crucirhabdus primulus* Rood *et al.*, 1973. Walsworth-Bell, p. 51, fig. 4.7; p. 90, fig. 6.3.
2010. *Crucirhabdus primulus* Rood *et al.*, 1973. Reggiani *et al.*, lám. 1., fig. 2.
2012. *Crucirhabdus primulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973. Sandoval *et al.*, fig. 10.46.
2013. *Crucirhabdus primulus* Rood *et al.*, 1973. Mattioli *et al.*, lám. 1, fig. 16.
2019. *Crucirhabdus primulus* Rood *et al.*, 1973. Menini *et al.*, lám. 1.
2019. *Crucirhabdus primulus* Rood *et al.*, 1973. Ferreira *et al.*, lám. 1.
2021. *Crucirhabdus primulus* Rood *et al.*, 1973. Boomer *et al.*, fig. 11 (5).
2022. *Crucirhabdus primulus* Rood *et al.*, 1973. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám. 2, fig. 1.

**Descripción:** En vista lateral, *C. primulus* es ampliamente reconocido por tener un escudo proximal que aparece como dos elementos similares a dientes que están muy alejados entre sí debido a la presencia de una zona central muy abierta. La presencia/ausencia de la espina central depende de la calidad de conservación.

**Observaciones:** *C. primulus* se diferencia de *Parhabdolithus liasicus* por tener un anillo bajo que le da una apariencia “plana”. Se han observado esporádicamente pequeños ejemplares parecidos a la variedad *C. primulus nanus* descrita en Prins (1969). El reconocimiento de *C. primulus* en vista distal podría ser difícil porque la delicada estructura transversal puede romperse fácilmente.

**Ocurrencia:** En los perfiles El Matuasto, esta especie fue observada consistentemente desde la base de El Matuasto I hasta el tope de El Matuasto II, desde el

Pliensbachiano inferior al Aaleniano inferior (sub-biozonas NJT4a - NJT8d-NJT8g). Aparece en el Pliensbachiano temprano-tardío y el Toarciano temprano-medio de PTu x-2, y en el Aaleniano temprano-medio de BCE x-1. Esta especie es un componente característico del noroeste de Europa (Reino Boreal; Bown, 1987a) y tiende a ser escaso en localidades tethyanas durante el Jurásico Temprano (Bown, 1987a; Fraguas *et al.*, 2018). El registro obtenido en esta tesis amplía el rango estratigráfico de la especie hasta el Aaleniano temprano, siendo usualmente reportada hasta el Toarciano temprano (Bown, 1987a; Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999; Fantasia *et al.*, 2018a).

**Rango estratigráfico:** Rhaetiano – Aaleniano inferior (Gardin *et al.*, 2012; este estudio).

Género *Diductius* Goy en Goy *et al.*, 1979

Especie tipo: *Diductius constans* Goy en Goy *et al.*, 1979

*Diductius constans* Goy en Goy *et al.*, 1979

Lámina 1, Figura 29

1979. *Diductius constans* Goy en Goy *et al.*, p.40, lám. 2, fig. 7.

1981. *Diductius constans* Goy en Goy *et al.*, 1979. Goy, lám.10, figs. 5-8.

1987a. *Diductius constans* Goy en Goy *et al.*, 1979. Bown, lám. 3, figs. 4-5; lám. 12, figs. 21-22; text-fig. 10.

1998. *Diductius constans* Goy en Goy *et al.*, 1979. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.2, fig. 12; lám. 4.10, figs. 16-17.

2015. *Diductius constans* Goy en Goy *et al.*, 1979. Ferreira *et al.*, lám. 2.16.

2016. *Diductius constans* Goy en Goy *et al.*, 1979. Rai *et al.*, fig. 2.4a-b.

2017. *Diductius constans* Goy en Goy *et al.*, 1979. Aguado *et al.*, fig. 8i, q.

2022. *Diductius constans* Goy en Goy *et al.*, 1979. Baghli *et al.*, lám. 1.

**Descripción:** Cocolitos elípticos con un anillo bajo, estrecho e inclinado. El área central es amplia, está rellena con una red multiperforada y atravesada por una barra alineada al eje mayor de la elipse que porta una espina hueca. Al microscopio óptico, puede verse una imagen bicíclica del anillo.

**Ocurrencia:** En las secciones estudiadas, *D. constans* se observa únicamente en El Matuasto III.

**Rango estratigráfico:** Toarciano temprano – Bajociano (Bown y Cooper, 1998).

Género *Mitrolithus* Deflandre en Deflandre y Fert, 1954 emend. Bown y Young en Young *et al.*, 1986

Especie tipo: *Mitrolithus elegans* Deflandre en Deflandre y Fert, 1954

***Mitrolithus elegans*** Deflandre, 1954

Lámina 1, Figura 30

1954. *Mitrolithus elegans* Deflandre en Deflandre y Fert, p. 148, lám. 15, figs. 9–11; text–figs. 66–67.
1965. *Alvearium dorsetense* Black, pp. 133, 136, fig. 5.
1986. *Mitrolithus elegans* Deflandre, 1954. Young *et al.*, lám., figs. I, L.
- 1987a. *Mitrolithus elegans* Deflandre, 1954. Bown, pp. 26–27, lám. 3, figs. 6–15; lám. 12, figs. 23–28.
- 1988b. *Mitrolithus elegans* Deflandre, 1954. Kristan–Tollmann, p. 114, lám. 1, figs. 6–7.
1998. *Mitrolithus elegans* Deflandre, 1954. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.2, figs. 13–14; lám. 4.10, figs. 18–20.
2000. *Mitrolithus elegans* Deflandre, 1954. Walsworth–Bell, p. 51, fig. 4.7; p. 90, fig. 6.3.
2008. *Mitrolithus elegans* Deflandre, 1954. Fraguas *et al.*, lám. 1, fig. 4.
2010. *Mitrolithus elegans* Deflandre, 1954. Reggiani *et al.*, pp. 2–3, lám. 1., fig. 13.
2013. *Mitrolithus elegans* Deflandre, 1954. Mattioli *et al.*, lám. 1, fig. 13.
2017. *Mitrolithus elegans* Deflandre, 1954. Peti *et al.*, p. 11, fig. 5F.
2021. *Mitrolithus elegans* Deflandre, 1954. Boomer *et al.*, fig. 11 (7).
2022. *Mitrolithus elegans* Deflandre, 1954. Abdi *et al.*, fig.3 A5-6.
2022. *Mitrolithus elegans* Deflandre, 1954. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám. 2, fig. 3.

**Descripción:** En vista lateral, esta especie de cocolito protolito presenta el ciclo interno del escudo proximal en forma de cuenco; desde su centro se eleva la prominente

espinas central hasta sobresalir del escudo distal del cocolito. El diámetro de la espinas suele exceder el de la base del cocolito y su terminación es abovedada.

**Observaciones:** Las especies de *Mitrolithus*, y especialmente *M. elegans*, pueden observarse tanto en vista plana (proximal o distal) como en vista lateral, que es más diagnóstica; en este estudio, *Mitrolithus elegans* se observó preponderantemente en vista lateral. Raramente se observaron espinas aisladas (correspondientes al *Alvearium. dorsetense* de Black, 1965). Las dimensiones del holotipo son 5,8 µm de longitud y 6 µm de alto (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954). Las diferencias entre *M. elegans* y *T. patulus* se han discutido anteriormente.

**Ocurrencia:** En El Matuasto I se identificó la FCO de *M. elegans* en el área del Pacífico suroriental en el Pliensbachiano temprano. Su presencia se extiende hasta el tope de El Matuasto II, Aaleniano inferior. En subsuelo, ha sido observado en el Pliensbachiano temprano y el Aaleniano temprano-medio de PTu x-2, y en el Toarciano medio de BCE x-1. Esta especie es un elemento típico de las asociaciones del Tethys y el Pacífico septentrional (Bown, 1987a, 1992a; Bown y Lord, 1990; Ferreira *et al.*, 2019) y raramente es observada en asociaciones del noroeste europeo durante el Sinemuriano inferior al Toarciano inferior (Bown 1987a, 1992a; Mattioli y Erba, 1999).

**Rango estratigráfico:** Hettangiano – Aaleniano (Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999; Ferreira *et al.*, 2019).

### *Mitrolithus lenticularis* Bown, 1987a

#### Lámina 1, Figura 31

- 1987a. *Mitrolithus lenticularis* Bown, pp. 28–30, lám. 4, figs. 4–7; lám. 12, figs. 29–30.
- 1988b. *Mitrolithus lenticularis* Bown, 1987a. Kristan–Tollmann, p. 115, lám. 1, figs. 3–5.
- non 1992. *Mitrolithus lenticularis* Bown, 1987a. Cobianchi, fig. 20n.
1998. *Mitrolithus lenticularis* Bown, 1987a. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.2, figs. 17–18; lám. 4.10, figs. 24–25.
2010. *Mitrolithus lenticularis* Bown, 1987a. Reggiani *et al.*, pp. 2–3, pl1., figs. 14–15.
2012. *Mitrolithus cf. lenticularis* Bown, 1987a. Preto *et al.*, fig. 5 (A-B, E, G).
2012. *Mitrolithus lenticularis* Bown, 1987a. Sandoval *et al.*, fig. 9 (41–47).



2013. *Mitrolithus lenticularis* Bown, 1987a. Mattioli *et al.*, lám. 1, fig. 9–10.
- ? 2015. *Mitrolithus lenticularis* Bown, 1987a. Casellato y Erba, lám. 1 (25).
2019. *Mitrolithus lenticularis* Bown, 1987a. Menini *et al.*, lám. 1.
2022. *Mitrolithus lenticularis* Bown, 1987a. Abdi *et al.*, fig.3 C3.
2022. *Mitrolithus lenticularis* Bown, 1987a. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám. 2, fig. 4.
2023. *Mitrolithus lenticularis* Bown, 1987a. Visentin *et al.*, lám. 1, figs. 27-28.

**Descripción:** Cocolito protolito con una estructura similar a la de *M. elegans*. El área central está ocupada por una espina en forma de domo, de sección lenticular, que apenas sobrepasa el borde del anillo. En vista lateral, la espina se asemeja a una pelota de rugby.

**Observaciones:** *Mitrolithus lenticularis* difiere de *M. elegans* porque es ligeramente más pequeño (las dimensiones del holotipo son 4,5 µm de longitud, 3,7 µm de alto; Bown, 1987a) y posee una espina lenticular que no protuye el anillo.

**Ocurrencia:** *M. lenticularis* está presente de manera consistente y abundante desde la base del perfil El Matuasto I, datada como Pliensbachiano temprano (biozona NJT4), hasta el tope de El Matuasto II, de edad Aaleniana temprana (parte del intervalo asignado a las sub-biozonas NJT8d-NJT8g). En el subsuelo ha sido observada en el Pliensbachiano temprano y el Aaleniano temprano-medio de BCE x-1. Angelozzi y Pérez Panera (2016) notaron que esta especie es característica de los ensambles del límite Pliensbachiano/Toarciano en la Cuenca Neuquina. Bown (1987a, 1992a) y Bown y Cooper (1998) consideraron a *M. lenticularis* como una especie típica del Tethys. Su presencia en la Cuenca Neuquina es crucial para establecer las relaciones paleobiogeográficas entre el Pacífico sudoriental y los reinos del Tethys.

**Rango estratigráfico:** Sinemuriano – Toarciano (Mattioli y Erba, 1999; Ferreira *et al.*, 2019).

Género *Parhabdolithus* Deflandre en Grassé, 1952 emend. Bown, 1987a

Especie tipo: *Parhabdolithus liasicus* Deflandre en Grassé, 1952

*Parhabdolithus liasicus* Deflandre en Grassé, 1952

**Descripción:** Este taxón tiene un anillo alto y una barra transversal que sostiene una espina en la zona central.

**Observaciones:** Debido al dimorfismo de la espina, Prins (1969) planteó una separación informal dentro de la especie. Posteriormente, Bown (1987a) propuso dos subespecies basadas en descripciones e ilustraciones previas realizadas por Deflandre (1952; en Deflandre y Fert, 1954). *Parhabdolithus liasicus distinctus* tiene un anillo más grande y una espina relativamente gruesa en comparación con *P. liasicus liasicus* que es un cocolito diminuto con una espina extremadamente larga y fina.

**Ocurrencia:** Ambas subespecies están presentes en El Matuasto I y II, aunque *P. liasicus distinctus* no se extiende hasta el tope de este último perfil como *P. liasicus liasicus*. La abundancia de *P. liasicus distinctus* es mucho mayor (69 %) que la de *P. liasicus liasicus* (31 %). En el subsuelo, han sido identificadas en el Pliensbachiano temprano hasta el Toarciano medio-tardío de PTu x-2, y Pliensbachiano tardío-?Toarciano temprano y el Toarciano medio-tardío de BCE x-1.

**Rango estratigráfico:** Hettangiano – Toarciano (Bown y Cooper, 1998).

*Parhabdolithus liasicus distinctus* (Deflandre, 1952) Bown, 1987a

Lámina 1, Figura 32

1952. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre en Grassé, p. 466, text-fig. 362 (J, L, M, non K).

1954. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre; Deflandre en Deflandre y Fert, p. 162, text-figs. 105–108 (non 104).

1965a. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre, 1954. Noël, lám. 3, fig. 7; lám. 4, fig. 7; text-fig. 22a–b, e.

1969. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre, 1954. Prins lám. 2, figs. 4A–B.

1969. *Crucirhabdus primulus* var. *primulus* Prins, p. 552, lám. 2, fig. 2B (non fig. 2A); lám. 3, fig. 2B (non fig. 2A) (*nomen nudum*).

1973. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre, 1952. Rood *et al.*, pp. 372–373, lám. 2, fig. 1.

1973. *Crepidolithus cavus* Prins *ex* Rood *et al.*, p. 375, lám. 2, fig. 5.

1977. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre, 1952. Hamilton, lám. 4, fig. 7.

1979. *Parhabdolithus marthae* Deflandre, 1954. Medd, lám. 1, fig. 10.
1982. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre, 1952. Hamilton en Lord, lám. 3.1, fig. 5; lám. 3.4, figs. 3–4.
- 1987b. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre, 1952. Crux, lám. 1, figs. 14–16, lám. 1, fig. 10.
- 1987a. *Parhabdolithus liasicus distinctus* Deflandre, 1952. Bown, pp. 30–31, lám. 4, figs. 10–15; lám. 13, figs. 5–8.
1992. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre, 1954. Baldanza y Mattioli, lám. 1, fig. 9.
1992. *Parhabdolithus liasicus distinctus* (Deflandre, 1952) Bown, 1987a. Cobianchi, p. 98, fig. 21a–b.
1998. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre en Grasse, 1952 ssp. *distinctus* Bown, 1987a. Bown y Cooper in Bown, lám. 4.2, figs. 19–20; lám. 4.10, figs. 26–29.
2000. *Parhabdolithus liasicus liasicus* (Deflandre, 1952) Bown, 1987a. Walsworth-Bell, p. 51, fig. 4.7; p. 90, fig. 6.3.
2006. *Parhabdolithus liasicus liasicus* (Deflandre, 1952) Bown, 1987a. Perilli y Duarte, lám. 2, fig. 15.
2008. *Parhabdolithus liasicus distinctus* (Deflandre, 1952) Bown, 1987a. Fraguas *et al.*, lám. 1, fig. 3.
2012. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre en Grassé, 1952. Sandoval *et al.*, fig. 10.49.
2013. *Parhabdolithus liasicus liasicus* (Deflandre, 1952) Bown, 1987a. Mattioli *et al.*, lám. 1, figs. 3–6, 8.
- non* 2013. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre, 1954. Rai and Jain, lám. 1, figs. 10a–c.
2017. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre, 1952. Peti *et al.*, figs. S.1 6-11 (*non* 7; appendix F).
2019. *Parhabdolithus liasicus distinctus* (Deflandre, 1952) Bown, 1987a. Ferreira *et al.*, lám. 2.
2021. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre, 1954. Boomer *et al.*, fig. 11 (6).
2022. *Parhabdolithus liasicus* spp. *distinctus* (Deflandre, 1952) Bown, 1987a. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám. 2, fig. 5.

**Descripción:** *Parhabdolithus liasicus distinctus* suele observarse en vista lateral, mostrando un anillo alto con una espina ligeramente fina y afilada que duplica la altura del anillo. Las dimensiones de la longitud del cocolito proporcionadas por Bown (1987a,

p. 30) son de 3,7 - 6,8  $\mu\text{m}$  y en nuestros ejemplares oscilan entre 4 y 6  $\mu\text{m}$ . A menudo presentan un fuerte sobrecrecimiento. En vista distal, la base de la espina ofrece un patrón de extinción con una estructura similar a un trébol alineada con el eje menor de la elipse.

***Parhabdolithus liasicus liasicus*** (Deflandre, 1952) Bown, 1987a

Lámina 1, Figuras 33 – 34

1952. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre en Grassé, text–fig. 362K.
1954. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre en Grassé; Deflandre en Deflandre y Fert, text–fig. 104; lám. 15, figs. 28–31.
- 1965a. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre en Grassé, 1952. Noël, lám. 4, figs. 3–4; text–fig. 22c.
1969. *Parhabdolithus longispinus* Prins lám. 2, fig. 5 (*nomen nudum*).
1973. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre en Grassé, 1952. Thierstein, lám. 2 (4-5).
- 1987a. *Parhabdolithus liasicus liasicus* Deflandre en Grassé, 1952. Bown, p. 31, lám. 4, figs. 16–17; lám. 13, figs. 9–10.
1998. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre en Grassé, 1952 ssp. *liasicus*. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.3, fig. 1; lám. 4.10, figs. 30–31.
- non 2006. *Parhabdolithus liasicus liasicus* (Deflandre, 1952) Bown, 1987a. Perilli y Duarte, lám. 2, fig. 15.
2013. *Parhabdolithus liasicus liasicus* (Deflandre, 1952) Bown, 1987a. Mattioli *et al.*, lám. 1, figs. 7, 11–12.
2017. *Parhabdolithus liasicus* Deflandre, 1952. Peti *et al.*, fig. S.1 7 (appendix F).
2017. *Parhabdolithus liasicus liasicus* (Deflandre, 1952) Bown, 1987a. Peti *et al.*, figs. S.1 12-13 (appendix F).
2019. *Parhabdolithus liasicus liasicus* (Deflandre, 1952) Bown, 1987a. Ferreira *et al.*, lám. 2, Peniche 2’.
2022. *Parhabdolithus liasicus* spp. *liasicus* (Deflandre, 1952) Bown, 1987a. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám. 2, fig. 7.

**Descripción:** En este último morfotipo, las dimensiones del anillo son muy pequeñas mientras que la espina es delgada y muy larga –y suele estar rota–. Las medidas del escudo dadas por Bown (1987a) son 2,8 – 3,6  $\mu\text{m}$  de longitud, 1,6 – 2  $\mu\text{m}$  de ancho.

El patrón de extinción de la espina en vista plana forma una cruz central que muestra una estructura en forma de mariposa alineada con el eje menor de la elipse.

***Parhabdolithus robustus*** Noël, 1965a

Lámina 1, Figura 35

- 1965a. *Parhabdolithus robustus* Noël, pp. 95–96, lám. 4, figs. 1–2, text-fig. 24.
- 1987b. *Parhabdolithus zweilii* Crux, p. 95; lám. 1, figs. 1–4.
- 1987a. *Parhabdolithus robustus* Noël, 1965.b Bown, lám. 5, figs. 3–6; lám. 13, figs. 15–16.
- 1987b. *Parhabdolithus robustus* Noël, 1965a. Bown, lám. 1, figs. 5–6; lám. 2, figs. 8–9.
1992. *Mitrolithus lenticularis* Bown, 1987a. Cobianchi, p. 98, fig. 20n.
1998. *Parhabdolithus robustus* Noël, 1965a. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.3, figs. 3–4; lám. 4.11, fig. 3.
2013. *Parhabdolithus robustus* Noël, 1965a. Mattioli *et al.*, lám. 1., fig. 2.
2017. *Parhabdolithus robustus* Noël, 1965a. Peti *et al.*, p. 11, fig. 5C.
2019. *Parhabdolithus robustus* Noël, 1965a. Arkadiev *et al.*, fig. 5A-B.
2019. *Parhabdolithus robustus* Noël, 1965a. Ferreira *et al.*, p. 8, lám. 2, Peniche 2’.
2022. *Parhabdolithus robustus* Noël, 1965a. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám. 2, fig. 9.
2023. *Parhabdolithus robustus* Noël, 1965a. Charbonnier *et al.*, figs. 4.5.

**Descripción:** Este cocolito es principalmente observado en vista lateral. Posee un anillo alto y grueso, que la da una apariencia robusta (*blocky*) distintiva y una espina corta y ancha que termina en –o justo por encima de– el anillo.

**Ocurrencia:** *Parhabdolithus robustus* se registra en este estudio por primera vez en el Pacífico sudoriental, con una presencia consistente y relativamente abundante desde el Pliensbachiano temprano hasta el Toarciano medio (sub-biozonas NJT4a - NJT8a-NJT8c). En PTu x-2 está presente desde el Pliensbachiano temprano-tardío al Aaleniano temprano-medio, y en BCE x-1 se ha identificado desde el Toarciano medio al Aaleniano temprano-medio. La especie es común en los ensambles del Jurásico Temprano de los reinos de Tethys y Boreal (Bown, 1987a, 1987b, 1992a; Bown y Cooper, 1998), especialmente abundante en Timor (Bown, 1987a) y rara en el Pacífico nororiental durante el Pliensbachiano (Bown, 1992a). La diferente abundancia relativa de esta

especie en el Pacífico nororiental y sudoriental podría responder a factores ecológicos. La LO de *P. robustus* se registra en el Pliensbachiano temprano, dentro de la sub-biozona NJT4a (Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999), y tardío, hasta el tope de la sub-biozona NJT4c (Ferreira *et al.*, 2019), mientras que en Argentina se observa su presencia, al menos, hasta la base de las sub-biozonas NJT8a-NJT8c.

**Rango estratigráfico:** Sinemuriano – Toarciano superior/Aaleniano (Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999; Ferreira *et al.*, 2019; este estudio).

Orden WATZNAUERIALES Bown, 1987a

Familia WATZNAUERICEAE Rood *et al.*, 1971

Género *Bussonius* Goy en Goy *et al.*, 1979

Especie tipo: *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy, en Goy *et al.*, 1979

*Bussonius leufuensis* Bown y Kielbowicz en Bown, 1987a

Lámina 2, Figura 1

- 1987a. *Bussonius leufuensis* Bown y Kielbowicz en Bown, pp. 71-72, lám.10, figs.15-18; lám.15, figs.11-12.
1994. *Bussonius leufuensis* Bown y Kielbowicz en Bown, 1987a. Gardin y Manivit, lám. 3, figs. 7-8.
1997. *Bussonius leufuensis* Bown y Kielbowicz en Bown, 1987a. Mattioli, lám. 1, fig. 4.
2006. *Bussonius leufuensis* Bown y Kielbowicz en Bown, 1987a. Mailliot *et al.*, lám. 1.
2010. *Bussonius leufuensis* Bown y Kielbowicz en Bown, 1987a. Reggiani *et al.*, lám. 2. 23.
2015. *Bussonius leufuensis* Bown y Kielbowicz en Bown, 1987a. Casellato y Erba, lám. 1, fig. 10.
2015. *Bussonius leufuensis* Bown y Kielbowicz en Bown, 1987a. Ferreira *et al.*, lám. 2, fig. 4.
2019. *Bussonius leufuensis* Bown y Kielbowicz en Bown, 1987a. Ferreira *et al.*, lám. 1, Peniche 61.

2019. *Bussonius leufuensis* Bown y Kielbowicz en Bown, 1987a. Menini *et al.*, lám. 2, LAL18.

**Descripción:** Este cocolito elíptico se conforma de tres escudos de grosor similar y el área central está atravesada por una cruz, alineada a los ejes principales de la elipse, que sostiene una espina hueca.

**Observaciones:** *Bussonius leufuensis* se distingue de *B. prinsii* por ser de mayor tamaño y más delgado, así como por su escudo distal más *aplanado*.

**Ocurrencia:** *Bussonius leufuensis* se observa únicamente en El Matuasto II, desde la Biozona NJT5 (Pliensbachiano superior) hasta el intervalo asignado a las sub-biozonas NJT7c-NJT7d (Toarciano medio). La primera ocurrencia de esta especie en el Pliensbachiano inferior (Biozona NJT4) coincide con el mismo evento del morfotipo pequeño de *Calyculus* sp. en las cuencas Lusitana (Mattioli *et al.*, 2013) y de París (Peti *et al.*, 2017). La presencia de este taxón también se registra en el noroeste de Argelia (Tethys occidental) durante el Toarciano temprano (Baghli *et al.*, 2022). Ferreira *et al.* (2019) identifican la última ocurrencia de *B. leufuensis* en la sub-biozona NJT9a (Aaleniano medio) en la sección de Peniche, Portugal.

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano – Aaleniano medio (Mattioli *et al.*, 2013; Ferreira *et al.*, 2019).

### *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979

#### Lámina 2, Figura 2

1972. *Staurorhabdus prinsii* Noël, pp.100-101, lám.2, fig.9; text-fig.1.

1974. *Noellithina prinsii* (Noël, 1972). Grün y Zweili en Grün *et al.*, pp. 301-302, lám. 18, figs. 4-6; text-fig. 5.

1979. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, p. 40, lám.8, lám. 2, fig. 5.

1981. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Goy, lám. 8, figs. 10-11; lám. 9, figs. 1-8; text-fig. 7.

1984. *Noellithina prinsii* (Noël, 1972) Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Crux, fig. 12.8-10; fig. 13.9-11.

- 1987a. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Bown, lám.10, figs.11-14; lám.15, figs.8-10; text-fig.17.
1994. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Gardin y Manivit, lám. 3, figs. 3-6.
1998. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Bown y Cooper en Bown, lám.4.7, figs.11-12; lám.4.15, figs.1-2.
1998. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Parisi *et al.*, lám. 4, fig. 17.
2003. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Asgar-Deen *et al.*, fig. 11.3-4.
2006. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Mailliot *et al.*, lám. 1.
2007. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Fraguas *et al.*, lám. 2, fig. 13.
2007. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Veiga de Oliveira *et al.*, fig. 5J.
2008. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Aguado *et al.*, fig. 5.9.
2008. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Fraguas *et al.*, lám. 1.7.
2010. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Reggiani *et al.*, lám. 2. 24.
2012. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Sandoval *et al.*, fig. 10.35.
2013. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Mattioli *et al.*, lám. 2, figs. 11-12.
2013. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Rai y Jain, lám. 3.2a-c.
2015. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Ferreira *et al.*, lám. 2, fig. 3.
2015. ? *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Kadar *et al.*, lám. 1, fig. 6.
2017. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Peti *et al.*, fig. 5.18.
2019. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Ferreira *et al.*, lám. 1, Brenha 84.
2019. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Menini *et al.*, lám. 2, SN3.57.
- 2021b. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Fraguas *et al.*, fig. 9, CM.225.
2022. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979. Slater *et al.*, fig. 1 C-D.



**Descripción:** Cocolito estrechamente elíptico, con un área central grande en cuyo centro se dispone una estructura cruciforme que porta una espina hueca.

**Observaciones:** Al microscopio electrónico de barrido se observa la peculiar arquitectura compuesta por tres series de escudos sobreimpuestos (Bown, 1987a, lám. 10, figs.11-14); las unidades cristalinas V del escudo distal están elevadas, y se posicionan de forma oblicua, superponiéndose una sobre otra (Noël, 1972, p. 101, text-fig. 1). Esta especie se distingue de *B. leufuensis* por su menor tamaño y el escudo distal elevado.

**Ocurrencia:** Esta especie se observa esporádicamente en las secciones de afloramiento, desde la base de El Matuasto II hasta la base de El Matuasto III. En los sondeos está presente en los intervalos Pliensbachiano tardío y Toarciano temprano-medio (PTu x-2), y el Toarciano medio-tardío (BCE x-1). Bown (1987a) da cuenta de su presencia en Picún Leufú para el Toarciano, en las biozonas de amonites *ZAS spinatum-levesquei*, en tanto que Gutiérrez Pleimling *et al.* (2021) registran este taxón en el subsuelo de la Cuenca Neuquina (bloque Agua del Cajón) para el intervalo Toarciano temprano a tardío (Secuencia 2 identificada en dicho trabajo).

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano – Aaleniano (Bown y Cooper, 1998).

Género *Lotharingius* (Noël, 1972 emend. Goy en Goy *et al.*, 1979) emend. Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022

Especie tipo: *Lotharingius barozii* (Noël, 1972 emend. Goy en Goy *et al.*, 1979) emend. Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022

Noël (1972, p. 114) describió el género *Lotharingius* como “cocolitos con un anillo típico de Lotharingiaceae y la zona central con cuatro soportes (*contreforts*) alineados con el eje mayor y menor de la elipse... también pueden estar presentes barras adicionales...”.

**Diagnosis enmendada (Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022):** cocolito placolito con un escudo distal bicíclico. El ciclo interior está compuesto por elementos pequeños con líneas de sutura radiales. El ciclo exterior está compuesto por elementos ligeramente superpuestos y con líneas de sutura oblicuas. La zona central puede estar atravesada por una cruz con barras laterales adicionales (como *L. barozii*, *L. sigillatus*, *L. crucicentralis*

o *L. umbriensis*), una barra transversal prominente (como en *L. frodoi*), un botón (como en *L. hauffii*) o una placa granular (como en *L. velatus*).

**Observaciones:** Bown (1987a) considera que la estructura cruciforme y las barras laterales que abarcan la zona central de *Lotharingius* son un rasgo distintivo útil para diferenciar este género de *Watznaueria*. Mattioli (1996) ilustra la variabilidad de la estructura del área central dentro del género y afirma que una estructura cruciforme similar puede estar presente en el género *Watznaueria*. Además, Mattioli (1996) señala la disposición del escudo como la principal diferencia entre estos dos géneros. Proporciona una clara descripción afirmando que *Watznaueria* muestra elementos de escudo distal que poseen líneas suturales más inclinadas que *Lotharingius* y un cocolito prominentemente cóncavo-convexo; al microscopio óptico con nicols cruzados “estas características producen un patrón de extinción con isogiras que muestran brazos doblados en ángulo recto, revelando también la discontinuidad óptica neta entre los ciclos externos e internos del escudo distal. En el género *Lotharingius* la discontinuidad óptica en vista distal es menos marcada” (Mattioli, 1996; pág. 402).

*Lotharingius barozii* (Noël, 1972 emend. Goy en Goy *et al.*, 1979) emend. Chaumeil  
Rodríguez *et al.*, 2022

Lámina 2, Figura 3 – 4

1969. *Lucidiella intermedia* Prins, lám. 3, fig. 9 (*nomen nudum*).
1972. *Lotharingius barozii* Noël, pp. 114–115, lám. 11, figs. 1–7; text–fig. 9.
- ? 1973. *Striatomarginis primitivus* Rood *et al.*, pp. 379–380, lám. 3, fig. 4.
1974. *Lotharingius barozii* Noël, 1972. Grün *et al.*, pp. 303–304, lám. 17, figs. 1–2; text–fig. 7.
1979. *Lotharingius barozii* Noël, 1972 emend. Goy en Goy *et al.*, p. 43, lám. 5, fig. 5.
1981. *Lotharingius barozii* Noël, 1972; Goy, pp. 64–65, lám. 28, figs. 1–9; lám. 29, figs. 1–4.
1984. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971); Crux, p. 176, fig. 12 (5).
- 1987a. *Lotharingius barozii* Noël, 1972 emend. Goy en Goy *et al.*, 1979. Bown, p. 70, lám. 10, figs. 7–10; lám. 15, figs. 4–5; text–fig. 17.
1988. *Lotharingius barozii* Noël, 1972. Angelozzi, p. 143, lám. 1, fig. 2.
1994. *Lotharingius barozii* Noël, 1972. Gardin y Manivit, lám. 5, figs. 7–8.

1995. *Lotharingius barozii* Noël, 1972. Nini *et al.*, lám.1, fig. 9.
1995. *Lotharingius barozii* Noël, 1972. Stoico y Baldanza, lám. 5, fig. 3.
1998. *Lotharingius barozii* Noël, 1972. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.7, fig. 15; lám. 4.15, fig. 11.
1999. *Lotharingius barozii* Noël, 1972. Mattioli y Erba, p. 367, lám. 2, fig. 3.
2007. *Lotharingius barozii* Noël, 1972 emend. Goy en Goy *et al.*, 1979. Fraguas *et al.*, lám. 2, fig. 12.
2008. *Lotharingius barozii* Noël, 1972 emend. Goy en Goy *et al.*, 1979. Fraguas *et al.*, lám. 1, fig. 11.
2010. *Lotharingius barozii* Noël, 1972. Reggiani *et al.*, pp. 6–7, pl2., fig. 22.
2010. *Lotharingius barozii* Noël, 1972 emend. Goy en Goy *et al.*, 1979. Tiraboschi y Erba, fig. 7.2.
2015. *Lotharingius barozii* Noël, 1972 emend. Goy en Goy *et al.*, 1979. Fraguas *et al.*, fig. 4.6.
2015. *Lotharingius barozii* Noël, 1972. Suchéras-Marx *et al.*, fig. 2, 8.
2017. *Lotharingius barozii* Noël, 1972. Peti *et al.*, fig. 5S; figs. S.3 34-35 (appendix F).
2017. *Lotharingius barozii* Noël, 1972 emend. Goy en Goy *et al.*, 1979. Ferreira *et al.*, fig. 10.
2019. *Lotharingius barozii* Noël, 1972. Menini *et al.*, p. 17, lám. 2.
2019. *Lotharingius barozii* Noël, 1972. Ferreira *et al.*, lám. 1.
2022. *Lotharingius barozii* Noël, 1972 emend. Chaumeil Rodríguez *et al.*, lám. 2, figs. 22-23.
2022. *Lotharingius barozii* Noël, 1972. Fantasia *et al.*, fig. 3.

Según las imágenes MEB del holotipo mostradas por Noël (1972; lám. 11, fig. 3) ni la diagnosis original “como para el género (ver *Lotharingius* Noël, 1972)” ni su respectiva enmienda (Goy, 1979, pág. 43) se ajustan a la descripción del holotipo: “especie del género *Lotharingius* con un soporte (*buttress*) masivo alineado con los ejes mayor y menor de la elipse y un sistema de barras radiales disimétricas. La cocosfera es ligeramente ovoidea y posee 20 cocolitos”.

**Diagnosis enmendada (Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022):** Un cocolito placolito con un escudo distal bicíclico. El ciclo interno está compuesto por elementos pequeños con suturas radiales. El ciclo exterior está compuesto por elementos ligeramente

superpuestos y con líneas de sutura oblicuas. Los ciclos interno y externo tienen un grosor comparable. El área central es amplia y ovalada y está rellena de soportes (*buttresses*) alineados con los ejes mayor y menor de la elipse. Son visibles algunas barras laterales adicionales. En las imágenes de MO (Bown, 1987a), el anillo del cocolito está compuesto por dos finos ciclos equidimensionales que rodean un área central muy ancha y elíptica atravesada por una estructura cruciforme. Esta delicada estructura puede faltar en los especímenes mal conservados, pero sus inserciones en la pared interior del anillo siguen siendo visibles.

**Descripción:** Cocolito placolito con un anillo angosto y un área central amplia y subrectangular atravesada por una estructura cruciforme axial, apenas visible al MO.

**Observaciones:** La diagnosis original (Noël, 1972) y su enmienda (Goy en Goy *et al.*, 1979) están basadas en imágenes MEB, y las fotografías de microscopio óptico no están disponibles. Sin embargo, las imágenes MEB proporcionadas por ambos autores justifican una diagnosis enmendada. El primer trabajo mostrando tanto imágenes de MO como de MEB de *Lotharingius barozii* corresponde a Bown (1987a). En base al mismo, se refiere la identificación de esta especie al microscopio óptico. Se reconocen dos morfotipos de este taxón. Por un lado, hay especímenes pequeños con cuatro isogiras tenues y casi rectas (lám. 2, fig. 3), similares a los figurados por Bown y Cooper (1998, lám. 4.15, fig. 11). Las estructuras del área central descritas al MEB no están presentes bajo MO probablemente por problemas de preservación. Por el otro lado existen formas con la morfología típica, de anillo angosto bien desarrollado y un área central amplia y subrectangular atravesada por una estructura cruciforme axial (lám. 2, fig. 4) (Mattioli, 1996; Ferreira *et al.*, 2017); este último morfotipo es ilustrado por Bown (1987a; lám. 15, figs. 4–5). Luego de un cuidadoso estudio biométrico, Ferreira *et al.* (2017) reconocieron el incremento de tamaño de la especie desde el Pliensbachiano al Toarciano tardío. Por lo tanto, el morfotipo pequeño observado en la parte inferior de El Matuasto I representa las formas más tempranas y pequeñas de esta especie. Hacia la parte superior de dicho perfil se da un cambio abrupto a la morfología típica más grande. De acuerdo con Mattioli (1996) y Ferreira *et al.* (2017) *Lotharingius barozii* se distingue de otras especies de *Lotharingius* por su forma eminentemente elíptica, el grosor equidimensional de los ciclos interno y externo del escudo distal, y por su área central oval y ampliamente abierta. Bown (1987a) establece que *L. barozii* está cercanamente emparentado a *Bussonius prinsii*. Ambas especies poseen las estructuras del placolito y el área central muy

similares. Las diferencias entre ellos se encuentran en que los elementos del ciclo externo del escudo distal en *B. prinsii* tienen un arreglo radial; esta característica hace que el ciclo externo de *B. prinsii* se vea gris al MO, mientras que ambos ciclos son blancos en *L. barozii*. También, los soportes del área central de *B. prinsii* son más gruesos y prominentes que en *L. barozii*.

**Ocurrencia:** En El Matuasto I, la FO de *Lotharingius barozii* (especímenes pequeños) es en la subzona NJT5a de Mattioli y Erba (1999), mas o menos correspondiendo a la ZAS *spinatum*, y define la base del intervalo asignado a las subzonas NJT4c-NJT4d (dentro de la ZAS *Davoei*) según Ferreira *et al.* (2019). En la Cuenca Neuquina, este evento es reportado previamente dentro de la parte superior de la ZAN *Fanninoceras disciforme* (equivalente temporal de la ZAS *Spinatum*; Pliensbachiano tardío) (Pérez Panera y Angelozzi, 2015; Angelozzi y Pérez Panera, 2016) y para el Liásico superior (Toarciano) (Angelozzi, 1988). Consideramos que la presencia más temprana de *Lotharingius barozii* en El Matuasto I coincide con el registro de las subzonas NJT4c-NJT4d definida por Ferreira *et al.* (2019). Del mismo modo, esta primera ocurrencia se correlaciona aproximadamente con el límite de la ZAS *Davoei/Margaritatus*, que define la transición del Pliensbachiano temprano a tardío, representando la ocurrencia más temprana del género *Lotharingius* (Ferreira *et al.*, 2019). Se ha observado esta especie en la totalidad de secciones y sondeos estudiados, desde el Pliensbachiano al Aaleniano.

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano tardío – Aaleniano (Bown y Cooper, 1998; Ferreira *et al.*, 2019).

### *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980

#### Lámina 2, Figura 5

1971. *Ellipsagelosphaera crucicentralis* Medd, p.829; lám.1, figs.1–2 .

1978. *Ellipsagelosphaera crucicentralis* Medd, 1971. Hamilton, lám. 2, figs. 7-9; lám. 8, fig. 8

1979. *Ellipsagelosphaera crucicentralis* Medd, 1971. Hamilton, lám., fig. 5.

1980. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, pp.359–360, lám.4, figs.3–5, text-fig.17.

1984. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Crux, fig. 12.7, non 5.
1989. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Zweili, lám. 1, fig. 16.
1992. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Baldanza y Mattioli, lám. 2, fig. 22.
1992. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Cobianchi *et al.*, text-fig. 2.
1994. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Gardin y Manivit, lám. 5, figs.9–10.
1994. *Lotharingius* cf. *L. crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Gardin y Manivit, lám. 5, figs.11–12.
1995. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Stoico y Baldanza, lám. 5, fig. 7.
1998. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.7, fig. 18; lám. 4.15, figs. 16–18.
1998. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Parisi *et al.*, lám. 4, figs. 9, 12–13.
1999. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Mattioli y Erba, lám. 2, figs. 9–10.
2002. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Angelozzi y Ronchi, Asociación nanoflorística Aaleniano superior – Bajociano inferior Picún Leufú.
2004. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Ballent *et al.*, fig. 4F.
2006. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Mailliot *et al.*, lám. 1.
2008. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Aguado *et al.*, fig. 5.26.
2010. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Tiraboschi y Erba, fig. 7.4–6.
2012. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Sandoval *et al.*, fig. 10.32-34.

2015. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Casellato y Erba, lám. 2, figs. 11-12.
2015. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Rai *et al.*, lám. 1, fig. 15; lám. 3, fig. 14; lám. 4, figs. 8a-b.
2015. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Suchéras-Marx *et al.*, fig. 2.9.
2016. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Bordalo da Rocha *et al.*, fig. 7.15.
2017. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Ferreira *et al.*, fig. 10.
2019. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Ferreira *et al.*, lám. 1, Rabaçal 122, 145, 149.
2019. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Menini *et al.*, lám. 2, LAL18, LAL24.
- 2021b. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Fraguas *et al.*, fig. 9, CM.247.2.
2022. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Fantasia *et al.*, fig. 3.
2022. *Lotharingius ex gr. crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Omar *et al.*, fig. 4 (1).
2023. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980. Visentin *et al.*, lám. 1, figs. 21-22.

**Descripción:** Esta especie de *Lotharingius* se reconoce por su tamaño mediano a grande (hasta 13µm), y un área central elíptica amplia atravesada por una cruz, acompañada por granulaciones dispuestas radialmente.

**Ocurrencia:** Se observa a *L. crucicentralis* esporádicamente desde el Toarciano temprano hasta el Aaleniano en todas las secciones estudiadas. Ferreira *et al.*, (2019) utilizan la FO de la especie para delimitar la base de la sub-biozona NJT5b (Pliensbachiano superior).

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano tardío – Kimmeridgiano (Mattioli, 1996; Ferreira *et al.*, 2019).

***Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996**

Lámina 2, Figura 6

1996. *Lotharingius frodoi* Mattioli, pág. 398, lám.1, figs.1-5; lám. 3, figs.1-2; text-fig.1.
1998. *Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996. Parisi *et al.*, lám. 4, fig. 14.
1999. *Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996. Mattioli y Erba, lám. 2, fig. 4.
2007. *Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996. Mailliot *et al.*, lám. 2, figs. 4, 7.
2010. *Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996. Reggiani *et al.*, lám. 2, fig. 19.
2013. *Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996. Vincent *et al.*, fig. 2H.
2015. *Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996. Casellato y Erba, lám. 2, figs. 3-4.
2016. *Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996. Bordalo da Rocha *et al.*, fig. 7.14.
2016. *Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996. Rai *et al.*, fig. 3, 4a-b.
2017. *Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996. Ferreira *et al.*, fig. 10.
2017. *Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996. Peti *et al.*, fig. 5.20.
- ? 2019. *Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996. Antolíková, fig. 1.
2019. *Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996. Ferreira *et al.*, lám. 1, Peniche 11, Brenha 55.
- ? 2021. *Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996. Šimo y Antolíková, fig. 5.
2023. *Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996. Visentin *et al.*, lám. 1, figs. 23-24.

**Descripción:** Se identificó a esta especie por tratarse de un cocolito de pequeño tamaño, elíptico, con un área central angosta atravesada por una barra alineada al eje menor de la elipse. Bajo nicoles cruzados presenta cuatro isogiras prácticamente rectas.

**Observaciones:** Al igual que *L. hauffii*, es de pequeño tamaño, pero se diferencia de este por su forma claramente elíptica y la estructura del área central.

**Ocurrencia:** Especie observada desde el Pliensbachiano tardío hasta el Aaleniano temprano-medio, en El Matuasto II, BCE x-1 y PTu x-2.

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano tardío – Kimmeridgiano (Mattioli, 1996).

***Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974**

Lámina 2, Figura 7

1965. *Ellipsagelosphaera frequens* Noël, lám.16, figs.8, 10, 11.



1974. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, p.306, lám.16, figs.1-6; text-fig.10.
- 1987a. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Bown, pp.68-69, lám.9, fig.16; lám.15, figs.2-3; text-figs.5, 13.
1995. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Nini *et al.*, lám.1, fig. 6, 8.
1995. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Stoico y Baldanza, lám. 5, fig. 5.
1998. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Bown y Cooper en Bown, lám.4.7, fig.19; lám.4.15, figs.19-20.
2007. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Veiga de Oliverira *et al.*, fig. 6A-B.
2009. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Giraud, fig. 3, 8.
2010. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Tiraboschi y Erba, fig. 7.1.
2012. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Preto *et al.*, fig. 5 (G).
2012. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Sandoval *et al.*, fig. 10.25-27.
2016. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Rai *et al.*, fig. 3, 5a-b.
- ? 2019. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Antolíková, fig. 1.
2021. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Boomer *et al.*, fig. 11 (21).
- 2021b. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Fraguas *et al.*, fig. 9, CM223.
- ? 2021. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Šimo y Antolíková, fig. 5.
2022. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Slater *et al.*, fig. 1 H.
2023. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974. Visentin *et al.*, lám. 1, figs. 25-26.

**Descripción:** Cocolito pequeño, subcircular a elíptico, cuya pequeña área central presenta una estructura circular en forma de botón que porta una espina hueca; esta estructura permite diferenciar a *L. hauffii* de *L. umbriensis*, que posee una cruz, y de *L. frodoi*, que presenta una barra transversal. Su patrón de extinción bajo nicoles cruzados presenta cuatro isogiras levemente recurvadas.

**Ocurrencia:** Este taxón tiene su FO en el Toarciano temprano y se observa consistentemente hasta el Aaleniano temprano en El Matuasto II y III, desde el Pliensbachiano tardío en BCE x-1, y el Toarciano medio en PTu x-2. Este evento de primera ocurrencia difiere un poco del identificado previamente en Cuenca Neuquina por Angelozzi y Pérez Panera (2016), en el Pliensbachiano tardío. La primera ocurrencia de *L. hauffii* es utilizada para marcar la base de las biozonas NJ5 (Bown y Cooper, 1998) y NJT5 (Mattioli y Erba, 1999; Ferreira *et al.*, 2019; Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022). El acmé de *L. hauffii* fue registrado en el Reino Boreal y la Provincia Mediterránea para la ZAS *Variabilis*, Toarciano medio (Bown y Cooper, 1998). En reportes previos para la Cuenca Neuquina, ese nanoevento es observado en la ZAN *Levesquei* (=ZAS *Phlyseogrammoceras*), Toarciano superior, siendo entonces más joven en el Reino Pacífico Austral (Angelozzi y Pérez Panera, 2016).

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano tardío – Kimmeridgiano (Mattioli, 1996).

*Lotharingius sigillatus* (Stradner, 1961) Prins en Grün *et al.* 1974

Lámina 2, Figura 8

1961. *Discolithus sigillatus* Stradner, p.79, figs.14-15.
1974. *Lotharingius sigillatus* (Stradner, 1961) Prins en Grün *et al.*, p.304, lám.17, figs.3-4; text-fig.8.
- 1987a. *Lotharingius sigillatus* (Stradner, 1961) Prins en Grün *et al.*, 1974. Bown, pp.64-68, lám.9, figs.17-18; lám.10, figs.1-6; lám.15, figs.6-7; text-fig.16.
- 1987b. *Lotharingius sigillatus* (Stradner, 1961) Prins en Grün *et al.*, 1974. Bown, lám.2, figs.5-7.
1989. *Lotharingius sigillatus* (Stradner, 1961) Prins en Grün *et al.*, 1974. Zweili, lám. 1, fig. 15.
1995. *Lotharingius sigillatus* (Stradner, 1961) Prins en Grün *et al.*, 1974. Nini *et al.*, lám.1, fig. 7.
1998. *Lotharingius sigillatus* (Stradner, 1961) Prins en Grün *et al.*, 1974. Bown y Cooper *in* Bown, lám.4.7, fig.20; lám.4.15, figs.21-22.
2010. *Lotharingius sigillatus* (Stradner, 1961) Prins en Grün *et al.*, 1974. Tiraboschi y Erba, fig. 7.3.

2012. *Lotharingius sigillatus* (Stradner, 1961) Prins en Grün *et al.*, 1974. Sandoval *et al.*, fig. 10.29-31.
2016. *Lotharingius sigillatus* (Stradner, 1961) Prins en Grün *et al.*, 1974. Rai *et al.*, fig. 2, 10a-b; fig. 3, 6a-b.
2021. *Lotharingius sigillatus* (Stradner, 1961) Prins en Grün *et al.*, 1974. Boomer *et al.*, fig. 11 (22).
- 2021b. *Lotharingius sigillatus* (Stradner, 1961) Prins en Grün *et al.*, 1974. Fraguas *et al.*, fig. 9, CM.233.
2022. *Lotharingius sigillatus* (Stradner, 1961) Prins en Grün *et al.*, 1974. Fantasia *et al.*, fig. 3.
2023. *Lotharingius sigillatus* (Stradner, 1961) Prins en Grün *et al.*, 1974. Charbonnier *et al.*, figs. 4.2-3.

**Descripción:** Este taxón se observa como un cocolito elíptico, con un área central grande que alberga una estructura media elongada, alineada al eje mayor de la elipse, y una serie de elementos granurales dispuestos radialmente. La estructura presente en el área central, así como el tamaño algo más pequeño (4-6  $\mu\text{m}$ ), permite distinguir esta especie de *L. velatus*.

**Ocurrencia:** Se observa, de manera continua, en El Matuasto III (Aaleniano). También está presente desde el Pliensbachiano tardío en PTu x-2 y desde el Toarciano medio-tardío del sondeo BCE x-1. La primera ocurrencia de *L. sigillatus* indica la base de las sub-biozonas NJT5b (Mattioli y Erba, 1999) y NJT4e (Ferreira *et al.*, 2019).

**Rango estratigráfico:** Pliensbachiano tardío – Oxfordiano (Mattioli y Erba, 1999; Bown y Cooper, 1998).

### ***Lotharingius velatus* Bown y Cooper, 1989**

#### Lámina 2, Figura 9

1989. *Lotharingius velatus* Bown y Cooper, pág. 93, 96, lám. 1, figs. 8-15.
1995. *Lotharingius velatus* Bown y Cooper, 1989. Nini *et al.*, lám.1, fig. 15.
1995. *Lotharingius velatus* Bown y Cooper, 1989. Stoico y Baldanza, lám. 5, fig. 8.
1996. *Lotharingius velatus* Bown y Cooper, 1989. Mattioli, text-fig. 1.

1998. *Lotharingius velatus* Bown y Cooper, 1989. Bown y Cooper en Bown, lám.4.8, fig.1.
2007. *Lotharingius* aff. *velatus* Bown y Cooper, 1989. Veiga de Oliveira *et al.*, fig. 6E-F.
2010. *Lotharingius velatus* Bown y Cooper, 1989. Tiraboschi y Erba, fig. 7 (7-8).
2012. *Lotharingius velatus* Bown y Cooper, 1989. Sandoval *et al.*, fig. 10 (36).
2015. *Lotharingius velatus* Bown y Cooper, 1989. Suchéras-Marx *et al.*, fig. 2, 10.
2016. *Lotharingius velatus* Bown y Cooper, 1989. Rai *et al.*, figs. 2, 11a-b, 17a-b; fig. 3, 8a-b, ?9a-b; figs. 4, ?1a-b, ?2a-b.
2019. *Lotharingius velatus* Bown y Cooper, 1989. Menini *et al.*, lám. 2, LAL16, SN3.82.
2022. *Lotharingius velatus* Bown y Cooper, 1989. Fantasia *et al.*, fig. 3.

**Descripción:** *Lotharingius velatus* es un cocolito mediano (5-7 µm), elíptico, cuya amplia área central está rellena por una placa granular. Al microscopio óptico, el anillo brillante delimita el área central oscura, desde la cual irradian las características cuatro isogiras curvas.

**Ocurrencia:** La presencia de esta especie es esporádica en los perfiles estudiados, registrándose desde el Toarciano medio en El Matuasto II. También ha sido observado en el subsuelo, desde el Pliensbachiano tardío hasta el Aaleniano temprano-medio.

**Rango estratigráfico:** Toarciano inferior – Calloviano (Mattioli, 1996).

Género *Watznaueria* Reinhardt, 1964

Especie tipo: *Tremalithus barnesae* Black en Black y Barnes, 1959

*Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964

Lámina 2, Figura 10

1956. *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930. Noël, lám. III, figs. 15-22.
1959. *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930. Manivit, lám. II, figs. 1-3.
1963. *Coccolithus britannicus* Stradner, p. 10; lám. 1, figs. 7, 7a.

1964. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, p. 753, lám. 2, fig. 3, text-fig. 5.
1964. *Watznaueria communis* Reinhardt, p. 756; lám. 2, fig. 5; text-fig. 6a, b.
- 1965a. *Ellipsagelosphaera frequens* Noël, p. 119; lám. 11, figs. 7-10; lám. 12, figs. 1-10; lám. 13, figs. 1-10; text-figs. 35, 36a-c, 37-40.
- 1965a. *Ellipsagelosphaera lucasii* Noël, p. 126; lám. 11, figs. 1-6; text-figs. 41-42.
1971. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Rood *et al.*, p. 269, lám. 5, Fig. 5.
1974. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Barnard y Hay, lám. 2, fig. 7; lám. 5, fig. 6.
1976. *Watznaueria communis* Reinhardt, 1964. Thierstein, lám. 2, figs. 12-13.
1977. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Wise y Wind, p. 485, lám. 86, fig. 4; p. 489, lám. 88, fig. 8.
1979. *Ellipsagelosphaera britannica* (Stradner, 1963) Perch-Nielsen, 1968. Hamilton, p. 17, lám. 12, figs. 1, 2.
1980. *Ellipsagelosphaera britannica* (Stradner, 1963) Perch-Nielsen, 1968. Grün y Zweili, p. 311, lám. 1, fig. 12; p. 313, lám. 2, figs. 1-3.
1986. *Watznaueria communis* Reinhardt, 1964. Aita y Okada, lám. 8, fig. 6, *non* fig. 7.
1988. *Ellipsagelosphaera communis* (Reinhardt, 1964) Noël, 1965a. Angelozzi, lám. 2, fig. 3.
1988. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Bown *et al.*, p. 111, lám. 1, fig. 22.
- non* 1989. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Crux, lám. 8.1, fig. 10; p. 201, lám. 8,10, fig. 12.
1989. *Ellipsagelosphaera britannica* (Stradner, 1963) Perch-Nielsen, 1968. Zweili, lám. 1, figs. 3-4.
1990. *Ellipsagelosphaera britannica* (Stradner, 1963) Perch-Nielsen, 1968. Baldanza *et al.*, p. 235, lám. 2, fig. 6.
- 1992a. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Bown, lám. 1 (14).
1992. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Cobianchi, p. 101, fig. 22e
1992. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Cobianchi *et al.*, p. 22, fig. 1.

1992. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Reale *et al.*, p. 65, lám. 3, figs. 17–20.
1995. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Mattioli, p. 184, lám. 16, figs. 1–6.
1995. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Stoico y Baldanza, lám. 6, fig. 8.
1998. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.8, figs. 3-6; lám. 4.15, figs. 25-26; p.180, lám. 6.7, fig. 23.
2003. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Kessels *et al.*, p. 748, figs. 4.7-8.
2003. *Watznaueria communis* Reinhardt, 1964. Kessels *et al.*, p. 748, figs. 4 (9-10).
2006. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Giraud *et al.*, fig. 1a-i.
2009. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Giraud, fig. 3 (13-19).
2009. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Lescano y Concheyro, fig. 3, 24.
2010. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Pérez Panera, lám. 16, figs. 7-8.
2010. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Tiraboschi y Erba, fig. 5.4.
2011. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Fernando *et al.*, fig. 8 aa.
2015. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Kadar *et al.*, lám. 3, figs. 8–10.
2015. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Suchéras-Marx *et al.*, fig. 2, 21-22.
2016. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Rai *et al.*, fig. 3, 11a-b, 12a-b.
2018. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Püttmann *et al.*, fig. 4.33-34.
2019. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Arkadiev *et al.*, fig. 4C.
2019. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Svobodová *et al.*, fig. 6 V-W.
2022. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Fantasia *et al.*, fig. 3.

2022. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964. Omar *et al.*, fig. 4 (14-15).

2023. *Watznaueria britannica britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964 emend. Erba en Visentin *et al.*, lám. 2, figs. 1-6.

**Descripción:** Este cocolito placolito es elíptico, y se diferencia de otras especies del género por poseer un área central atravesada por una barra (conformada por dos brazos) que discurre paralela al eje menor de la elipse. El tamaño del placolito, la apertura del área central y la forma de la barra son variables, habiéndose reconocido seis morfotipos dentro de la especie (Giraud *et al.*, 2006); en esta contribución no se ha diferenciado ninguno. Bajo el MO con polarizador, el escudo distal es birrefringente, el área central se observa oscura y la barra transversal birrefringente no contacta con el margen interno del escudo distal. El patrón de extinción de la barra horizontal es un carácter diagnóstico de la especie.

**Observaciones:** En algunos trabajos (ej., Kessels *et al.*, 2003), *W. communis* no es claramente distinguida de *W. britannica*. Según Giraud *et al.* (2006), a *W. communis* deben asignarse aquellas formas con un área central muy pequeña, atravesada por un puente que –bajo nicoles cruzados– es ópticamente continuo con el ciclo interno del cocolito (ver Suchéras-Marx *et al.*, 2015, fig. 2.23). La lista sinonímica proporcionada hasta el 2006 es acotada, pudiendo consultarse una recopilación detallada en Giraud *et al.* (2006).

**Ocurrencia:** *Watznaueria britannica* se observa en El Matuasto III y PTu x-2. La primera ocurrencia de esta especie es el evento que marca el inicio de las biozonas NJ9 (Bown y Cooper, 1998) y NJT9 (Mattioli y Erba, 1999; Ferreira *et al.*, 2019; este trabajo).

**Rango estratigráfico:** Aaleniano tardío – Cenomaniano (Mattioli y Erba, 1999; Lees, 1998).

*Watznaueria colacicchii* Mattioli y Reale en Mattioli, 1996

Lámina 2, Figura 11

1992. *Lotharingius contractus* Bown & Cooper, 1989. Reale *et al.*, lám. 2, figs. 15-16.

1994. *Watznaneria* aff. *W. contracta* (Bown y Cooper, 1989) Cobianchi *et al.* 1992. Mattioli, figs. 5g, l.

1995. *Lotharingius* aff. *L. contractus* Bown & Cooper, 1989. Mattioli, lám. 2, fig. 12.

1996. *Watznaueria colacicchii* Mattioli y Reale en Mattioli, lám. 2, figs. 1-8; lám. 3, fig. 7; text-fig-1.

2015. *Watznaueria colacicchii* Mattioli y Reale en Mattioli, 1996. Ferreira *et al.*, lám. 1, fig. 8.

2015. *Watznaueria colacicchii* Mattioli y Reale en Mattioli, 1996. Suchéras-Marx *et al.*, fig. 2, 17.

2016. *Watznaueria colacicchii* Mattioli y Reale en Mattioli, 1996. Rai *et al.*, fig. 3a-b.

2017. *Watznaueria colacicchii* Mattioli y Reale en Mattioli, 1996. Aguado *et al.*, fig. 8aj.

2023. *Watznaueria colacicchii* Mattioli y Reale en Mattioli, 1996. Visentin *et al.*, lám. 2, figs. 19-20.

**Descripción:** Cocolito de contorno ampliamente elíptico, a veces subcircular, con un área central reducida, aunque relativamente grande comparada con el margen del anillo. Posee una cruz en el área central que puede no ser visible al MO.

**Observaciones:** Con *W. colacicchii* se inicia la aparición del género *Watznaueria*, considerándolo el intermediario entre las formas subcirculares pequeñas de *Lotharingius* y los representantes más grandes y elípticos de *Watznaueria* (Mattioli, 1996). Esta especie se distingue de *W. contracta* “por su menor tamaño y área central más abierta” (Mattioli, 1996, pág. 402). De todos modos, en la literatura esta distinción es poco frecuente; por ejemplo, en el catálogo *Nannotax*, de extendido uso en la comunidad, *W. colacicchii* figura como una variante de *W. contracta*.

**Ocurrencia:** Esta especie fue identificada únicamente en el sondeo PTu x-2 a partir del sexto tramo, Toarciano temprano-medio. Su FO se da en la Biozona NJT6 de Mattioli y Erba (1996), dentro del Toarciano temprano, y define la base de la sub-biozona NJT7b en el Toarciano medio para Ferreira *et al.* (2019).

**Rango estratigráfico:** Toarciano temprano – Bajociano (Mattioli, 1996).



*Watznaueria contracta* (Bown y Cooper, 1989) Cobianchi *et al.* 1992

Lámina 2, Figura 12

1989. *Lotharingius contractus* Bown y Cooper, p.93, lám.1, figs.1-7.
1992. *Watznaueria contracta* (Bown y Cooper, 1989) Cobianchi *et al.*, text-fig.1 (*Watznaueria* sp.2).
1995. *Lotharingius contractus* Bown y Cooper, 1989. Nini *et al.*, lám.1, figs. 12-13.
1995. *Lotharingius contractus* Bown y Cooper, 1989. Stoico y Baldanza, lám. 5, fig. 12.
1998. *Lotharingius contractus* Bown y Cooper, 1989. Bown y Cooper en Bown, lám.4.7, figs.16-17; lám.4.15, figs.12-15.
2012. *Watznaueria contracta* (Bown y Cooper, 1989) Cobianchi *et al.* 1992. Sandoval *et al.*, fig. 10.43-44.
2015. *Watznaueria contracta* (Bown y Cooper, 1989) Cobianchi *et al.* 1992. Kadar *et al.*, lám. 3, figs. 11–13.
2015. *Lotharingius contractus* Bown y Cooper, 1989. Rai *et al.*, lám. 1, figs. 14a-b; lám. 3, fig. 13.
2015. *Watznaueria contracta* (Bown y Cooper, 1989) Cobianchi *et al.* 1992. Suchéras-Marx *et al.*, fig. 2, 18.
2015. *Watznaueria* aff. *contracta* (Bown y Cooper, 1989) Cobianchi *et al.* 1992. Suchéras-Marx *et al.*, fig. 2, 19-20.
- ? 2016. *Lotharingius contractus* Bown y Cooper, 1989. Rai *et al.*, fig. 2, 8a-b, 9a-b.
- ? 2021. *Watznaueria contracta* (Bown y Cooper, 1989) Cobianchi *et al.* 1992. Šimo y Antolíková, fig. 5.
2022. *Watznaueria contracta* (Bown y Cooper, 1989) Cobianchi *et al.* 1992. Fantasia *et al.*, fig. 3.
2023. *Watznaueria contracta* (Bown y Cooper, 1989) Cobianchi *et al.* 1992. Visentin *et al.*, lám. 2, figs. 21-22.
2023. *W.* aff. *W. contracta* (Bown y Cooper, 1989) Cobianchi *et al.* 1992. Visentin *et al.*, lám. 2, figs. 23-24.

**Descripción:** Esta especie posee un cocolito normalmente elíptico, con un área central grande y atravesada por una cruz gruesa, alineada a los ejes de la elipse, que ocupa prácticamente toda el área.

**Observaciones:** Luego de un detallado estudio morfológico, morfométrico y estratigráfico, Cobianchi *et al.* (1992) determinaron la nueva combinación *Watznaueria contracta* a partir de *Lotharingius contractus* Bown y Cooper, 1989 debido a que esta forma presenta el anillo típico de las Watznaueriaceae. Mattioli (1996) distingue esta especie de *W. colacicchii* por su mayor tamaño y área central más cerrada, y su posterior ocurrencia estratigráfica, a partir del Aaleniano temprano (*W. colacicchii* se registra desde el Toarciano temprano).

**Ocurrencia:** Bown y Cooper (1998) utilizan la primera ocurrencia de esta especie (= *L. contractus*) para definir la base de la sub-biozona NJ8b, y del mismo modo este evento indica la base de las sub-biozonas NJT8b (Mattioli y Erba, 1999), NJT8d (Ferreira *et al.*, 2019) y el intervalo asignado a las sub-biozonas NJT8d-NJT8g en esta contribución. La presencia de *W. contracta* se observa de manera consistente desde el Toarciano tardío (sub-biozonas NJT8d-NJT8g) en El Matuasto II, y en el Aaleniano temprano-medio de PTu x-2 y BCE x-1. Este registro es más antiguo que el rango estratigráfico usualmente reconocido para la especie.

**Rango estratigráfico:** Aaleniano temprano – Calloviano (Cobianchi *et al.*, 1992; Mattioli, 1996; Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999).

***Watznaueria fossacincta*** (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989

- 1965a. *Calolithus martelae* Noël, pp. 135-138, lám.14, figs.1-10; lám.15, figs.1-6; text-figs.50-52.
- non 1965a. *Ellipsagelosphaera frequens* Noël, p. 119; lám. 11, figs. 7-10; lám. 12, figs. 1-10; lám. 13, figs. 1-10; text-figs. 35, 36a-c, 37-40.
1966. *Watznaueria* sp. aff. *W. communis* Reinhardt, 1964. Reinhardt, lám. 4, fig. 1.
1968. *Ellipsagelosphaera frequens* Noël, 1965a. Lezard, lám. 1, fig. 12.
1971. *Ellipsagelosphaera fossacincta* Black, p.399; lám.30, fig.8.
1975. *Ellipsagelosphaera keftalrempti* Grün en Grün y Allemann, lám. 2, figs. 5 -6; text-fig. 7.
1980. *Ellipsagelosphaera fossacincta* Black, 1971. Grün y Zweili, lám. 2, figs. 4-5; text.fig. 11.
1985. *Ellipsagelosphaera fossacincta* Black, 1971. Perch-Nielsen, lám. 40, figs. 12-13, 31.

1989. *Ellipsagelosphaera fossacincta* Black, 1971. Zweili, lám.1, figs. 5-6.
1989. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, lám. 1, figs. 34, 40-41.
1998. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.8, fig. 7.
1998. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Burnett, lám. 6.7, fig. 24.
1999. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Scasso y Concheyro, lám. 3, fig. 3.
2004. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Ballent *et al.*, lám. 4, fig. A.
2005. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Rodríguez, lám. 1, fig. 1.
2006. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Ballent *et al.*, lám. 1, fig. C.
2006. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Bornemann y Mutterlose, fig. 4.
2009. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Lazo *et al.*, fig. 6e.
2009. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Lescano y Concheyro, fig. 3, 25.
2010. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Pérez Panera, lám.16, figs. 9-11.
2010. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Tiraboschi y Erba, fig. 5.9.
2011. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Fernando *et al.*, fig. 8 ab.
2015. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Kadar *et al.*, lám. 3, figs. 14–15.
2015. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Suchéras-Marx *et al.*, fig. 2, 16.
2016. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Rai *et al.*, fig. 4, 6a-b.

2019. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Arkadiev *et al.*, fig. 4G.
2020. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. De Kaenel *et al.*, fig. 11.8-10.
- ? 2021. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Šimo y Antolíková, fig. 5.
2022. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Fantasia *et al.*, fig. 3.
2022. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Omar *et al.*, fig. 4 (16).
2023. *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown en Bown y Cooper, 1989. Visentin *et al.*, lám. 2, figs. 41-42.

**Descripción:** Los cocolitos esta especie son elípticos, con un área central reducida, elongada y vacía. Bajo luz polarizada, el escudo distal es birrefringente y su ciclo interno brillante circunscribe el área central más oscura; como en todos los miembros del género *Watznaueria*, la imagen de interferencia muestra claramente cuatro brazos flexionados, zigzagueantes.

**Observaciones:** Para Bornemann y Mutterlose (2006), este taxón se relaciona estrechamente con *W. barnesae* (cuya área central es más cerrada) en tanto que sus diferencias morfométricas (tamaño, elipsoidalidad) son continuas, por lo cual *W. fossacincta* debería considerarse una variedad de la especie *W. barnesae*. Sin embargo, aun no se han publicado de manera válida los cambios taxonómicos propuestos por estos autores. Ambas especies siguen siendo referidas de manera independiente en la literatura; tal como lo hiciera notar Pérez Panera (2010), las descripciones originales de estos taxones comprenden diferencias significativas que exceden la variabilidad del tamaño y la forma de los cocolitos.

**Ocurrencia:** El primer registro de *W. fossacincta* en las secciones estudiadas ocurre en el Toarciano temprano (cerca de la base de la Biozona NJT7) en El Matuasto II, y desde el Toarciano medio-tardío del pozo BCE x-1. Mattioli y Erba (1999) reportan la aparición del género *Watznaueria* a fines del Toarciano temprano, representado por las especies *W. fossancincta* y *W. colacicchi* (esta última no ha sido identificada en el

presente estudio). *Watznaueria fossacineta* se observa también (en una única muestra) en El Matuasto III (? Bajociano).

**Rango estratigráfico:** Toarciano temprano tardío – Maastrichtiano tardío (Bown y Cooper, 1998; Burnett, 1998; Mattioli y Erba, 1999; Scasso y Concheyro, 1999; Lescano y Concheyro, 2009).

Grado “NANOLITOS” Perch–Nielsen 1985b

Familia SCHIZOSPHAERELLACEAE Deflandre, 1959

Género *Schizosphaerella* Deflandre y Dangeard, 1938

Especie tipo: *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938

*Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938

Lámina 2, Figuras 13 – 14

1938. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, pp. 1115–1117, figs. 1–6.
1961. *Nannopatina grandaeva* Stradner, p. 78, text–figs. 1–10 (*nomen nudum*).
1969. *Nipterula sabina* Farinacci, p. 227; lám. 3, figs. 1–2, text–figs. 1a–b.71
1971. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Medd, p. 830, lám. 2, fig. 5.
1972. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Noël, pp. 121–122, lám. 15, figs. 2–4.
1973. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Thierstein, lám. 2 (3).
1977. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Hamilton, lám. 1, figs. 1–3; lám. 3, figs. 1–2.
1979. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Hamilton, fig. 20.
1979. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Moshkovitz, p. 458, lám. 1, figs. 1–10.
1979. *Schizosphaerella astraea* Moshkovitz, pp. 458–459, lám. 2, figs. 1–8.
1982. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Hamilton en Lord, lám. 3.1, figs. 17–18; lám. 3.4, figs. 8–9.
1986. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Young *et al.*, lám., figs. J, K.

- 1987b. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Bown, pp. 76–80, lám. 11, figs. 7–9; lám. 15, figs. 25–26.
1988. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Angelozzi, p. 143, lám. 2, figs. 1–2.
1988. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Bown *et al.*, lám. 1, fig. 1.
1992. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Baldanza y Mattioli, lám. 1, fig. 9.
1994. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Goy *et al.*, lám. 7, figs. 13–14.
1995. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Nini *et al.*, lám. 1, fig. 3.
1995. *Schizosphaerella* sp. Deflandre y Dangeard, 1938. Stoico y Baldanza, lám. 4, figs. 1, 4.
1998. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Bown y Cooper en Bown, lám. 4.8, figs. 18–19; lám. 4.16, figs. 21–22.
1998. *Schizosphaerella* spp. Deflandre y Dangeard, 1938. Parisi *et al.*, lám. 4, fig. 1.
1999. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Mattioli y Erba, p. 365, lám. 1, fig. 1–2.
2000. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Walsworth-Bell, p. 51, fig. 4.7; p. 90, fig. 6.3.
2007. *Schizosphaerella* spp. Deflandre y Dangeard, 1938. Fraguas *et al.*, lám. 2, fig. 14.
2009. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Giraud, fig. 3, 23.
2010. *Schizosphaerella* spp. Deflandre y Dangeard, 1938. Reggiani *et al.*, pp. 2–3, lám. 1, fig. 1.
2012. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Sandoval *et al.*, fig. 10.22.
2015. *Schizosphaerella* spp. Deflandre y Dangeard, 1938. Suchéras-Marx *et al.*, fig. 2, 1.
2017. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Peti y Thibault., fig. 3, G-Y.
2019. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Menini *et al.*, p. 16, lám. 1, figs. 1,7.
2021. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Boomer *et al.*, fig. 11 (24).
- 2021b. *Schizosphaerella* spp. Deflandre y Dangeard, 1938. Fraguas *et al.*, fig. 9, CM.217.

2021. *Schizosphaerella* cf. *punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Šimo y Antolíkova, fig. 5.
2022. *Schizosphaerella* spp. Deflandre y Dangeard, 1938. Fantasia *et al.*, fig. 3.
2022. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Faucher *et al.*, fig. 3a-n.
2023. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Visentin *et al.*, lám. 1, figs. 31-32.
2023. “encrusted” *S. punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938. Visentin *et al.*, lám. 1, figs. 33-34.

**Descripción:** Este nanolito grande está compuesto por una testa de cristales de calcita organizados, formada por dos valvas subhemisféricas interconectadas. El arreglo geométrico característico de los cristales formando la testa de *S. punctulata* se reconoce por su apariencia granular bajo MO.

**Observaciones:** Desafortunadamente, en El Matuasto I solo se recuperaron pedazos rotos y aislados. Otra especie del género, llamada *Schizosphaerella astrea* es reportada en la literatura; la única diferencia entre ambas especies concierne al arreglo de los cristales de calcita que forman la valva (Moshkovitz, 1979). De todos modos, esta característica solo es reconocible al MEB. Por este motivo, algunos autores prefieren el uso de *Schizosphaerella* spp. cuando trabajan al microscopio óptico. Recientemente, se identificaron tres morfotipos de *Schizosphaerella* con rangos de tamaño superpuestos y diferentes paleoecologías (Peti y Thibault, 2017; Peti *et al.*, 2021).

**Ocurrencia:** El registro de *Schizosphaerella punctulata* es continuo a lo largo de los tres perfiles y los dos pozos estudiados, atestiguando la ocurrencia consistente de esta especie en el Pacífico sudeste desde el Pliensbachiano temprano. Bown (1987b) observó este taxón en la Cuenca Neuquina, pero especificó que la localidad no estaba datada. Más tarde, Angelozzi (1988) documentó la presencia de *Schizosphaerella* en el Toarciano. Bown (1992b) considera *S. punctulata* como un componente tethyano típico y explica su ausencia en el Pliensbachiano de la Cuenca Neuquina posiblemente debido a limitaciones ecológicas, que habrían sido superadas en el Toarciano con la apertura del Corredor Hispánico (ver Capítulo 7 de esta tesis). Posteriormente, Angelozzi y Pérez Panera (2016) reportaron *S. punctulata* en la Cuenca Neuquina desde el Pliensbachiano temprano, y dicho registro es confirmado en el presente trabajo.

**Rango estratigráfico:** Hettangiano – Kimmeridgiano (Bown y Cooper, 1998).

INCERTAE SEDIS

Género *Orthogonoides* Wiegand, 1984

Especie tipo: *Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, 1984

*Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, 1984

Lámina 2, Figura 15

1984. *Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, pp.1152-1155, fig.2.
- 1987b. *Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, 1984. Bown, pp.74-76, lám.11, fig.4; lám.15, figs.15-16.
1994. *Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, 1984. Gardin y Manivit, p.X, lám.2, fig. 16.
1998. *Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, 1984. Bown y Cooper in Bown, lám.4.8, fig.20; lám.4.16, figs.23-24.
2005. *Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, 1984. Veiga de Oliveira *et al.*, lám.4, fig. 28.
2006. *Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, 1984. Perilli y Duarte, lám.2, fig. 9.
2007. *Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, 1984. Veiga de Oliveira *et al.*, fig. 6M.
2007. *Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, 1984. Fraguas *et al.*, pp.259-260, lám.2, fig.15.
2010. *Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, 1984. Fraguas, pp.314-315, lám.9, figs.11-12.
2012. *Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, 1984. Sandoval *et al.*, fig. 10.14.
2014. *Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, 1984. Reolid *et al.*, p.86, fig.6(4).
2019. *Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, 1984. Menini *et al.*, p.16, lám.1, (fig.35).
2021. *Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, 1984. Boomer *et al.*, fig. 11 (23).

**Descripción:** Nanolito compuesto de seis rayos ortogonales, fácilmente reconocible al microscopio óptico por su silueta cruciforme. Los brazos de la cruz están dispuestos en pares de largo levemente desigual; un quinto rayo se vislumbra en el centro de la cruz como un círculo discolor respecto al resto del nanolito.



**Ocurrencia:** Observado por única vez en El Matuasto II (Toarciano, NJT7c-NJT7d). Angelozzi y Pérez Panera (2016) identificaron la última ocurrencia de esta especie en el Toarciano temprano (tope de la Biozona NJ6).

**Rango estratigráfico:** Sinemuriano – Toarciano (Bown y Cooper, 1998).

# LÁMINA 1

Orden EIFFELLITHALES Rood *et al.*, 1971

Familia CHIASTOZYGACEAE Rood *et al.*, 1973 emend. Varol y Girgis, 1994

- Fig. 1. *Crepidolithus crassus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Noël, 1965a; MCF-Mf-2.14.
- Fig. 2. *Crepidolithus crucifer* Prins ex Rood *et al.*, 1973 emend. Fraguas y Erba, 2010; YT.RMP\_N.000012.9.
- Fig. 3-4. *Crepidolithus granulatus* Bown, 1987a; 3. morfotipo grueso, YT.RMP\_N.000012.5; 4. morfotipo delgado, YT.RMP\_N.000012.4.
- Fig. 5. *Crepidolithus impontus* Grün, Prins y Zweili, 1974; YT.RMP\_N.000012.3.
- Fig. 6. *Crepidolithus plienschachensis* (Crux, 1985) emend. Bown, 1987a; YT.RMP\_N.000012.9.
- Fig. 7. *Crepidolithus timorensis* (Kristan-Tollmann, 1988a) Bown en Bown y Cooper, 1998; YT.RMP\_N.000012.6.
- Fig. 8-10. *Tubirhabdus patulus* Prins, 1969 ex Rood *et al.*, 1973; 8. morfotipo pequeño, YT.RMP\_N.000012.1; 9. morfotipo delgado, YT.RMP\_N.000012.4; 10. morfotipo grueso, YT.RMP\_N.000012.3.
- Fig. 11. *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Reinhardt, 1965; YT.RMP\_N.000012.44.

Orden PODORHABDALES Rood *et al.*, 1971 emend. Bown, 1987a

Familia AXOPODORHABDACEAE Wind y Wise en Wise y Wind, 1977

- Fig. 12. *Axopodorhabdus atavus* (Grün *et al.*, 1974) Bown, 1987a; LM-EMII-18A.
- Fig. 13. *Podorhabdus grassei* Noël, 1965a emend. Wind y Wise en Wise y Wind, 1977; YT.RMP\_N.000012.53.
- Fig. 14. *Ethmorhabdus crucifer* Noël, 1972; MCF-Mf-2.9.

Familia BISCUTACEAE Black, 1971

- Fig. 15. *Biscutum dubium* (Noël, 1965) Grün en Grün *et al.*, 1974; MCF-Mf-1.21.
- Fig. 16. *Biscutum grande* Bown, 1987a; YT.RMP\_N.000012.32.
- Fig. 17. *Biscutum intermedium* Bown, 1987a; YT.RMP\_N.000012.39.
- Fig. 18. *Discorhabdus criotus* Bown, 1987a; YT.RMP\_N.000012.50.
- Fig. 19. *Discorhabdus striatus* Moshkovitz y Ehrlich, 1976; YT.RMP\_N.000012.41.

Fig. 20. *Similiscutum cruciulus* de Kaenel y Bergen, 1993 “cluster” Mattioli *et al.* 2004; YT.RMP\_N.000012.29.

Fig. 21. *Similiscutum finchii* (Crux, 1984 emend. Bown, 1987a) de Kaenel y Bergen, 1993; YT.RMP\_N.000012.35.

Fig. 22. *Similiscutum giganteum* Mailliot *et al.*, 2023; YT.RMP\_N.000012.22.

Fig. 23. *Similiscutum novum* (Goy en Goy *et al.*, 1979) Mattioli *et al.*, 2004; YT.RMP\_N.000012.40.

Familia CALYCVLACEAE Noël, 1972

Fig. 24. *Calyculus* sp. indet. Noël, 1972; YT.RMP\_N.000012.10.

Fig. 25. *Carinolithus superbus* (Deflandre en Deflandre y Fert, 1954) Prins en Grün *et al.*, 1974; YT.RMP\_N.000012.41.

Familia CRETARHABDACEAE Thierstein, 1973

Fig. 26. *Retecapsa incompta* Bown y Cooper, 1989; YT.RMP\_N.000012.43.

Familia MAZAGANELLACEAE Bown, 1987a

Fig. 27. *Triscutum sullivanii* de Kaenel y Bergen, 1993; YT.RMP\_N.000012.49.

Orden STEPHANOLITHIALES Bown y Young, 1997

Familia PARHABDOLITHACEAE Bown, 1987a

Fig. 28. *Crucirhabdus primulus* Prins, 1969 *ex* Rood *et al.*, 1973, emend. Bown, 1987a; YT.RMP\_N.000012.34.

Fig. 29. *Diductius constans* Goy en Goy *et al.*, 1979; YT.RMP\_N.000012.43.

Fig. 30. *Mitrolithus elegans* Deflandre, 1954; YT.RMP\_N.000012.1.

Fig. 31. *Mitrolithus lenticularis* Bown, 1987a; YT.RMP\_N.000012.30.

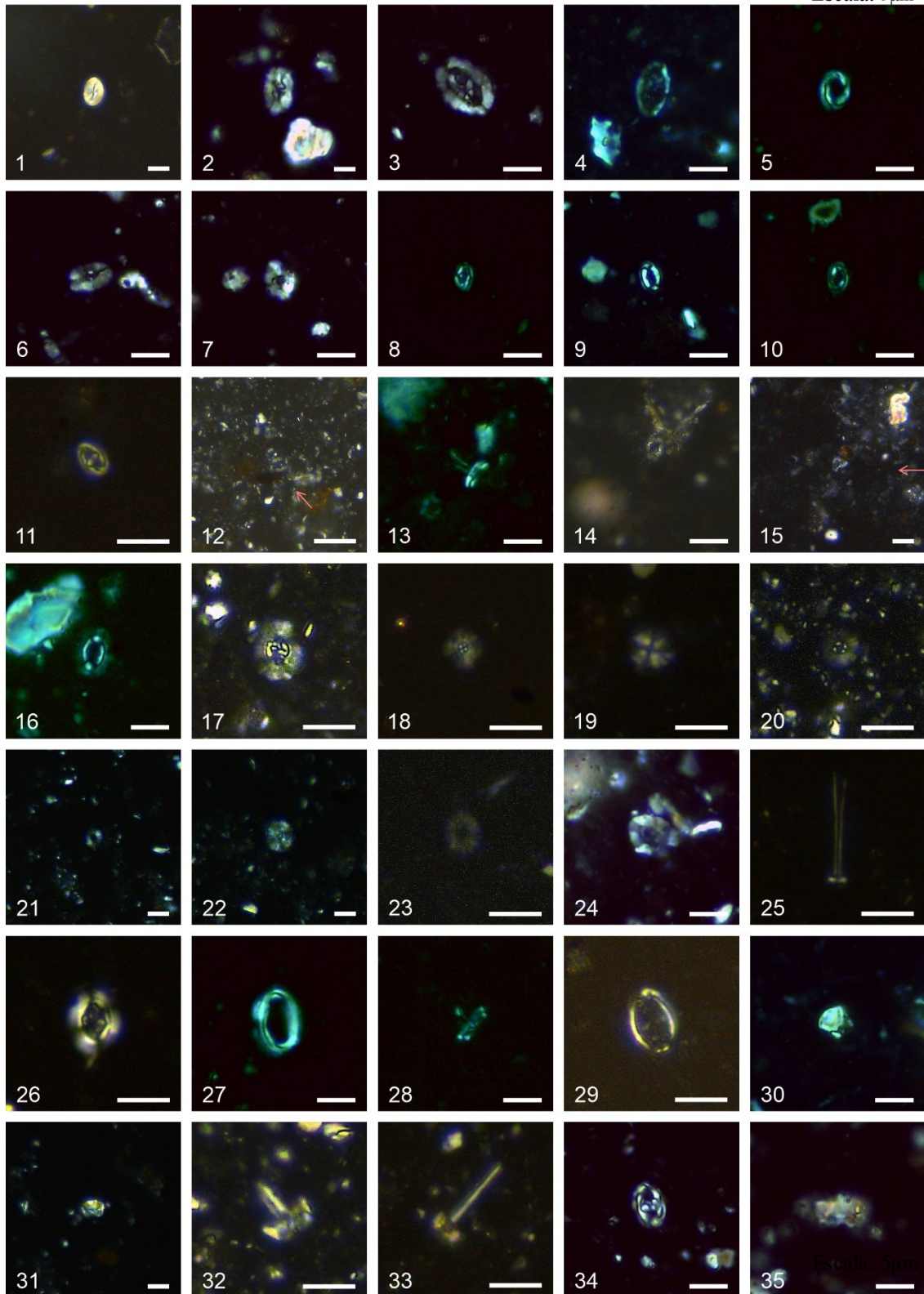
Fig. 32. *Parhabdolithus liasicus distinctus* (Deflandre, 1952) Bown, 1987a; YT.RMP\_N.000012.26.

Fig. 33-34. *Parhabdolithus liasicus liasicus* (Deflandre, 1952) Bown, 1987a; vista lateral, YT.RMP\_N.000012.29; vista distal, YT.RMP\_N.000012.5.

Fig. 35. *Parhabdolithus robustus* Noël, 1965a; YT.RMP\_N.000012.13.

LÁMINA 1

Escala: 5µm



## LÁMINA 2

Orden WATZNAUERIALES Bown, 1987a

Familia WATZNAUERICEAE Rood *et al.*, 1971

- Fig. 1. *Bussonius leufuensis* Bown y Kielbowicz en Bown, 1987a;  
YT.RMP\_N.000012.26.
- Fig. 2. *Bussonius prinsii* (Noël, 1972) Goy en Goy *et al.*, 1979; YT.RMP\_N.000012.40.
- Fig. 3-4. *Lotharingius barozii* (Noël, 1972 emend. Goy en Goy *et al.*, 1979) emend.  
Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022; morfotipo temprano, YT.RMP\_N.000012.11;  
morfotipo típico, YT.RMP\_N.000012.28.
- Fig. 5. *Lotharingius crucicentralis* (Medd, 1971) Grün y Zweili, 1980;  
YT.RMP\_N.000012.51.
- Fig. 6. *Lotharingius frodoi* Mattioli, 1996; YT.RMP\_N.000012.36.
- Fig. 7. *Lotharingius hauffii* Grün y Zweili en Grün *et al.*, 1974; YT.RMP\_N.000012.35.
- Fig. 8. *Lotharingius sigillatus* (Stradner, 1961) Prins en Grün *et al.* 1974;  
YT.RMP\_N.000012.46.
- Fig. 9. *Lotharingius velatus* Bown y Cooper, 1989; MCF-Mf-2.6.
- Fig. 10. *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964; MCF-Mf-1.54.
- Fig. 11. *Watznaueria colacicchii* Mattioli y Reale en Mattioli, 1996; MCF-Mf-1.15.
- Fig. 12. *Watznaueria contracta* (Bown y Cooper, 1989) Cobianchi *et al.* 1992; MCF-  
Mf-1.9.

### NANOLITOS

Familia SCHIZOSPHAERELLACEAE Deflandre, 1959

- Fig. 13-14. *Schizosphaerella punctulata* Deflandre y Dangeard, 1938; testa aislada en  
vista lateral, MCF-Mf-1.14; ejemplar completo, YT.RMP\_N.000012.33.

### INCERTAE SEDIS

- Fig. 15. *Orthogonoides hamiltoniae* Wiegand, 1984; YT.RMP\_N.000012.28.

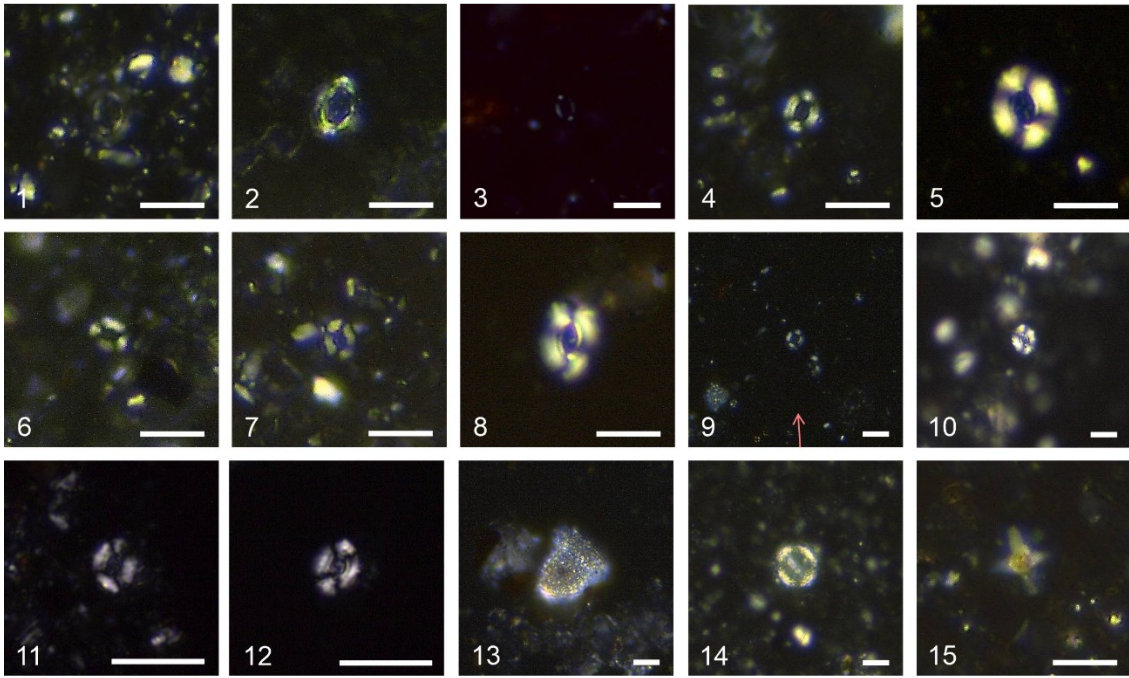
---

### Microfotografías MEB

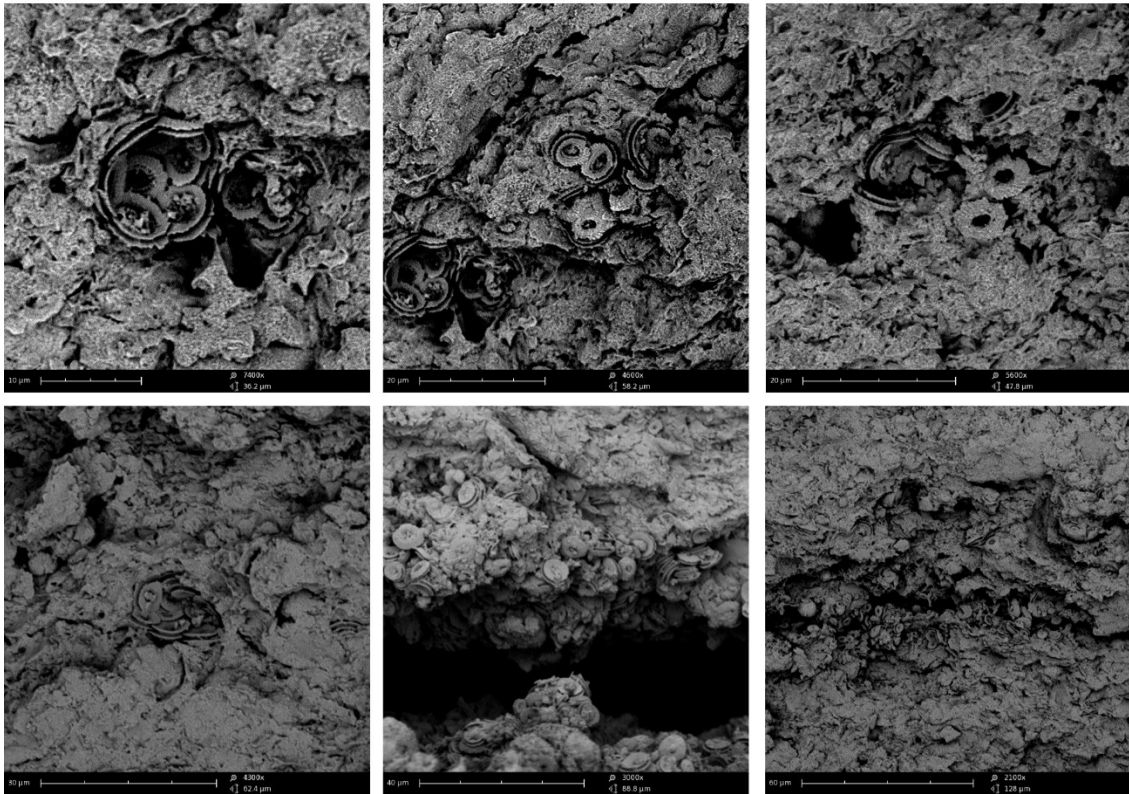
Selección de fotografías donde se observa la importante fracción de cocolitos que compone las sedimentitas de El Matuasto, con detalle de cocósfera y cocolitos aislados.



# LÁMINA 2



Escala: 5µm



## Capítulo 7 | DISCUSIÓN

*“Defiende tu derecho a pensar,  
porque incluso pensar de manera errónea es mejor que no pensar”*

Hipatia (Ἰπατία) de Alejandría

### Bioestratigrafía

#### Afloramiento – Perfiles El Matuasto

El análisis de nanofósiles calcáreos provee un buen control bioestratigráfico para los perfiles El Matuasto<sup>4</sup>, permitiendo relacionarlos entre sí. Al corroborarse la continuidad estratigráfica, las tres secciones se componen en una sola columna y de este modo es como se presenta la bioestratigrafía en esta sección (Fig. 17). Los bioeventos y las especies marcadoras permiten delimitar seis biozonas y numerosas sub-biozonas, en base a los esquemas bioestratigráficos propuestos por Bown y Cooper (1998; Tethys NO) y Mattioli y Erba (1999; Tethys SO), este último modificado por Ferreira *et al.* (2019; región proto-Atlántica). De todas maneras, se registran algunas discrepancias en los eventos de primera y última ocurrencia de algunas especies, así como la extensión de su rango estratigráfico (Fig. 17).

El esquema bioestratigráfico más adecuado para el análisis de las asociaciones de nanofósiles calcáreos resultó ser el de Ferreira *et al.* (2019). Aunque se identificaron algunas diferencias en los bioeventos, este esquema es el más apropiado de todos los existentes para el área del Tethys y el Jurásico Temprano-Medio (*i.e.*, de Kaenel y Bergen, 1993; Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999; Fraguas *et al.*, 2015; Ferreira *et al.*, 2019), recordando que aun no hay un esquema local. Las diferencias estratigráficas registradas respecto a esquemas previos (Fig. 18) podrían deberse a sesgos preservacionales, así como a condiciones ambientales ligadas al contexto geográfico. El desarrollo de la Cuenca Neuquina está relacionada a grandes cambios paleogeográficos como el desmembramiento de Gondwana. Durante este proceso, el borde centro-oeste de la placa sudamericana fue afectado por la subducción, lo que, en conjunto con el

---

<sup>4</sup> Las secciones de bioestratigrafía y paleoambiente de los perfiles El Matuasto tratadas en este capítulo son la base del trabajo Chaumeil Rodríguez, M., Pérez Panera, J.P., Spangenberg, J.E., Gómez Dacal, A., Suan, G., Garrido, A. y Mattioli, E., *Early and Middle Jurassic environmental perturbations in south-western Gondwana: an example from the Neuquén Basin, Argentina*.

surgimiento de un extenso arco volcánico, controló la sedimentación en numerosos depocentros dentro de la cuenca (Casadío y Montagna, 2015). Desde el Jurásico Temprano, las variaciones eustáticas regularon las conexiones marinas a nivel global y estructuraron las características ambientales de las cuencas, modelando así a las comunidades bióticas (e.g., Valentine y Jablonski, 1991; Habib *et al.*, 1992; Boutakiout y Elmi, 1996; Brett, 1998; Brett *et al.*, 2007; Olóriz *et al.*, 2012; Raznjooei *et al.*, 2020). De este modo, la presencia/ausencia de ciertas especies en una localidad concreta puede explicarse debido a estos factores geográficos y/o ambientales. Estas notorias discrepancias en el registro estratigráfico con respecto a las asociaciones mediterráneas y del noroeste de Europa ya fueron observadas por Bown (1987a), sugiriendo la conveniencia de generar una nueva y diferente biozonación para el área del Pacífico sudoriental

Biozona NJT 4 – *Similiscutum cruciulus* (Bown, 1987a emend. Bown y Cooper, 1998) – El Matuasto I (0 – 30,9 m)

Esta biozona fue definida por Bown (1987a) en base a la FO de *Biscutum novum*, luego enmendada por Bown y Cooper (1998). Sin embargo, la taxonomía de *B. novum* fue eventualmente enmendada, y los especímenes ilustrados en el trabajo de Bown (1987a) fueron puestos en sinonimia con *Similiscutum cruciulus* (de Kaenel y Bergen, 1993; Mattioli *et al.*, 2004b; ver el capítulo 6 de esta tesis para la lista sinonímica completa). Ferreira *et al.* (2019) consideraron para la base de esta biozona un evento evolutivo de relevancia, la FO del grupo en expansión de los cocolitos placolitos (*i.e.*, *Similiscutum cruciulus*), tal como hicieran Bown (1987a) y Mattioli y Erba (1999). Esta Biozona se extiende entonces desde la FO del grupo *Similiscutum cruciulus* (base de El Matuasto I) hasta la FO de *Lotharingius hauffii* (33,9 m), cubriendo el Pliensbachiano temprano y tardío, y coincidiendo con la Biozona NJ4 de Bown y Cooper (1998), la NJT4 de Ferreira *et al.* (2019), y correspondiendo parcialmente con la Biozona NJT4 de Mattioli y Erba (1999).

Sub-biozona NJT 4a – *Parhabdolithus robustus* (Mattioli y Erba, 1999 emend. Ferreira *et al.*, 2019) – El Matuasto I (0 – 10,7 m).

Esta sub-biozona corresponde al Pliensbachiano temprano, extendiéndose desde la FO de *Similiscutum cruciulus* a la FO de *Biscutum grande*. En la misma se registra la presencia del morfotipo delgado de *Calyculus* sp., cuya área central carece de la grilla



diagnóstica bajo microscopio óptico; la ocurrencia de esta especie es considerada por Ferreira *et al.* (2019) como un evento distintivo, valioso para estudios bioestratigráficos.

Sin embargo, algunos eventos comúnmente registrados dentro de esta sub-biozona aparecen tardíamente en El Matuasto II, como la LO de *Crepidolithus timorensis* (37.2 m), y las primeras ocurrencias de *Bussonius leufuensis* (45.2 m), *B. prinsii* (48.2 m), y *Sollasites* sp. (58.3 m). El estudio de más perfiles sedimentarios dentro de la Cuenca Neuquina sería de gran utilidad para comprender la extensión local o regional de estas observaciones.

#### Sub-biozona NJT4b – *Biscutum grande* (Ferreira *et al.*, 2019) – El Matuasto I (10,7 – 18,9 m).

Esta sub-biozona va desde la FO de *B. grande* a la FO de *Lotharingius barozii*. Abarca el Pliensbachiano temprano, y corresponde parcialmente a la sub-biozona NJ4b de Bown y Cooper (1998) y a la sub-biozona NJT4b de Mattioli y Erba (1999). La presencia de *Lotharingius barozii* en El Matuasto I está constituida por dos morfotipos: en la base de la sección (18.9 m) se observan formas pequeñas y tenues, que dan lugar de manera abrupta a especímenes típicos, relativamente más grandes hacia el tope del perfil (28.2 m). El morfotipo pequeño representaría las formas más tempranas y pequeñas de esta especie, así como la ocurrencia más temprana del género (Ferreira *et al.*, 2019).

#### Sub-biozonas NJT4c – NJT4d – El Matuasto I (18,9 – 31,2 m)

La sub-biozona NJT 4c (Ferreira *et al.*, 2019) ha sido definida desde la FO de *L. barozii* a la LO de *Parhabdolithus robustus*, y abarca el Pliensbachiano temprano a tardío, correspondiendo en parte a la sub-biozona NJ4b de Bown y Cooper (1998) y a la sub-biozona NJT4b de Mattioli y Erba (1999). La sub-biozona NJT 4d (Ferreira *et al.*, 2019) va desde la LO de *Parhabdolithus robustus* a la FO de *Lotharingius sigillatus*. Abarca el Pliensbachiano tardío y corresponde parcialmente a la sub-biozona NJ4b de Bown y Cooper (1998) y a la sub-biozona NJT4b de Mattioli y Erba (1999). La LO de *P. robustus* –utilizada por Ferreira *et al.* (2019) para definir el límite entre estas dos sub-biozonas– ocurre a los 73.8 m en El Matuasto II (Toarciano superior), mucho después de su registro en el Pliensbachiano inferior (Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999) y la base del Pliensbachiano superior (Ferreira *et al.*, 2019). Del mismo modo, la FO de *L. sigillatus* (96.9 m, Aaleniano inferior) no coincide con el tope de la sub-biozona NJT4d de Ferreira *et al.* (2019), ni tampoco con la base de la sub-biozona NJT5b de Mattioli y Erba (1999) en el límite Pliensbachiano-Toarciano. Al no poder utilizar estos eventos marcadores, se

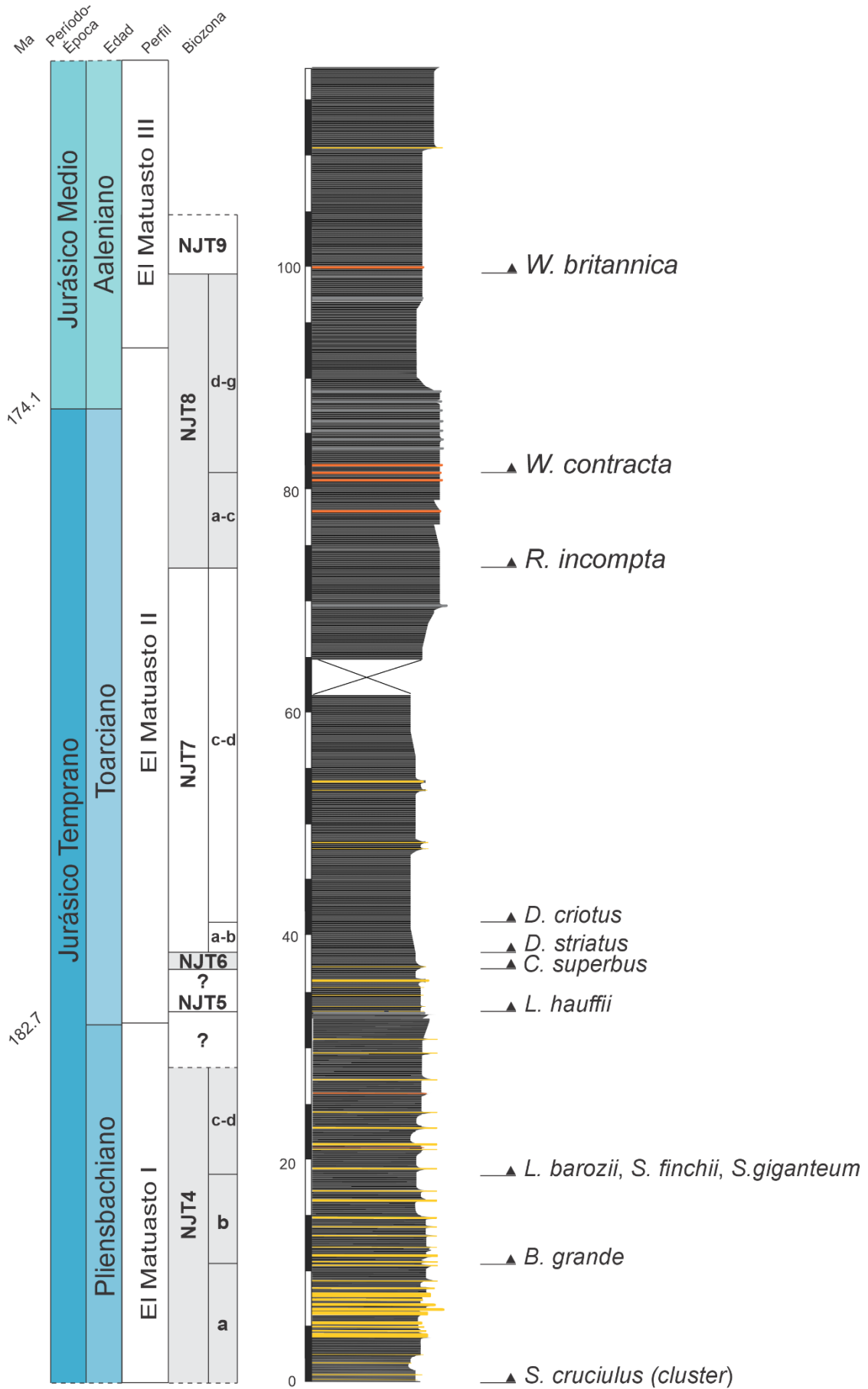


Figura 17. Bioestratigrafía integrada de los perfiles El Matuasto.

conjugan ambas sub-biozonas en la combinación NJT4c-NJT4d, proponiéndose el uso de las primeras ocurrencias de *Similiscutum giganteum*, *S. finchii*, y el morfotipo grande de *L. barozii* para delimitar el tope de esta sub-biozona combinada y la base de la siguiente sub-biozona NJT4e.

#### Sub-biozonas NJT4c – NJT4d – El Matuasto I (18,9 – 31,2 m)

La sub-biozona NJT 4c (Ferreira *et al.*, 2019) ha sido definida desde la FO de *L. barozii* a la LO de *Parhabdolithus robustus*, y abarca el Pliensbachiano temprano a tardío, correspondiendo en parte a la sub-biozona NJ4b de Bown y Cooper (1998) y a la sub-biozona NJT4b de Mattioli y Erba (1999). La sub-biozona NJT 4d (Ferreira *et al.*, 2019) va desde la LO de *Parhabdolithus robustus* a la FO de *Lotharingius sigillatus*. Abarca el Pliensbachiano tardío y corresponde parcialmente a la sub-biozona NJ4b de Bown y Cooper (1998) y a la sub-biozona NJT4b de Mattioli y Erba (1999). La LO de *P. robustus* –utilizada por Ferreira *et al.* (2019) para definir el límite entre estas dos sub-biozonas– ocurre a los 73.8 m en El Matuasto II (Toarciano superior), mucho después de su registro en el Pliensbachiano inferior (Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999) y la base del Pliensbachiano superior (Ferreira *et al.*, 2019). Del mismo modo, la FO de *L. sigillatus* (96.9 m, Aaleniano inferior) no coincide con el tope de la sub-biozona NJT4d de Ferreira *et al.* (2019), ni tampoco con la base de la sub-biozona NJT5b de Mattioli y Erba (1999) en el límite Pliensbachiano-Toarciano. Al no poder utilizar estos eventos marcadores, se conjugan ambas sub-biozonas en la combinación NJT4c-NJT4d, proponiéndose el uso de las primeras ocurrencias de *Similiscutum giganteum*, *S. finchii*, y el morfotipo grande de *L. barozii* para delimitar el tope de esta sub-biozona combinada y la base de la siguiente sub-biozona NJT4e.

Junto con las mencionadas diferencias estratigráficas atestiguadas en los perfiles El Matuasto, la última ocurrencia de *Crepidolithus plienschachensis* (75.9 m, Toarciano superior) acontece mucho después del registro de Ferreira *et al.* (2019) para el Pliensbachiano temprano-tardío. No pueden excluirse los efectos de retrabajo asociados a la ocurrencia de los numerosos niveles arenosos, que son interpretados como depósitos turbidíticos (intervalos amarillos del perfil, figura 17). De todas maneras, estas discrepancias registradas en la Cuenca Neuquina respecto a los ensambles de nanofósiles del Tethys occidental necesitan ser confirmadas en otras localidades. Si se ratificaran, podrían ser explicadas considerando que la Cuenca Neuquina actuó como área refugio para algunas especies.

#### Sub-biozona NJT4e

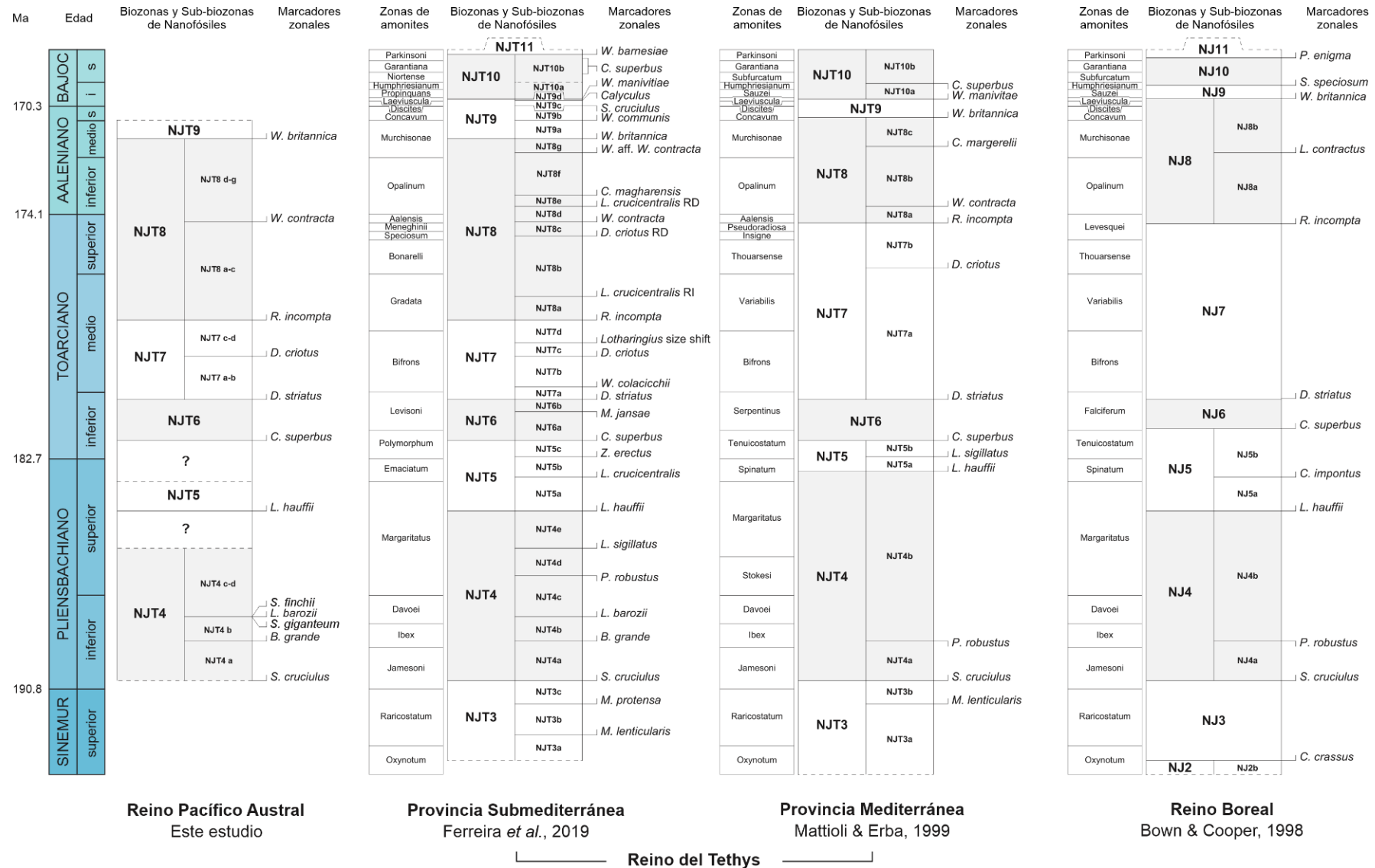
La Sub-biozona NJT 4e, tal como la definieron Ferreira *et al.* (2019), se extiende desde la FO de *Lotharingius sigillatus* a la FO de *Lotharingius hauffii*, y abarca el Pliensbachiano tardío. Según Ferreira *et al.* (2019), en esta sub-biozona se observan las primeras ocurrencias de *Crepidolithus cavus* (= *Crepidolithus impontus*) y *Lotharingius frodoi*. La primera ocurrencia de *C. impontus* en el presente trabajo se da desde la sub-biozona NJT 4a (9,8 m), y la de *L. frodoi* ocurre dentro de la Biozona NJT 5 (33,9 m). Por lo tanto, no se ha identificado la sub-biozona en cuestión en las secciones estudiadas.

#### Biozona NJT 5 – *Lotharingius hauffii* (Bown, 1987a) – El Matuasto II (33,9 – 37,8 m)

Esta biozona se extiende desde la FO de *Lotharingius hauffii* hasta la FO de *Carinolithus superbus*. Abarca el Pliensbachiano tardío y el Toarciano más temprano. Corresponde parcialmente a la Biozona NJ5 de Bown y Cooper (1998), a una parte de la Biozona NJT4 y la totalidad de la NJT5 de Mattioli y Erba (1999), y completamente a la Biozona NJT5 de Ferreira *et al.* (2019). Debido a la ocurrencia contemporánea de *L. hauffii*, *B. intermedium* y *A. atavus* en la base de El Matuasto II, cuando en otras áreas esto se da de manera escalonada, podría inferirse una pequeña discontinuidad sedimentaria entre los perfiles El Matuasto I y II. La ausencia de especies marcadoras como *Lotharingius crucentralis* y *Zeugrhabdotus erectus* en este intervalo impide la asignación de sub-biozonas. Considerando que, primeramente, la interpretación bioestratigráfica de El Matuasto II fue dificultosa debido a la falta de especies marcadoras, se añadió un nuevo juego de muestras para este intervalo con el objeto de incrementar la resolución y mejorar el análisis. Aunque algunos eventos y especies fueron identificadas, muchas otras no pudieron ser reconocidas, y una discontinuidad pudo ser inferida entre esta biozona y la subsiguiente Biozona NJT 6.

#### Biozona NJT 6 – *Carinolithus superbus* (Bown, 1987a) – El Matuasto II (37,8 – 39,3 m)

La biozona abarca desde la FO de *Carinolithus superbus* a la FO de *Discorhabdus striatus*. Abarca el Toarciano temprano y se corresponde parcialmente a la Biozona NJ5 y en su totalidad a la NJ6 de Bown y Cooper (1998), coincidiendo enteramente con la Biozona NJT6 de Mattioli y Erba (1999) y Ferreira *et al.* (2019). El registro de *C. superbus* en este estudio confirma los reportes previos en la Cuenca Neuquina (Pérez Panera y Angelozzi, 2015; Angelozzi y Pérez Panera, 2016) y sienta una diferencia con el registro chileno, donde esta especie no ha sido identificada (Fantasia *et al.*, 2018a).



**Figura 18.** Biozonación (basada en Ferrerira *et al.*, 2019) y nanoeventos reconocidos en los perfiles El Matuasto, y comparación con diferentes esquemas de los reinos Boreal y del Tethys (adaptado de Ferreira *et al.*, 2019).

El límite de las sub-biozonas NJT 6a-NJT6b es delimitado por la última ocurrencia de *Mitrolithus jansae* (Ferreira *et al.* 2019). Sin embargo, *M. jansae* está ausente (Bown, 1987a; Angelozzi, 1988; Bown, 1992a; Angelozzi y Pérez Panera, 2016) o es muy raro (Fantasia *et al.*, 2018) en las asociaciones del sudoeste de Gondwana. La ausencia de este taxón en los perfiles El Matuasto impide reconocer las mencionadas sub-biozonas. Esta característica del registro, documentada de manera consistente en la literatura (Bown, 1987a; Mattioli *et al.*, 2008), explicaría la distribución de la especie en base a condiciones ambientales sujetas al contexto latitudinal, ya que *M. jansae* está ausente o tiene apariciones esporádicas en los ensamblajes del noroeste europeo y el Pacífico sudoriental, pero es abundante en las áreas ecuatoriales/subecuatoriales del Tethys. La definición de un nuevo límite entre sub-biozonas utilizando otra especie sería de gran utilidad para hacer más precisa las interpretaciones bioestratigráficas en esta parte del mundo.

Biozona NJT7 – *Discorhabdus striatus* (Bown, 1987a) – El Matuasto II (39,3 – 73,8 m)

Esta biozona va desde la FO de *Discorhabdus striatus* hasta la FO de *Retecapsa incompta*. Se extiende desde el Toarciano temprano a medio. Corresponde a la Biozona NJ7 de Bown y Cooper (1998) y NJT7 de Mattioli y Erba (1999) y Ferreira *et al.* (2019).

Sub-biozonas NJT7a – NJT7b – El Matuasto II (39, 3 – 42 m)

La sub-biozona NJT7a originalmente definida por Mattioli y Erba (1999) se extendía desde la FO de *Discorhabdus striatus* hasta la FO de *Discorhabdus criotus*. Posteriormente, Ferreira *et al.* (2019) enmendaron la definición cambiando el evento del límite superior de la sub-biozona por la FO de *Watznaueria colacicchii*. De acuerdo con Mattioli y Erba (1999) la sub-biozona NJT7b abarca desde la FO de *Discorhabdus criotus* a la FO de *Retecapsa incompta*, aunque Ferreira *et al.* (2019) definieron esta sub-biozona desde la FO de *W. colacicchii* a la FO de *D. criotus*. La ausencia de *W. colacicchii* en El Matuasto II impide reconocer estas sub-biozonas de acuerdo con la definición de Ferreira *et al.* (2019), no obstante, coincide perfectamente con las sub-biozonas de Mattioli y Erba (1999). Además, se registra dentro de este intervalo la FO de *W. fossacincta*, el primer representante del género *Watznaueria*; este evento ocurre en la Biozona NJT6 (Toarciano temprano) según Mattioli y Erba (1999) y Ferreira *et al.* (2019).

Sub-biozonas NJT7c – NJT7d – El Matuasto II (42 – 73,8 m)

Las sub-biozonas NJT7c-NJT7d introducidas por Ferreira *et al.* (2019) se presentan en este estudio de manera conjunta, ya que el cambio de tamaño de las especies

del género *Lotharingius* –que define el límite entre ambas sub-biozonas– no ha sido claramente reconocido.

Biozona NJT 8 – *Retecapsa incompta* (Bown *et al.*, 1988 emend. Mattioli y Erba, 1999)  
El Matuasto II-III (73,8 – 100,5 m)

La biozona está definida desde la FO de *Retecapsa incompta* a la FO de *Watznaueria britannica*. Abarca desde el Toarciano superior hasta el Aaleniano superior. Corresponde de manera parcial a la Biozona NJ8 de Bown y Cooper (1998), y a la NJT8 de Mattioli y Erba (1999) y de Ferreira *et al.* (2019). Respecto a las sub-biozonas, varios eventos o especies no han sido reconocidos, por lo que se consideran dos grupos en base al esquema propuesto por Ferreira *et al.* (2019).

Sub-biozonas NJT8a – NJT8c – El Matuasto II (73,8 – 82,4 m)

La combinación de sub-biozonas NJT8a-NJT8c fue establecida desde la FO de *R. incompta* a la FO de *Watznaueria contracta*. Este agrupamiento de sub-biozonas coincide con la sub-biozona NJ8a de Bown y Cooper (1998), y con la NJT8a de Mattioli y Erba (1999).

Sub-biozonas NJT8d – NJT8g – El Matuasto II-III (82,4 – 100,5 m)

La combinación de sub-biozonas NJT8d-NJT8g fue definida desde la FO de *W. contracta* a la FO de *Watznaueria britannica*, correspondiéndose con la sub-biozona NJ8b de Bown y Cooper (1998), y a los eventos que marcan la base de la sub-biozona NJT8b y el tope de la sub-biozona NJT8c de Mattioli y Erba (1999).

Biozona NJT9 – *Watznaueria britannica* (Bown *et al.*, 1988 emend. Mattioli y Erba, 1999) – El Matuasto III (100,5 – 105,8 m)

Esta biozona se extiende desde la FO de *Watznaueria britannica* hasta la FO de *Watznaueria manivittiae*. Abarca desde Aaleniano medio hasta el Bajociano temprano. Corresponde aproximadamente a parte de la Biozona NJ8 de Bown y Cooper (1998), a parte de la Biozona NJT8 y la totalidad de la Biozona NJT9 de Mattioli y Erba (1999), y a la Biozona NJT9 de Ferreira *et al.* (2019). Según Ferreira *et al.* (2019), la base de esta biozona es reconocida por la primera ocurrencia del morfotipo A de *W. britannica* seguida por los morfotipos B y C, en base a los seis tipos diferenciados biométricamente por Giraud *et al.* (2006). No obstante, no se han identificado morfotipos en este estudio. El reconocimiento de sub-biozonas ha sido imposible debido a la ausencia de ciertas especies marcadoras como *W. communis* (base de la Biozona NJT 9b) y *W. manivittiae*

(tope de la Biozona NJT9d). La última ocurrencia de *Calyculus* sp. se observó en El Matuasto III (105,8 m), pero su registro es inconsistente a lo largo de las secciones estudiadas, dificultando el uso de este evento para la interpretación bioestratigráfica.

### Inferencias estratigráficas

Los perfiles El Matuasto I y II corresponden a la Formación Sierra Chacai Co (Volkheimer, 1973). Según la descripción original, la edad de esta unidad es Pliensbachiano. Su origen fue interpretado como un ambiente marino de alta energía, fluctuante entre litoral y nerítico (Volkheimer, 1973; Leanza, 1990; Leanza y Hugo, 1997; Leanza *et al.*, 2005); en un área cercana, la base de la formación es interpretada como un sistema deltaico, mientras que la parte media y superior correspondería a un ambiente *offshore* afectado por tormentas (Carmona *et al.*, 2016). En el caso de este estudio, la edad se ve corroborada por el conjunto de nanofósiles de El Matuasto I (Fig. 17). Anteriormente, esta sección fue asignada a la Formación Los Molles (Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022) pero, dadas nuevas observaciones sedimentológicas en el área estudiada, es reasignada a la Formación Sierra Chacai Co. Con respecto a la sección El Matuasto II, ésta también correspondería a la Formación Sierra Chacai Co y los ensambles de nanofósiles recuperados indican una edad Toarciano-Aaleniano, ampliando así el rango estratigráfico de esta formación. Debido a rasgos estructurales detectados en el campo, existe una porción que no fue muestreada entre El Matuasto II y III; sin embargo, de acuerdo con las observaciones geológicas y los resultados bioestratigráficos obtenidos, el registro no perfilado correspondería a un pequeño intervalo dentro del Aaleniano y acotado en términos del tiempo involucrado.

La sección El Matuasto III corresponde a la Formación Los Molles (Weaver, 1931). La edad de la unidad abarca el intervalo Pliensbachiano-Calloviano dependiendo de su posición dentro de la cuenca (Legarreta y Uliana, 1996; Cruz *et al.*, 1999; Riccardi, 2008a, b; Veiga *et al.*, 2009; Legarreta y Villar, 2012; Sales *et al.*, 2014; Casadío y Montagna, 2015), y correspondería a un ambiente marino con circulación restringida (Arregui *et al.*, 2011b). En la zona estudiada, su edad es Aaleniano-Bajociano (Ballent, 2004, 2005; Ballent *et al.*, 2000). La asociación de nanofósiles recuperada en El Matuasto III indica una edad Aaleniana en dicho perfil, pero la base del Bajociano es incierta, ya que no se identificaron buenos marcadores del límite Aaleniano/Bajociano –como *Watznaueria communis*– (ver Fig. 17). Los amonites recuperados en este perfil no fueron considerados para la interpretación estratigráfica. Su datación es conflictiva,



identificándose la mayoría para el Toarciano superior. Según el Dr. Riccardi (comunicación personal) las formas de este intervalo son similares a las del Aaleniano, y dada la mala preservación del material queda abierta la posibilidad de que los amonites en cuestión efectivamente correspondan a dicha edad.

## Subsuelo – Pozos Barda Colorada Este x-1 y Puesto Touquet x-2

En el caso de los sondeos Barda Colorada Este x-1 (BCE x-1) y Puesto Touquet x-2 (PTu x-2) las asociaciones de intervalo reconocidas en ambos pozos se basan en las características generales de la composición taxonómica de los ensambles, y permiten una buena caracterización y correlación entre los mismos. Si bien el evento de FO de un taxón en muestras de *cutting* puede involucrar cierta incertidumbre por la posibilidad de contaminación desde niveles suprayacentes durante la perforación, puede estimarse su confiabilidad en el contexto general de la totalidad de datos y su registro en el pozo, aportando a una mejor interpretación bioestratigráfica. La secuencia de eventos en ambos pozos es la esperada, corroborándose las observaciones hechas en afloramiento.

Ambos sondeos cubren el intervalo temporal Pliensbachiano-Aaleniano. Comparativamente, la riqueza específica es mayor y más constante en Puesto Touquet x-2. Se reconocieron ensambles con buena riqueza y abundancia particularmente para el Toarciano y el Aaleniano. En el Aaleniano temprano-medio se registró una acumulación de eventos de última ocurrencia en ambos pozos.

A continuación, la bioestratigrafía de los sondeos<sup>5</sup> se discute por separado, en orden cronoestratigráfico. La extensión de cada intervalo se expresa en profundidad, como metros bajo la boca de pozo (mbbp).

### Puesto Touquet (YPF.Nq.PTu.x-2)

Se delimitaron nueve tramos con asociaciones de nanofósiles, identificándose seis biozonas y varias sub-biozonas (Fig. 19).

#### Tramo 1 (2486-2480 mbbp)

Las muestras de este intervalo resultaron estériles, lo que impidió la asignación de edad.

---

<sup>5</sup> Las bioestratigrafía y correlación de ambos pozos tratados en este capítulo son la base del trabajo Chaumeil Rodríguez, M., Pérez Panera, J.P., Ambrosio, A., Gómez Dacal, A.R. y Mattioli, E., *Lower-Middle Jurassic Calcareous Nannofossil Biostratigraphy for two Boreholes from the Los Molles Formation, Neuquén Basin, Argentina.*

#### Tramo 2 (2237-2192 mbbp): Pliensbachiano temprano

Los ensambles de este intervalo cuentan con *Biscutum grande*, *Crepidolithus crassus*, *C. impontus*, el grupo *Similiscutum cruciulus* y *S. finchii*. La FO de *S. cruciulus* (2237 mbbp) delimita la base de la sub-biozona NJT4a (Mattioli y Erba, 1999; Ferreira et al., 2019), en tanto que la FO de *B. grande* (2201 mbbp) marca la base de la sub-biozona NJT4b (Ferreira et al., 2019). Ambos eventos ocurren en el Pliensbachiano temprano, permitiendo la asignación de dicha edad al tramo.

#### Tramo 3 (2162-2030 mbbp): Pliensbachiano temprano a tardío

Este tramo cuenta con la presencia de *Crucirhabdus primulus*, *Parhabdolithus liasicus*, *Crepidolithus crassus*, *Similiscutum giganteum* y varias especies de *Lotharingius*. Dentro de estas últimas se registra la FO de *L. barozii* (2162 mbbp), pudiendo de este modo asignar la edad del intervalo al Pliensbachiano temprano a tardío. Este evento delimita la base de la sub-biozona NJT4c (Ferreira et al., 2019), y en esta tesis se utiliza, junto con las FOs de *S. giganteum* y *S. finchii*, para marcar la base de la combinación de sub-biozonas NJT4c-NJT4d (Pliensbachiano temprano a tardío).

#### Tramo 4 (2018-1211 mbbp): Pliensbachiano tardío

Este intervalo es el más extenso identificado en el sondeo, y se observa la FO de *L. hauffi* (2018 mbbp) lo que marca la base de las biozonas NJ5/NJT5 (Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999; Ferreira et al., 2019). También se registra la FO de *L. sigillatus* (1769 mbbp); en la literatura este evento es referido la base de la sub-biozona NJT4e, Pliensbachiano temprano (Ferreira et al., 2019) y para la base de la sub-biozona NJT5b, Toarciano temprano (Mattioli y Erba, 1999).

#### Intervalo 1050-942 mbbp

La escasez/ausencia de material de *cutting* impidió la toma de muestras en este intervalo. Según el análisis realizado por Angelozzi y Ronchi (2002), este tramo es estéril para nanofósiles, pero queda integrado al intervalo del Toarciano (tardío; sub-biozona NJ8a).

#### Tramo 5 (930 mbbp) y Tramo 6 (928-878 mbbp): Toarciano temprano a medio

El quinto tramo registra la presencia de *Carinolithus superbus* y *Discorhabdus striatus*. Estratigráficamente, la FO de *C. superbus* ocurre antes que la FO de *D. striatus*, aunque ambos eventos se dan dentro del Toarciano temprano, definiendo respectivamente la base y el techo de la Biozona NJT6. Sin embargo, debido a que más de 200 m previos

al quinto tramo no fueron muestreados, no puede considerarse la ocurrencia de *C. superbus* como su verdadera FO, aunque efectivamente se trata de su primera ocurrencia en el pozo. El análisis del quinto tramo en conjunto con los ensambles del intervalo subsiguiente, sumado a la presencia de *D. criotus*, lo ubican dentro de la Biozona NJT7 (Toarciano temprano más alto).

Dentro del sexto tramo comienza a registrarse de manera continua la ocurrencia del género *Watznaueria* en el pozo, con la ocurrencia de *W. colacicchii*. Esta especie fue identificada únicamente en este sondeo. Su FO marca la base de la sub-biozona NJT7b (Ferreira *et al.*, 2019), aunque este evento no es identificado aquí. Se registra también la FO de *Discorhabdus criotus*, la cual define la base de la sub-biozona NJT7c, Toarciano medio (Ferreira *et al.*, 2019) y la sub-biozona NJT7b, Toarciano tardío (Mattioli y Erba, 1999). En los perfiles El Matuasto, la FO de esta especie se utiliza para definir la base de la combinación de sub-biozonas NJT7c-NJT7d, en el Toarciano medio.

#### Tramo 7 (854-542 mbbp): Toarciano medio a tardío

En este tramo se observa la FO de *Retecapsa incompta* (854 mbbp) y la LO de *Parhabdolithus liasicus* (638 mbbp), acompañadas por la presencia de *A. atavus*, *C. superbus*, *Discorhabdus* sp., *W. colacicchi*, *T. sullivanii*, entre otros. La FO de *R. incompta* marca la base de la sub-biozona NJT8a en el Toarciano medio (Ferreira *et al.*, 2019); la misma sub-biozona es definida para el Toarciano tardío por Mattioli y Erba (1999) y Bown y Cooper (1998).

La extinción de *Parhabdolithus liasicus* es referida como un evento asincrónico en la literatura, que varía según si los autores diferencian o no las dos subespecies. En este tramo, se registra la LO de *P. liasicus distinctus* (638 mbbp) antes que la LO de *P. liasicus liasicus* (1280 mbbp). Las últimas apariciones de esta especie documentadas por Mattioli (1994), en el centro de Italia, y Ferreira *et al.* (2019) en Portugal, equivalen en este estudio al último registro de *P. liasicus distinctus*. Mattioli (1994) registró este taxón hasta el Aaleniano, pero de forma discontinua. La LO de *P. liasicus* según Ferreira *et al.* (2019) ocurre en el Bajociano temprano (sub-biozona NJT9d) junto con la LO de *Calyculus* sp. La LO de *Carinolithus superbus* ocurre dentro de la biozona NJ10 (Bajociano inferior) (Bown *et al.*, 1988; de Kaenel y Bergen, 1993), el límite de las sub-biozonas NJT10a-NJT10b (Bajociano temprano-tardío) (Mattioli y Erba, 1999), y la sub-biozona NJT10b (Bajociano temprano-tardío) (Ferreira *et al.*, 2019).

#### Tramo 8 (518-329 mbbp): Aaleniano temprano a medio

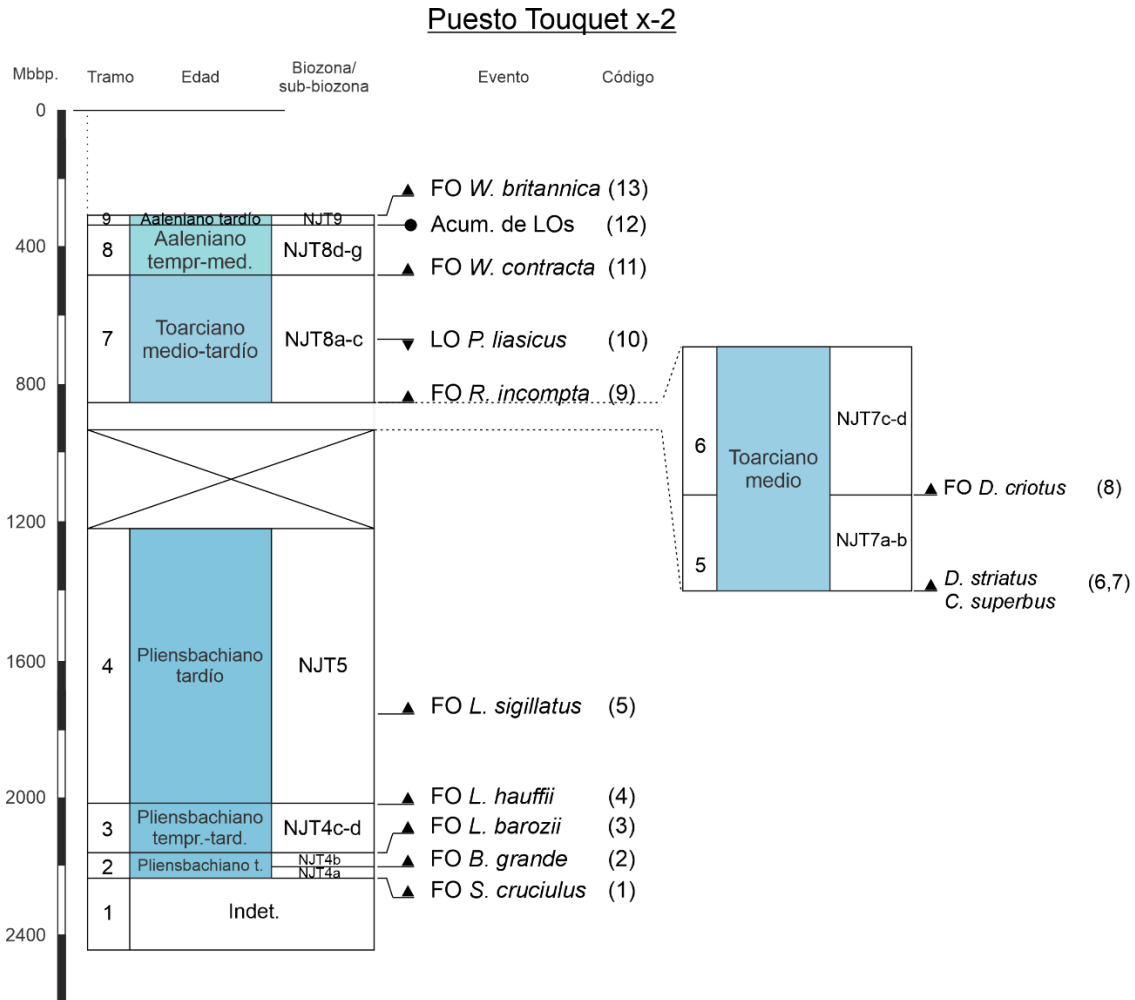
La base de este intervalo está marcada por la FO de *Watznaueria contracta* (518 mbbp); este evento delimita la base de la sub-biozona NJT8d (Ferreira *et al.*, 2019) en el Toarciano superior más tardío. Mattioli y Erba (1999) ubican este evento en el límite Toarciano-Aaleniano, mientras que Bown y Cooper (1998) lo registran en el Aaleniano medio (=L. *contractus*). En este tramo se registra una rápida acumulación de eventos de última ocurrencia, como los de *Crepidolithus impontus*, el grupo *Similiscutum cruciulus*, *Calyculus* sp. (todos a los 422 mbbp), y *Carinolithus superbus* (356 mbbp). Dicha acumulación probablemente esté relacionada con cambios ambientales.

La última ocurrencia de *Crepidolithus impontus* se observa en las sub-biozonas NJT8a (Mattioli y Erba, 1999) y NJT8d (Ferreira *et al.*, 2019), ambas definidas para el Toarciano tardío-Aaleniano temprano; dicho evento es registrado por Bown *et al.* (1988) y Bown y Cooper (1998) en la sub-biozona NJ8b (Aaleniano-Bajociano inferior).

La última ocurrencia del grupo *Similiscutum cruciulus* se interpreta en esta contribución considerando la LO de cualquiera de las especies que incluyen este grupo (*i.e.*, *S. avitum*, *S. cruciulus* y *S. orbiculus*). La LO de *S. cruciulus* se observa en el límite Pliensbachiano-Toarciano de Marruecos y el Toarciano temprano de Portugal, mientras que *S. avitum* y *S. orbiculus* desaparecen en el Toarciano temprano de Marruecos (de Kaenel y Bergen, 1993). La última aparición de *Similiscutum cruciulus* está registrada en la región Boreal para la sub-biozona NJ5b por Bown y Cooper (1998). Mattioli y Erba (1999) en el centro de Italia, registraron la LO de *S. cruciulus* en el límite Aaleniano-Bajociano, y afirman que se necesitan más estudios sobre este evento. La LO del grupo *S. cruciulus* se registra en las sub-biozonas NJT9b- NJT9c (Aaleniano tardío) definidas por Ferreira *et al.* (2019).

La LO de *Calyculus* sp. a menudo se presenta en la literatura teniendo en cuenta los morfotipos “pequeño” y “grande”. Bown (1987a) situó el evento en la Biozona JL8 (Toarciano superior-Aaleniano) para Europa noroccidental. Bown *et al.* (1988) y Bown y Cooper (1998) observaron que *Calyculus* sp. se vuelve raro e inconsistente a medida que transiciona a *Carinolithus* sp. en la sub-biozona NJ5b (Pliensbachiano superior-Toarciano inferior) en el noroeste de Europa y la región Boreal. Mattioli y Erba (1999) afirman que *Calyculus* sp. se hace más raro en la sub-biozona NJT7a (Toarciano medio a Toarciano medio tardío) en el centro de Italia y sur de Francia, y la LO de las formas más pequeñas se da en el Toarciano tardío (Cobianchi, 1992; Baldanza y Mattioli, 1992b; Reale *et al.*,

1992). El morfotipo grande –observado en esta contribución– es registrado por Ferreira *et al.* (2019) en la sub-biozona NJT9d (Bajociano temprano).



**Figura 19.** Interpretación bioestratigráfica del sondeo Puesto Touquet x-2.

La LO de *Carinolithus superbus* observada en este sondeo, es más joven que los registros citados en la literatura. Este evento ocurre dentro de la Biozona NJ10 (Bajociano inferior) (Bown *et al.*, 1988; de Kaenel y Bergen, 1993), el límite de las sub-biozonas NJT10a-NJT10b (Bajociano temprano-tardío) (Mattioli y Erba, 1999), y la sub-biozona NJT10b (Bajociano temprano-tardío) (Ferreira *et al.*, 2019).

La presencia de *M. elegans* es escasa en todo el pozo. La extinción de este taxón se registra en la sub-biozona JL5b, que abarca el Pliensbachiano superior-Toarciano inferior, desde la ZAS *spinatum* hasta el tope de la ZAS *tenuicostatum* (Bown, 1987a;

Bown *et al.*, 1988) (Fig. 18) y la sub-biozona NJ5b, Pliensbachiano superior-Toarciano inferior (ZAS *spinatum* hasta el tope de la ZAS *falciferum*) (Bown y Cooper, 1998). Ferreira *et al.* (2019) registraron la LCO de la especie en el Toarciano temprano (NJT6b) y la LO del Toarciano medio a Aaleniano medio (NJT8). Mattioli y Erba (1999) registran la LO de *M. elegans* en el Aaleniano temprano, aunque la señalan como "evento raro", lo que significa que sólo el LCO de esta especie es confiable para estudios bioestratigráficos.

#### Tramo 9 (302 mbbp): Aaleniano tardío

En este intervalo se observa la FO de *Watznaueria britannica*, indicando la base de la Biozona NJT9; la misma se reconoce para el Aaleniano medio en la Provincia Submediterránea (Ferreira *et al.*, 2019), el Aaleniano tardío en la Provincia Mediterránea (Mattioli y Erba, 1999), y para el Bajociano temprano en el Reino Boreal (Bown y Cooper, 1998) (Fig. 18).

#### Barda Colorada Este (YPF.Nq.BCE.x-1)

Se delimitaron siete tramos con ensambles de nanofósiles, identificándose cinco biozonas y varias sub-biozonas (Fig. 20).

#### Tramo 1 (3100-3049 mbbp)

Este intervalo solo cuenta con dos muestras, una estéril y otra con un único ejemplar de *Schizosphaerella punctulata*, lo que impide la asignación de una edad tentativa.

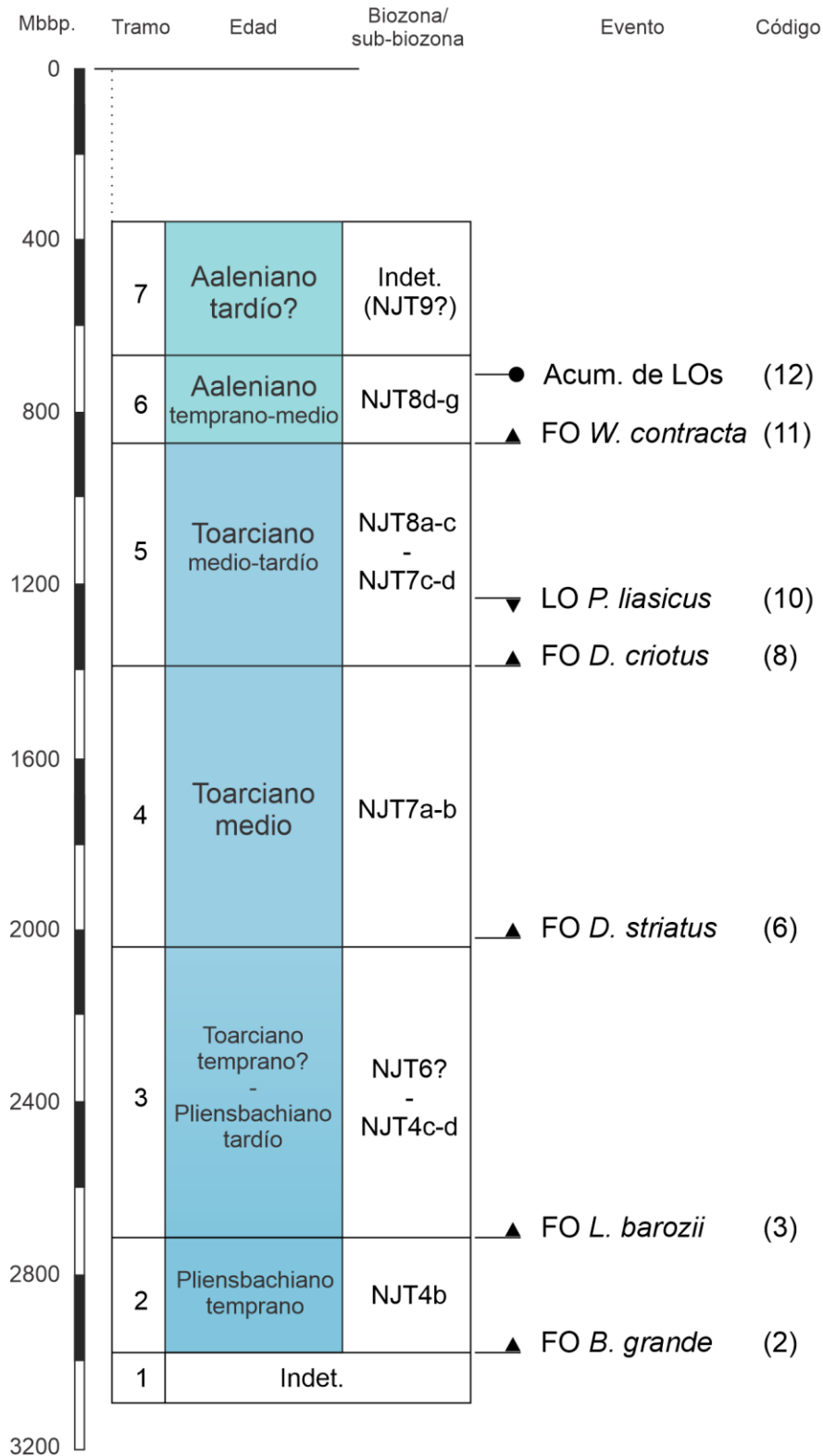
#### Tramo 2 (2980-2773 mbbp): Pliensbachiano temprano

Los ensambles de este tramo cuentan con la presencia de *Biscutum grande*, *Crepidolithus crassus*, *Lotharingius sigillatus*, *Parhabdolithus liasicus*, el grupo de *Similiscutum cruciulus*, *S. finchii*, *S. giganteum* y *Tubirhabdus patulus*. Este intervalo presenta mucha contaminación; sin embargo, la presencia de *B. grande* se identifica como un evento de FO (2980 mbbp.), lo que permitió la asignación del intervalo a la sub-biozona NJT4b (Ferreira *et al.*, 2019).

#### Tramo 3 (2719-2032 mbbp): Pliensbachiano tardío – ? Toarciano temprano

En este tramo se registra la FO de *Lotharingius barozii* (2719 mbbp) acompañada por la presencia de *Crepidolithus impontus*, *C. pliensbachensis*, *Lotharingius crucicentralis* y el grupo *Similiscutum cruciulus*. El evento de FO de *L. barozii* define la base de la sub-biozona NJT4c (Ferreira *et al.*, 2019). El tramo puede asignarse al intervalo de biozonas NJT4 (sub-biozonas NJT4c-d) a NJT6.

## Barda Colorado Este x-1



**Figura 20.** Interpretación bioestratigráfica del sondeo Barda Colorado Este x-1.

#### Tramo 4 (2025-1437 mbbp): Toarciano medio

Las especies que caracterizan el tramo son *Discorhabdus striatus*, *Discorhabdus* aff. *ignotus*, y varias especies de *Lotharingius* (i.e., *L. barozii*, *L. hauffii*, *L. aff. velatus*). La ocurrencia de especies de *Discorhabdus* sp. sugiere una edad Toarciana. La FO de *D. striatus* marca la base de la sub-biozona NJT7a (Mattioli y Erba, 1999; Ferreira *et al.*, 2019) y la Biozona NJ7 de Bown y Cooper (1998), en el Toarciano temprano más alto. El registro de *Mitrolithus elegans* en este sondeo se da por única vez en una muestra de corona del presente tramo. En la literatura la extinción de este taxón se registra en la sub-biozona JL5b, que abarca el Pliensbachiano tardío-Toarciano temprano, desde la ZAS *spinatum* hasta el tope de la ZAS *tenuicostatum* (Bown, 1987a; Bown *et al.*, 1988) y la sub-biozona NJ5b, Pliensbachiano tardío-Toarciano temprano (ZAS *spinatum* hasta el top de la ZAS *falciferum*) (Bown y Cooper, 1998). Ferreira *et al.* (2019) registraron la LCO de la especie en el Toarciano temprano (NJT6b) y la LO en el Toarciano medio a Aaleniano medio (NJT8). El registro de esta especie en BCE probablemente constituya el evento de LO.

#### Tramo 5 (1390-918 mbbp): Toarciano medio a tardío

La FO de *D. criotus* define la base de las sub-biozonas NJT7c (Toarciano medio) (Ferreira *et al.*, 2019) y NJT7b (Toarciano tardío) (Mattioli y Erba, 1999). La ausencia de especies como *Podorhabdus grassei* o *Watznaueria britannica* impide ampliar el rango estratigráfico de la asociación, aunque se observan algunos ejemplares del género *Watznaueria* atestiguando el inicio de la transición de *Lotharingius* a *Watznaueria*. Como se discutió previamente para el sondeo PTu x-2, en la literatura la LO de *P. liasicus* (1240 mbbp) se reporta de forma variada, observándose dentro de la Biozona NJ5 (Angelozzi y Pérez Panera, 2016), y las sub-biozonas NJ5b (Bown y Cooper, 1998), NJT8a (Mattioli y Erba, 1999), y NJT9d (Ferreira *et al.*, 2019).

#### Tramo 6 (874-711 mbbp): Aaleniano temprano a medio

Los ensambles de este tramo cuentan con la presencia de *Carinolithus superbus*, *Discorhabdus criotus*, *D. striatus*, *Retecapsa incompta* y *Watznaueria contracta*. La FO de *W. contracta* establece la base de la sub-biozona NJT8d, en el Toarciano tardío más alto (Ferreira *et al.*, 2019) y la sub-biozona NJT8b, en el Aaleniano temprano (Mattioli y Erba, 1999). El registro de *Retecapsa incompta* se da por única vez en este intervalo; su FO marca la base de las sub-biozonas NJT8a (Mattioli y Erba, 1999) y NJ8a (Bown y Cooper, 1998), en el inicio mismo del Aaleniano temprano. Ferreira *et al.* (2019)



identifican este evento para el Toarciano medio, definiendo la base de la sub-biozona NJT8a. Bown *et al.* (1988) utilizaron esta FO para definir la base de la sub-biozona NJ8a (Toarciano temprano-Aaleniano), mientras que Bown y Cooper (1998) definieron la base de la Biozona NJ8 (Toarciano tardío-Bajociano temprano). En este tramo se da la acumulación de eventos de LO de varias especies (Fig. 20), posiblemente en relación con importantes cambios ambientales.

#### Tramo 7 (669-355 mbbp)

Este intervalo se inicia con muestras estériles que luego dan lugar a la ocurrencia de unas pocas especies, ninguna de ellas marcadora. Por este motivo, no puede asignarse una edad precisa al tramo, aunque estratigráficamente sería esperable que correspondiese al Aaleniano tardío (Biozona NJT9).

### Correlación estratigráfica

En ambos pozos se reconocieron una serie de eventos de nanofósiles cuya secuencia se corresponde con la de aquellos registrados en los perfiles El Matuasto (Tabla 1). Sobre la base de estos eventos, se realizó una correlación apoyada en la proyección de los dos pozos en una transecta sísmica (Figs. 21-22), donde además se volcaron los datos bioestratigráficos (Crux *et al.*, 2010; Watson *et al.*, 2010). De esta manera, se pudo evaluar la confianza de estos eventos para realizar la correlación, en un contexto estratigráfico regional, de acuerdo con la arquitectura de las unidades atravesadas en la línea sísmica. En la Tabla 1 se sintetizan los eventos identificados en el subsuelo, comparándolos con los mismos en el afloramiento. La codificación de cada evento es utilizada en la correlación de la figura 22 y es referida en el texto luego del nombre de la especie como un número entre paréntesis. El evento de FO de *Similiscutum cruciulus* (1) delimita el inicio de la Biozona NJT4, en el Pliensbachiano temprano (Bown y Cooper, 1998; Mattioli y Erba, 1999; Ferreira *et al.*, 2019), y marca la base de la sub-biozona NJT4a. Se registra únicamente en PTu X-2 (Tabla 1), desde la base del segundo tramo; por este motivo, puede no tratarse del verdadero evento de FO de la especie, aunque se considera como tal, dado que el tramo previo es estéril. Continuando con el registro de eventos dentro del Pliensbachiano temprano, se observa la FO de *Biscutum grande* (2) y *Lotharingius barozii* (3). Estos eventos son identificados en ambos pozos y permiten la correlación entre los mismos, delimitando la sub-biozona NJT4b (Tabla 1; Fig. 22). Las rocas subyacentes a estos tramos, en ambos pozos, no son asignables a una edad por falta de especies marcadoras.

Evento	Código	Subsuelo (mbbp)		Afloramiento (m)
		PTu x-2	BCE x-1	El Matuasto
FO <i>Watznaueria britannica</i>	13	302	-	100,5
Acumulación LOs	12	~356	~771	-
FO <i>Watznaueria contracta</i>	11	518	865-874	82,4
LO <i>Parhabdolithus liasicus</i>	10	638	1240	-
FO <i>Retecapsa incompta</i>	9	854	-	73,8
FO <i>Discorhabdus criotus</i>	8	919-928	1390	42
FO <i>Discorhabdus striatus</i>	7	930 ( $\pm 1300?$ )	2020-2025	39,3
FO <i>Carinolithus superbus</i>	6	930 (?)	-	37,8
FO <i>Lotharingius sigillatus</i>	5	1769	-	-
FO <i>Lotharingius hauffii</i>	4	2018	-	33,9
FO <i>Lotharingius barozii</i>	3	2162	2719	18,9
FO <i>Biscutum grande</i>	2	2201	2980	10,7
FO <i>Similiscutum cruciulus</i>	1	2237	-	0

**Tabla 1.** Síntesis de eventos reconocidos en subsuelo, con su ubicación (mbbp) en los pozos y su comparación con la posición (m) en los perfiles El Matuasto. En color celeste se indican muestras de corona.

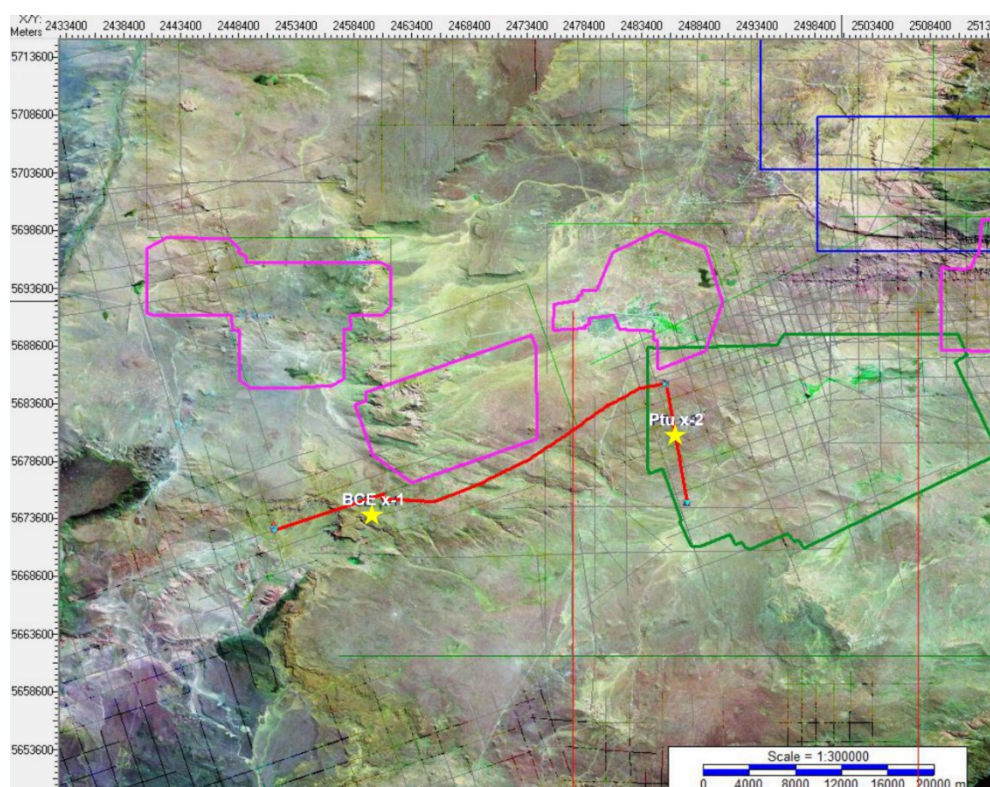
Los eventos de FO de *Lotharingius hauffii* (4) y *L. sigillatus* (5) solo se identifican para PTu x-2 (Tabla 1). Teniendo en cuenta la secuencia de eventos de El Matuasto, pudieron datarse los tramos en ese sondeo como Pliensbachiano tardío.

Los paquetes de roca asignados al Toarciano medio en PTu x-2 y BCE x-1 pueden correlacionarse mediante el evento de FO de *Discorhabdus striatus* (7) (Tabla 1; Fig. 21). Debe destacarse que en PTu x-2 la ocurrencia de *D. striatus* se da en conjunto con la FO de *Carinolithus superbus* en el quinto tramo, luego de un intervalo que no pudo ser muestreado (Fig. 19). Estratigráficamente, la FO de *C. superbus* (6) es previa a la de *D. striatus* (7), tal como se observa en el registro de El Matuasto (Tabla 1). Dado que ninguno de estos eventos ha sido identificado en las sedimentitas subyacentes al quinto tramo de PTu x-2, no pueden considerarse verdaderas FO. Sin embargo, de acuerdo con la correlación sobre el perfil sísmico, es posible estimar que la FO de *D. striatus* debería situarse cerca de los 1300 mbbp en PTu x-2 (Fig. 22).

Las sedimentitas que suprayacen al Toarciano medio están datadas a partir de la FO de *Discorhabdus criotus* (8), y corresponden al Toarciano medio en ambos pozos.

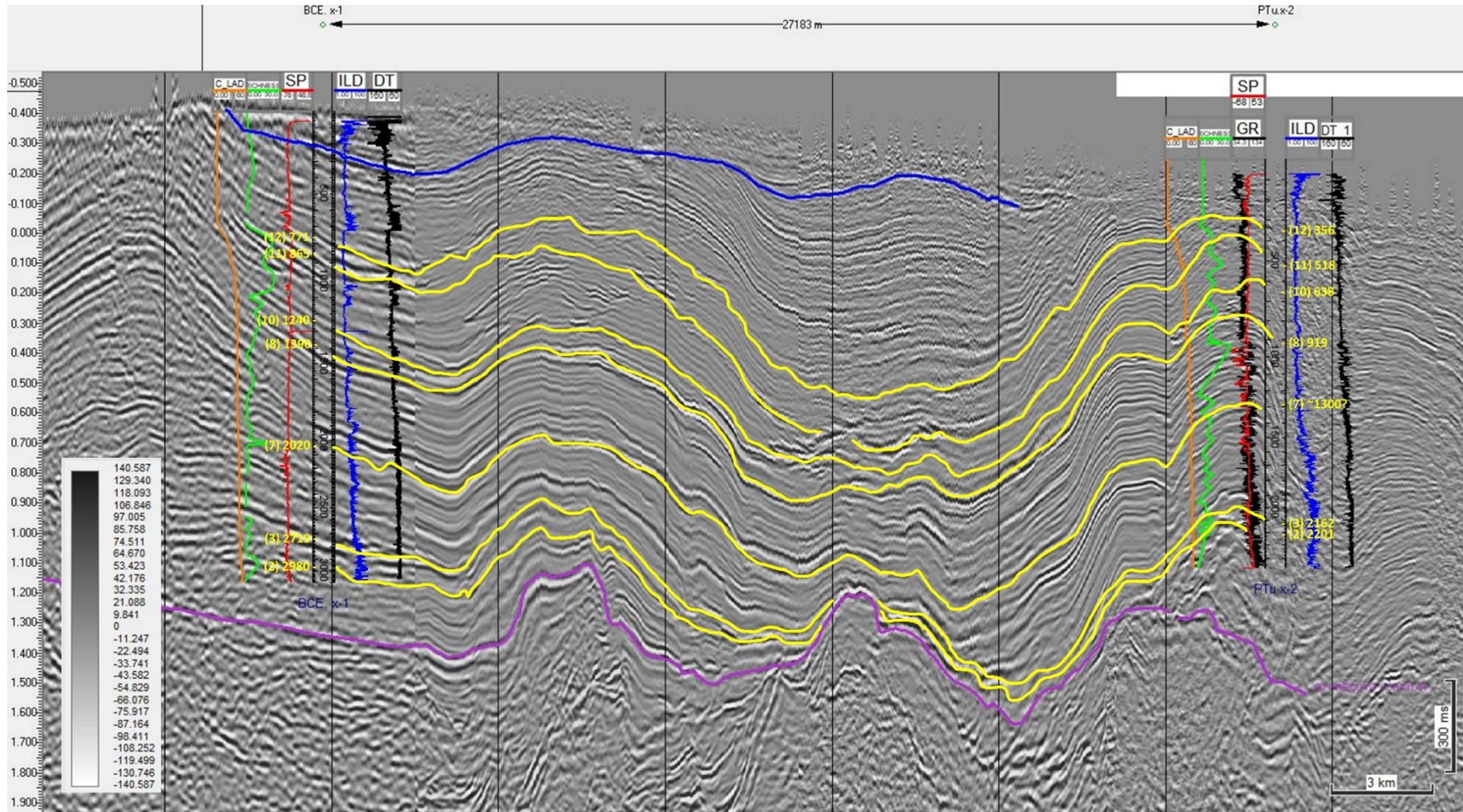
Dicho evento se registra a mayor profundidad en BCE x-1 (Fig. 22). El siguiente evento correlacionable es la LO de *Parhabdolithus liasicus* (10), que ocurre en el tramo Toarciano medio-tardío en ambos sondeos, aunque, nuevamente, se registra a mayor profundidad en BCE x-1 (Fig. 22). En el mismo tramo, pero únicamente en PTu x-2, se observa la FO de *R. incompta* (9). A pesar de no poder utilizarse para correlacionar los pozos, se verifica que este evento coincide con la secuencia de eventos registrada en El Matuasto (Tabla 1).

Las sedimentitas más jóvenes correlacionables en ambos pozos corresponden al intervalo Aaleniano temprano a medio. El evento que permite la correlación es la FO de *Watznaueria contracta* (11), además de la acumulación de eventos de última ocurrencia de numerosas especies (12) (Tabla 1; Fig. 22). En PTu x-2 estos eventos ocurren a menor profundidad que en BCE x-1. Finalmente, la FO de *W. britannica* (13) solo se registra en el sondeo PTu x-2; al igual que otros eventos mencionados previamente, no pudo utilizarse para la correlación, pero coincide con la secuencia identificada para los perfiles El Matuasto (Tabla 1).



**Figura 21.** Ubicación en planta de los sondeos BCE x-1 y PTu x-2 (estrellas amarillas) y la traza de la transecta sísmica (línea roja) utilizada para la correlación. Los polígonos rosa, verde y azul corresponden a cubos sísmicos 3D. Imagen: cortesía de Alfredo Ambrosio (Geoandina SRL).





**Figura 22.** Corte sísmico entre los pozos Barda Colorada Este x-1 (BCE x-1) y Puesto Touquet x-2 (Ptu x-2), donde se proyecta la profundidad, algunos perfiles de pozo (SP: potencial espontáneo, ILD: resistividad profunda, GR: gamma ray, DT: perfil sónico) y datos bioestratigráficos (C-LAD: últimas ocurrencias acumuladas en el sentido de la perforación; RICHNESS: riqueza específica). Las líneas de correlación (en amarillo) culminan con la profundidad en cada pozo y un número que corresponde al código del evento bioestratigráfico de acuerdo a la Tabla 1. La línea violeta en la parte inferior de la imagen corresponde al techo del Precuyano; la línea azul en la parte superior indica la proximidad de la base de la Formación Vaca Muerta. Imagen: cortesía de Alfredo Ambrosio (Geoandina SRL).

## Paleoambiente

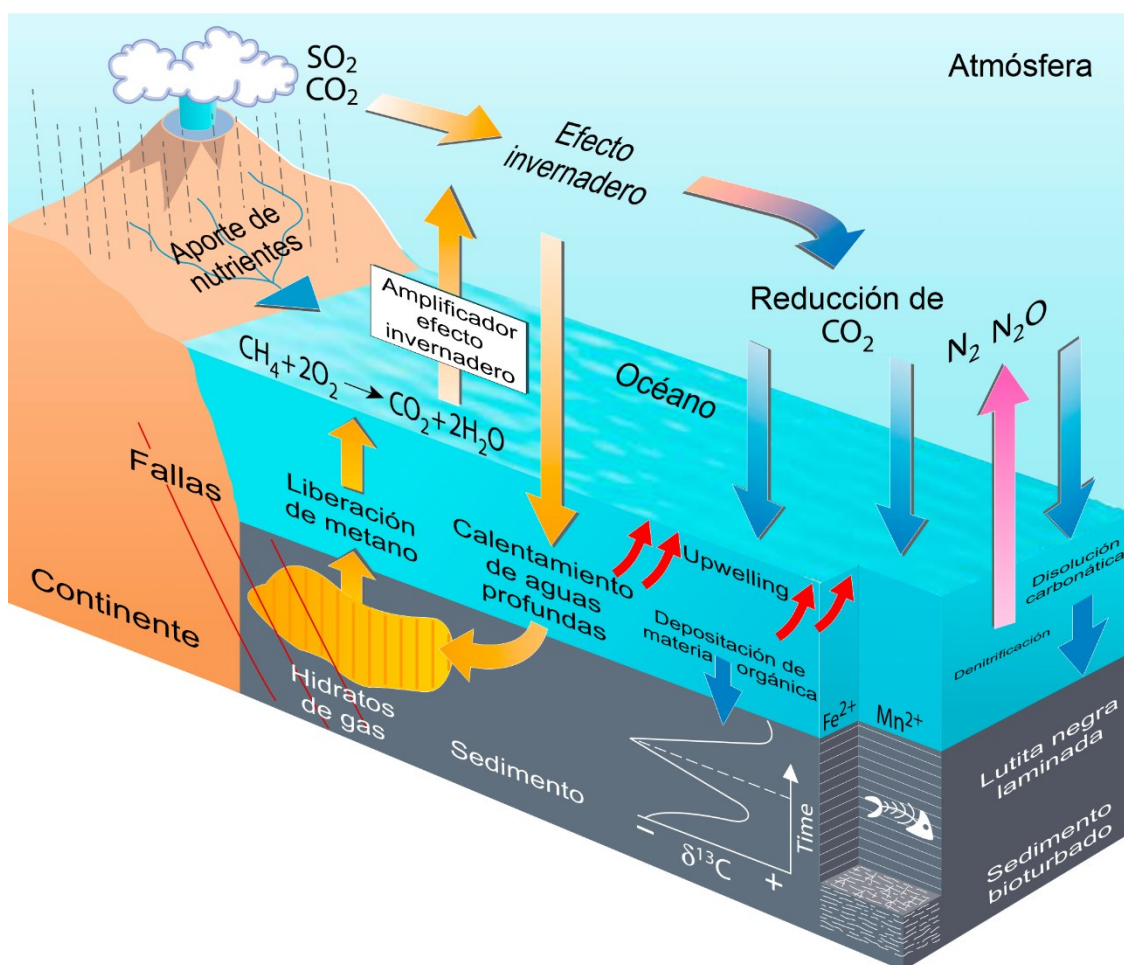
### Eventos de Anoxia Oceánica

Los eventos de anoxia oceánica (OAE por su abreviatura del inglés: *Ocean Anoxic Events*) están relacionados con rápidas perturbaciones del ciclo del carbono que afectan a la biósfera, viéndose representados por la depositación de sedimentos ricos en materia orgánica (carbono) y asociándose a menudo con eventos hipertermales (*Greenhouse*) (Schlanger y Jenkyns, 1976; Jenkyns, 2010). Entre las condiciones que favorecerían la acumulación de estos sedimentos y la disminución del oxígeno durante los OAE pueden listarse las transgresiones marinas, el aumento en el suministro de nutrientes, el incremento de la productividad primaria, la circulación marina restringida e incluso la actividad volcánica (e.g., Arthur *et al.*, 1990; Larson y Erba, 1999; Schmid-Röhl *et al.*, 2002; Jenkyns, 2010; Dickson *et al.*, 2017; Thibault *et al.*, 2018; Remírez y Algeo, 2020a) (Fig. 23). Estos factores, en conjunto con la actividad hidrotermal, llevarían a la eutrofización de las aguas marinas. El incremento de la productividad primaria desencadena el proceso de anoxia por el consumo acelerado de oxígeno, aumentando la acumulación de materia orgánica. Para alcanzar el equilibrio nuevamente se consideran mecanismos de retroalimentación negativa que accionan la depositación de materia orgánica y la meteorización de silicatos.

### El Evento de Anoxia Oceánica del Toarciano

El Jurásico Temprano registra condiciones de anoxia y euxinia marina generalizadas. El Evento de Anoxia Oceánica del Toarciano temprano (T-OAE por sus siglas en inglés) (Jenkyns, 1988) o “Evento Jenkyns” (Müller *et al.*, 2017; Reolid *et al.*, 2020) es uno de los eventos hipertermales más importantes del Jurásico y el primero del que se tenga registro en el Mesozoico. Dentro de los cambios ambientales reportados para el intervalo Pliensbachiano-Toarciano se encuentran el calentamiento de los mares (Bailey *et al.*, 2003), las variaciones eustáticas (Thibault *et al.*, 2018), las perturbaciones del ciclo del carbono reflejadas en excursiones de isótopos de carbono (CIE por sus siglas en inglés) (e.g., Cohen *et al.*, 2004; van de Schootbrugge *et al.*, 2005a, b; Hesselbo *et al.*, 2007; Sabatino *et al.*, 2013; Kafousia *et al.*, 2014; Celestino, 2019; Fantasia *et al.*, 2019; Ruebsam *et al.*, 2020a; Galasso *et al.*, 2021; Al-Suwaidi *et al.*, 2022), el aumento de la productividad primaria (Bodin *et al.*, 2010; Xu *et al.*, 2018) y la crisis en la producción de carbonatos (Mattioli *et al.*, 2008). Estas variaciones ambientales se atribuyen al emplazamiento de la Gran Provincia Ígnea de Karoo-Ferrar (K-FLIP por su abreviatura

en inglés) (Pálffy y Smith, 2000; Courtillot y Renne, 2003; Svensen *et al.*, 2007; Suan *et al.*, 2008; Them *et al.*, 2017a; Ikeda *et al.*, 2018; Ruebsam *et al.*, 2020b), aunque este no sería el único factor desencadenante (Remírez y Algeo, 2020b) (Fig. 24). La respuesta de las comunidades fitoplanctónicas al T-OAE fue variada, reconociéndose crisis de calcificación, desaparición temporal y eventos de radiación (Bucefalo Palliani y Riding, 1999; Bucefalo Palliani *et al.*, 2002; Mattioli *et al.*, 2004a, 2008; Tremolada *et al.*, 2005; van de Schootbrugge *et al.*, 2005b; Danise *et al.*, 2015; Galasso *et al.*, 2022).

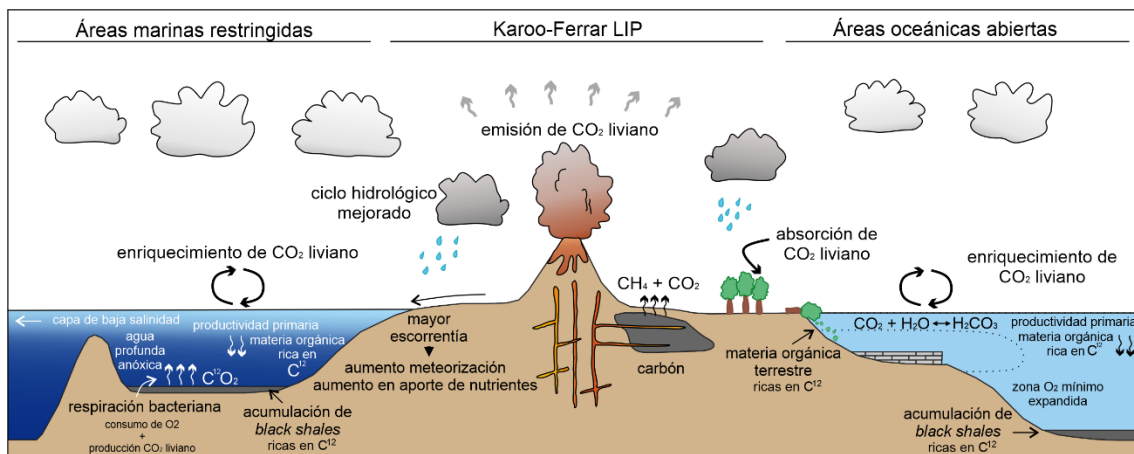


**Figura 23.** Modelo ilustrativo sobre la variedad de procesos químicos que caracterizan los eventos de anoxia oceánica (adaptado de Jenkyns, 2010).

El T-OAE se ha estudiado en detalle en varias cuencas europeas y africanas (*e.g.*, Kafousia *et al.*, 2014; Krencker *et al.*, 2015; Bodin *et al.*, 2016; Fantasia *et al.*, 2018b; Celestino, 2019; Reolid *et al.*, 2019; Ruebsam *et al.*, 2020b; Rodrigues *et al.*, 2020; Chen *et al.*, 2021; Baghli *et al.*, 2022; Galasso *et al.*, 2022; ver recopilación de localidades en



Remírez y Algeo, 2020b). En el hemisferio Sur, la Cuenca Neuquina y la Cuenca Andina, en Chile, constituyen las dos únicas localidades donde se han registrado equivalentes temporales del T-OAE (Al-Suwaidi *et al.*, 2010, 2016, 2022; Fantasia *et al.*, 2018b, 2019). Además, estas cuencas albergan uno de los pocos registros de nanofósiles calcáreos del Jurásico Temprano-Medio en el Reino del Pacífico Austral (Bown, 1992a; Al-Suwaidi *et al.*, 2010; Fantasia *et al.*, 2018b; Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022). Los conjuntos de nanofósiles calcáreos de las formaciones Sierra Chacai Co y Los Molles estudiados aquí representan el registro más antiguo para el Jurásico Temprano en la Cuenca Neuquina (Angelozzi, 1988; Bown, 1992a; Angelozzi y Pérez Panera, 2016; Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022).



**Figura 24.** Interpretación esquemática del T-OAE (adaptado de Remírez y Algeo, 2020b).

## Cambios a largo plazo en la Cuenca Neuquina

Al observar la tendencia de los isótopos de carbono medidos en la materia orgánica ( $\delta C^{13}_{org}$ ), el contenido de materia orgánica (como carbono orgánico total, TOC, wt% por su nomenclatura en inglés) y el índice de Hidrógeno (IH) de los perfiles El Matuasto, se observan tres intervalos de excursiones negativas en los valores de  $\delta C^{13}_{org}$  que coinciden con valores elevados de TOC wt% y del IH en el Toarciano inferior, el Toarciano medio y el Toarciano/Aaleniano, respectivamente. La amplitud de la excursión isotópica negativa del carbono en la materia orgánica marina puede verse considerablemente exagerada por cambios en el origen de la materia orgánica, concretamente por la variación de las proporciones de materia orgánica terrestre y marina (Suan *et al.*, 2015). Se infiere un enriquecimiento de 3-4 % en C<sup>13</sup> de la MO terrestre en

comparación con la marina (Tipo II) para el Toarciano inferior en el Tethys occidental (Tyson, 1995; Sælen *et al.*, 2000; Hesselbo *et al.*, 2007). Por tanto, puede inferirse una diferencia en el origen de la MO para los intervalos Toarciano medio y Toarciano/Aaleniano estudiados en El Matuasto, donde los valores del IH apuntan a una mayor contribución de la MO marina. Sin embargo, las tendencias observadas para  $\delta C^{13}_{org}$  coinciden con las de  $\delta C^{13}$  en carbón ( $\delta C^{13}_{wood}$ ), y apuntan por tanto a una liberación de carbono isotópicamente ligero a los reservorios oceánicos y atmosféricos durante las tres excursiones isotópicas negativas aquí observadas. Así, el  $\delta C^{13}_{org}$  llevaría una firma “global”. A continuación, se discuten los eventos registrados.

El detallado marco bioestratigráfico basado en nanofósiles calcáreos se combinó con el extenso set de datos geoquímicos, permitiendo el reconocimiento de diferentes intervalos (Fig. 20). La mayor parte de la sección El Matuasto I muestra valores de TOC estables y relativamente bajos, correspondiendo a un contenido de materia orgánica principalmente de origen terrestre. Además, el  $\delta C^{13}_{org}$  muestra valores bastante estables en torno a -23‰. Hacia el tope de El Matuasto I y la base de El Matuasto II, se registra una excursión negativa de  $\delta C^{13}_{org}$  (hasta -26‰) junto con un aumento del TOC (hasta ~2 wt%; 33,3 a 39 m) (Fig. 25). La ocurrencia de *Carinolithus superbus*, marcador de la Biozona NJT6 (37,8 m), permitió correlacionar este  $\delta C^{13}_{org}$  negativo con estratos del Tethys occidental equivalentes en el tiempo que registran el intervalo del evento de anoxia del Toarciano (T-OAE) (Menini *et al.*, 2019; Ferreira *et al.*, 2019). El evento anóxico ha sido identificado en el sur (Al-Suwaidi *et al.*, 2010; 2016) y el norte (Al-Suwaidi *et al.*, 2022) de la Cuenca Neuquina, con excursiones isotópicas negativas de hasta -31,3‰ y enriquecimientos de TOC superiores al 10 wt%. En la localidad estudiada en esta tesis, la excursión isotópica no alcanza valores muy negativos (hasta -25,64‰), en tanto que el incremento de materia orgánica no supera el 5 wt%. No obstante, estas características coinciden con las condiciones atestiguadas en otras localidades durante el Toarciano temprano, y representan los distintos comportamientos de las cuencas en función de condiciones marinas más abiertas o restringidas.

El intervalo del Toarciano medio (NJT7) –registrado en El Matuato II- se caracteriza por valores altos de TOC (hasta ~4 wt%) con una mezcla de materia orgánica terrestre y marina, y los valores  $\delta C^{13}_{org}$  muestran una excursión negativa de gran amplitud. Otro intervalo con valores altos de TOC y una excursión positiva de  $\delta C^{13}_{org}$  de gran



amplitud se registra en la Biozona NJT8 (que abarca el Toarciano-Aaleniano), en la porción superior de El Matuato II y la inferior de El Matuato III.

La relación Si/Al fluctúa mucho en El Matuato I y II y está relacionada con la frecuente ocurrencia de niveles siliciclásticos relacionados con eventos de resedimentación. Los valores del índice se hacen más estables en El Matuato II y son relativamente bajos en El Matuato III, de la mano de una menor ocurrencia de niveles siliciclásticos. Curiosamente, la relación V/A –relacionada con condiciones *redox* favorables– es alta en los intervalos donde también aumentan los valores de TOCwt%. Este peculiar patrón podría ser indicativo de una tendencia general en la cuenca a la intensificación de

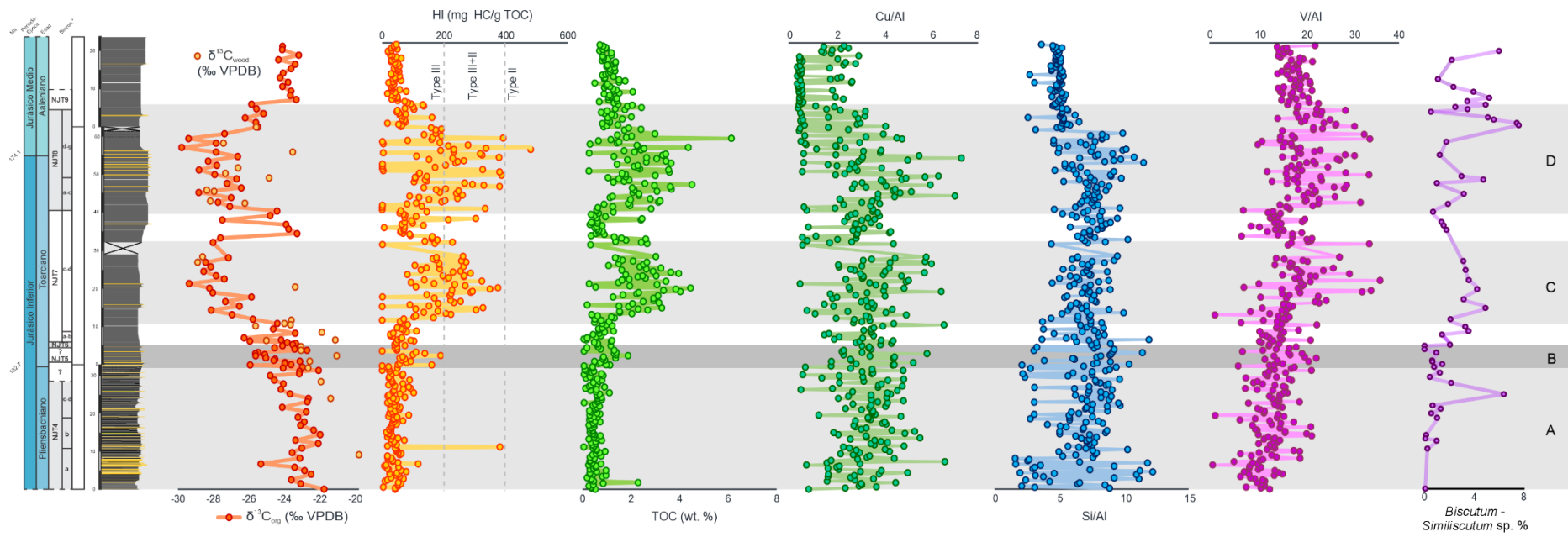
condiciones marinas restringidas y disóxicas, a pesar de los frecuentes aportes siliciclásticos (que han sido interpretados como turbiditas distales o como tempestitas) que probablemente produjeron la reoxigenación de las aguas profundas.

Enigmáticamente, las dos excursiones isotópicas de gran amplitud registradas en el Toarciano medio y en el intervalo Toarciano-Aaleniano coinciden con la elevada proporción de nanofósiles calcáreos de la familia Biscutaceae (Fig. 25). Las especies de este grupo son sensibles al contenido de nutrientes en las aguas superficiales (*e.g.*, Roth, 1981; Roth y Bowdler, 1981; Premoli Silva *et al.*, 1989; Watkins, 1989; Coccioni *et al.*, 1992; Mattioli *et al.*, 2004b; Bornemann *et al.*, 2005; Linnert *et al.*, 2011; Duchamp-Alphonse *et al.*, 2007; Brace y Watkins, 2015), por lo que su registro aquí posiblemente corresponda a períodos de mayor productividad primaria marina dentro de la Cuenca Neuquina. Aunque las evidencias del T-OAE ya fueron registradas en otras partes de Sudamérica (Argentina, Al-Suwaidi *et al.*, 2022; Chile, Fantasia *et al.*, 2018b), es la primera vez que se documentan en esta zona excursiones negativas de  $\delta C^{13}_{org}$  junto con enriquecimientos de TOCwt% de gran amplitud y evidencias alta productividad basada en nanofósiles. El evento en el Toarciano/Aaleniano ha sido reportado para el hemisferio sur, en la Cuenca Andina (Chile; Fantasia *et al.*, 2022). Los principales eventos tectónicos y magmáticos, como un pico de actividad magmática en la provincia de Karoo-Ferrar y el aumento de la propagación en los océanos Atlántico central y de Liguria se produjeron entre el Toarciano tardío y el Aaleniano temprano (Dera *et al.*, 2011 y sus referencias). El aumento de las emisiones de dióxido de carbono con valores de  $C^{12}$  ligeros relacionado con estos eventos magmáticos podría explicar la excursión negativa  $\delta C^{13}_{org}$  registrada en este estudio. En el mismo lapso temporal, también se ha inferido una secuencia regresiva

(Hardenbol *et al.*, 1998). La ocurrencia de importantes acontecimientos bióticos, como una reducción de la abundancia y riqueza de amonites y dinoflagelados (vér la síntesis de Fantasia *et al.*, 2022), apuntan a cambios bióticos y ambientales suprarregionales a lo largo del intervalo Toarciano-Aaleniano.

Comparativamente, el Toarciano medio ha recibido menos atención hasta ahora. Sin embargo, Krencker *et al.* (2015) documentaron una perturbación isotópica de carbono caracterizada por un giro negativo del  $\delta C^{13}_{carb}$  en el Toarciano medio de Marruecos. Esto fue relacionado con un cambio importante en la sedimentación, pasando del dominio de carbonatos al de clásticos, lo que apunta a una crisis en la producción de carbonatos, un aumento de las relaciones de isótopos de oxígeno y una disminución de las tasas de acumulación de fósforo. Este patrón se ha relacionado con un evento de enfriamiento transitorio, potencialmente desencadenado por eventos pulsátiles de emanación masiva de SO<sub>4</sub> en el contexto de la gran provincia ígnea Karoo (Krencker *et al.*, 2015).

Por lo tanto, existen pruebas convincentes de perturbaciones recurrentes del ciclo global del carbono durante el Toarciano y el Aaleniano, que son mucho menos conocidas que el registro del T-OAE. La evolución de las condiciones ambientales a lo largo del Toarciano ha sido hasta ahora infravalorada en comparación con el Toarciano temprano. Sin embargo, las evidencias de cambios climáticos y ambientales durante el Toarciano y el Aaleniano en la Cuenca Neuquina sugieren que este lapso de tiempo podría representar un intervalo clave para identificar y analizar nuevos eventos de impacto global en la historia de la Tierra.



**Figura 25.** Integración de la bioestratigrafía y la información geoquímica. En gris los intervalos reconocidos, el más oscuro corresponde al equivalente temporal del T-OAE.

## Paleobiogeografía

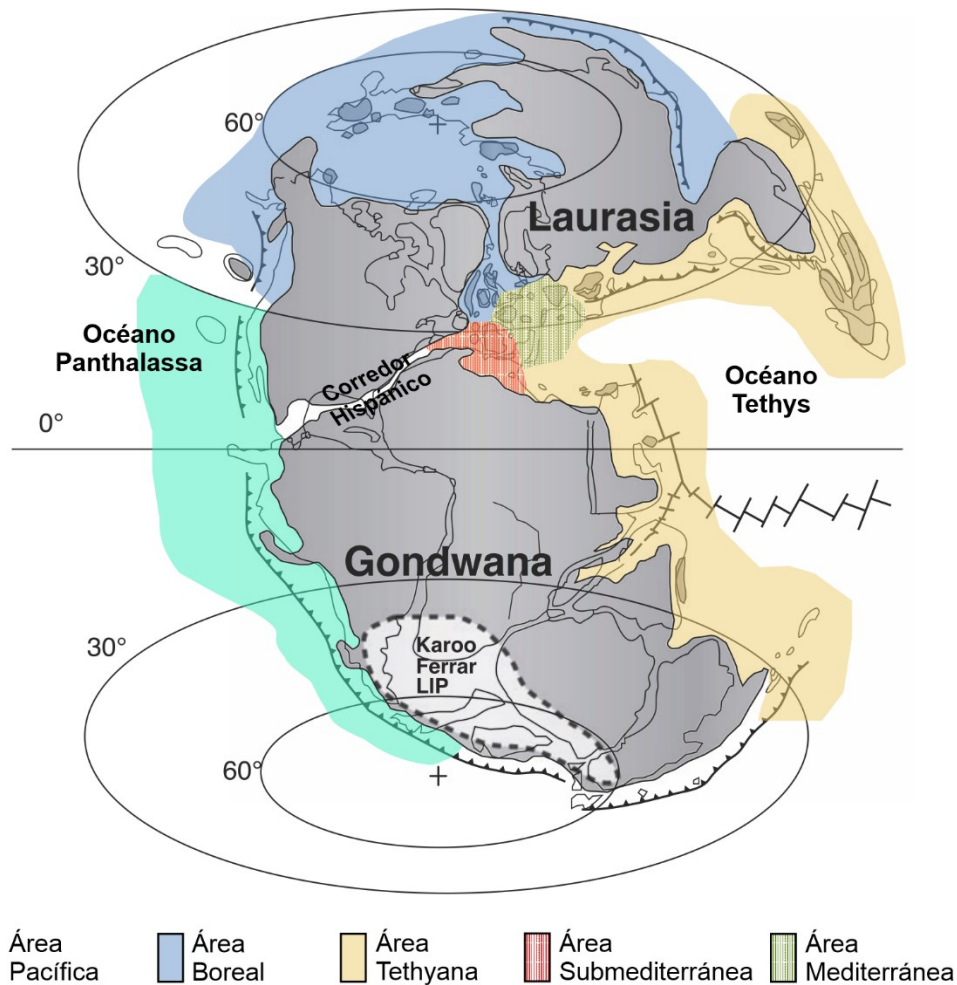
Los tres reinos faunísticos jurásicos (Boreal, del Tethys y Pacífico) fueron erigidos en base a la distribución de amonites (Arkell, 1956). Sin embargo, Hallam (1969, 1975) reconoce sólo los dos primeros, al ser fácilmente identificables por diversos grupos de invertebrados, y propone al Pacífico como una provincia dentro del Tethys. Pese a que la distribución de las nanofloras jurásicas aun no es bien conocida y/o está sesgada fuertemente por la cantidad de información proveniente de Europa, puede reconocerse el provincialismo tripartito (Bown y Cooper, 1998) (Fig. 26). Dentro del Reino del Tethys se distinguen además las provincias Mediterránea (*e.g.* Italia central, Mattioli y Erba, 1999) y Submediterránea (*e.g.* Portugal, Ferreira *et al.*, 2019). La figura de un Reino Austral fue esbozada en los trabajos de Wise y Wind (1977) y Bown (1992a) como la contraparte del Reino Boreal. Aunque se han reportado endemismos en altas latitudes y distribuciones bipolares en el Cretácico, esto contraría una distribución de cefalópodos poco distintiva para este reino (Bown y Cooper, 1998). Bown (1987a, 1992b) incluye en el Reino Pacífico las localidades de Picún Leufú (Argentina) y las islas Queen Charlotte (Canadá). Aquí nos referimos al Reino Pacífico Austral para tratar específicamente las locaciones del océano Pacífico sudoriental (Chile, Fantasia *et al.*, 2018a; Perú, Pérez Panera *et al.*, 2021a, b, 2022; Argentina, Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022).

La raíz del provincialismo durante el Jurásico ha sido largamente debatida, invocando gradientes térmicos, profundidad de la columna de agua, barreras terrestres, asociaciones de facies y salinidad (*e.g.*, Arkell, 1956; Sato, 1960; Stevens, 1963; Ziegler, 1964; Imlay, 1965; Jeletsky, 1965; Ager, 1967; Hallam, 1969). Hallam (1972, 1975) propone la “estabilidad ambiental” para distinguir entre regiones con influencia oceánica, más estables, y regiones con mares epíricos, de condiciones variables. Reid (1973) sugiere agregar a la lista los efectos estacionales como la incidencia de la luz solar y la productividad primaria.

### Características del Reino Pacífico Austral

La relativamente alta abundancia de *Mitrolithus jansae* caracteriza las nanofloras del Jurásico Inferior del Tethys occidental (Bown, 1987a; Bown y Cooper, 1998). Esta especie está típicamente ausente en el Reino Pacífico Austral, con una única y muy rara ocurrencia reportada para la Cuenca Andina (Fantasia *et al.*, 2018a). Otras formas consideradas esencialmente “tethyanas” por Bown (1987a, 1992a) y Bown y Cooper

(1998), como *Biscutum grande*, *Crepidolithus timorensis*, *Mitrolithus lenticularis*, *Similiscutum finchii* y *Schizosphaerella punctulata*, fueron registradas en las asociaciones de nanofósiles aquí estudiadas (El Matuasto I), y previamente reportadas en altas latitudes del hemisferio sur (Angelozzi, 1988; Pérez Panera y Angelozzi, 2015; Angelozzi y Pérez Panera, 2016; Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2019, 2022).



**Figura 26.** Provincialismo en el Jurásico Temprano. Las áreas corresponden a los tres reinos y las dos subprovincias reconocidas para la distribución de los nanofósiles. Mapa adaptado de Dera *et al.* (2011), áreas basadas en Hallam (1969), Mattioli y Erba (1999), y Damborenea *et al.* (2013).

Bown (1987a) también ubica dentro del grupo “tethyano” a *Mazaganella protensa*, *M. pulla* y *Timorella cypella*. Las especies de *Mazaganella* no se observaron en este estudio, pero ya han sido registradas para la Cuenca Neuquina (Angelozzi y Ronchi, 2002). Únicamente *T. cypella* no ha sido observada en el Pacífico sudoriental. Estas diferencias observadas en las características de la composición taxonómica de los

ensambles en los diferentes reinos y provincias, responden tanto a un control paleoambiental sobre los nanofósiles calcáreos, de acuerdo a las características de diferentes parámetros como la salinidad o la temperatura superficial de las aguas en cada una de estas áreas, así como a la capacidad de dispersión de este grupo, en parte condicionada por la paleogeografía global durante el Jurásico Temprano y Medio.

## Modelos de dispersión

La distribución de organismos del Paleozoico y Mesozoicos temprano tanto en el área del Tethys como en el margen occidental de Gondwana ha tratado de explicarse de diversas maneras. La conexión entre los océanos Tethys y Pacífico (=Panthalassa) durante el Jurásico es un tópico largamente debatido en la literatura (*e.g.*, Hallam, 1973, 1977a, b; Stevens, 1963; Ross y Ross, 1983, 1985; Newton, 1988; Damborenea *et al.*, 2013; Sha y Smith, 2014) y existen varios modelos para explicar esta distribución.

Los **desplazamientos tectónicos** implican la relocalización de terrenos originados en una masa continental y adosados posteriormente a otra, observándose luego similitudes en la distribución de las floras y las faunas asociadas. Podemos citar como ejemplo el caso del Terreno Cuyania (Precordillera Argentina); las faunas de trilobites, braquiópodos y bivalvos pasaban de una afinidad netamente lauréntica durante el Cámbrico a formas típicamente gondwánicas en el Ordovícico (Benedetto, 1993, 2004). En base a estas observaciones y otras evidencias geológicas, Benedetto (1993) propuso el “modelo microcontinental”, donde presenta a la Precordillera como un terreno alóctono desprendido de la región de Ouachita, sur de los Apalaches (USA, en ese entonces parte de Laurentia). Luego de una deriva prolongada por el océano Iapetus, este terreno colisionó contra el margen proto-andino de Gondwana (Benedetto, 2004; Ramos, 2004). No obstante, si bien para algunos terrenos occidentales jurásicos del continente americano se había inferido su origen en el Pacífico centro-occidental (Tozer, 1982; Silberling, 1985; Hallam, 1986), los avances en los modelos paleomagnéticos de la época (*e.g.*, Debiche *et al.*, 1987) llamaban a reflexionar sobre esta interpretación. A su vez, la presencia de algunos grupos “tethyanos” como foraminíferos paleozoicos (Monger y Ross, 1971) y triásicos (Gaździcki y Reid, 1983) y bivalvos jurásicos (Damborenea, 1987a, b) no podía ser explicada adecuadamente con el modelo de desplazamiento tectónico.

El modelo de **distribuciones pantropicales** (Newton, 1988) fue propuesto con el fin de constituir una hipótesis contra la cual contrastar otros modelos. Aunque se había

sugerido tímidamente con anterioridad, es Newton (1988) quien desarrolla el modelo comparando distribuciones de especies paleozoicas, mesozoicas y actuales, tanto de afinidades tethyanas y presentes en las cordilleras americanas, como aquellas estrictamente confinadas al océano Tethys y/o el Pacífico indoriental. También considera en su análisis los patrones de circulación de las corrientes ecuatoriales y su influencia en la dispersión de algunos organismos. En un interesante intercambio publicado en la revista *Science*, donde la propuesta fue criticada (Smith y Westermann, 1990; Stanley y Yancey, 1990), la autora volvió a enfatizar que el modelo pantropical no es una explicación universal para las distribuciones pacífico-tethyanas, ni busca sustituir otras propuestas sobre el tema (Newton, 1990).

Una tercera posición en las teorías paleobiogeográficas está marcada por la presencia de los **pasajes marinos**. Durante el Jurásico, el Tethys estuvo conectado con diversas masas de agua. La conformación del Corredor Hispánico durante el Jurásico Temprano permitió el contacto del sector oeste del Tethys con el Pacífico oriental (Ziegler, 1971; Schmidt-Effing, 1976; Damborenea y Manceñido, 1979; Hallam, 1983; Smith, 1983; Westermann y Riccardi, 1985; van de Schootbrugge *et al.*, 2005b; Damborenea *et al.*, 2013; Porter *et al.*, 2013). En el mismo intervalo de tiempo y hacia el sector noroccidental, la aparición del Corredor Vikingo o Pasaje Laurásico unió el mar Ártico con el mar epicontinental europeo (Hallam, 1977b; Bjerrum *et al.*, 2001; Mattioli *et al.*, 2008; Mitchell *et al.*, 2011; Caswell y Coe, 2014; Korte *et al.*, 2015; Munier *et al.*, 2021; Pieńkowski *et al.*, 2021). Finalmente, en el Jurásico Tardío empiezan las conexiones con el Pacífico Austral a través del Pasaje Trans-Eritreo (Hallam, 1980, 1983; Gasparini, 1992; Fernández, 1997; Gasparini y Fernández, 1997; O’Gorman *et al.*, 2018).

## El Corredor Hispánico

La ubicación del Corredor Hispánico (Smith, 1983) –también llamado “*Panama-Strasse*” (Erben, 1956), “*Caribbean Seaway*” (Iturrealde-Vinent, 2003a, b, 2006; Gasparini e Iturrealde-Vinent, 2006; O’Gorman *et al.*, 2018) o “*Western Pangaeon Epicontinental Seaway*” (Iturrealde-Vinent, 2003a, b)– corresponde al sector generado por la disgregación de Pangea entre el noreste de África, el norte de América del Sur, el sur de América del Norte y el oeste del océano Tethys; donde luego harán su aparición el océano Atlántico Central y el mar Caribe (Smith, 1983; Smith y Tipper, 1986; Salvador, 1987; Pindell, 1994; Pindell y Tabbutt, 1995; Iturrealde-Vinent, 2003b; Scotese, 2014) (Fig. 26). Numerosos autores acuerdan en el rol del Corredor Hispánico como una vía de

dispersión para varias especies entre el Pacífico oriental y el Tethys, en los inicios del Mesozoico (Ziegler, 1971; Schmidt-Effing, 1976; Damborenea y Manceñido, 1979; Smith, 1983, 1999; Hallam, 1983; Riccardi, 1991; Damborenea, 2000; Aberhan, 2001, 2002; Sha, 2002, 2019; Longridge *et al.*, 2008; Ferrari, 2011; Joral *et al.*, 2011; Alberti *et al.*, 2012; Gouric Cavalli, 2013; Baeza-Carratalá *et al.*, 2017). Sin embargo, lo que aun está en debate es el momento de su apertura, dado que la evidencia geológica y paleontológica es conflictiva respecto a este hito.

### Evidencias geológicas

Si bien la apertura del Atlántico Central ha sido acotada al Toarciano (Labails *et al.*, 2010; Kneller *et al.*, 2012), aun no hay consenso sobre el momento de separación entre América del Sur y del Norte. Desde una perspectiva tectónica, algunos modelos ubican la apertura del proto-Caribe en el Jurásico Temprano (Stampfli y Borel, 2004), en tanto otros apuntan a una prolongada extensión cortical que finaliza con la apertura en el Jurásico Tardío (Pindell y Kennan, 2009). La escasez de sedimentos marinos de aguas profundas en el área del Corredor en el Jurásico Temprano (*e.g.*, Exton y Gradstein, 1984; Riegraf *et al.*, 1984; Wiegand, 1984a, b) y una corteza oceánica proto-caribeña datada para el Jurásico Tardío (Salvador, 1987; Iturralde-Vinent, 2006; Baumgartner, 2013; Pindell y Kennan, 2009) parecieran indicar una conexión completa entre ambos océanos hacia el Jurásico Tardío (Smith y Stipper, 1986; Newton, 1988; Scotese, 2001, 2014; Bortolotti y Principi, 2005).

Luego de analizar la presencia y distribución de sedimentos pelágicos jurásicos y cretácicos tempranos del Atlántico Central y el proto-Caribe, Baumgartner (2013) cuestiona la existencia de una corriente trans-pangéica ecuatorial. El autor considera que el Atlántico Central y el proto-Caribe del Jurásico podrían interpretarse como cuencas oceánicas mediterráneas actuales, con una conexión pobrísima con el Pacífico y el Tethys, y cuyas aguas eran más oligotráficas que las de dichos océanos. Baumgartner (2013) propone entonces el modelo de “pluma fluvial del Caribe” para explicar la elevada fertilidad superficial del Tethys occidental, como alternativa a una corriente de *upwelling*. En línea con la inexistencia del pasaje marino trans-continental, Brunetti *et al.* (2015) argumentan que la batimetría durante el Jurásico Medio tardío del Atlántico Central y el proto-Caribe solo habría permitido una corriente conectora hacia el oeste muy débil entre el Tethys y el Pacífico oriental. En una de sus modelizaciones, donde el límite occidental



del proto-Caribe está cerrado, se darían las condiciones concordantes con un ambiente oligotrófico en el Atlántico Central, tal como planteara Baumgartner (2013).

No obstante, otros trabajos sugieren que las corrientes pantropicales del Jurásico existían y tenían una orientación este-oeste (e.g., Parrish, 1992; Sha *et al.*, 2014). Ruvalcaba Baroni y colaboradores (2018) modelaron la circulación del agua en el mar epicontinental europeo (Tethys occidental) durante el Toarciano (Jurásico Temprano), combinando información geoquímica (i.e., carbono orgánico total, Fe/Al, Mo, Mn, S, V, etc.) de distintas localidades noroccidentales del Tethys. Sus resultados indican que las aguas marinas en la región tethyana giraban en sentido horario, controlando la distribución del oxígeno, y que el patrón principal de circulación del océano Tethys consistía en una fuerte corriente ecuatorial hacia el oeste. Las simulaciones de Dera y Donnadiou (2012) también identifican este esquema de circulación en el Toarciano. Esta corriente arrastraba las aguas del mar epicontinental europeo hacia el océano Pacífico a través del Corredor Hispánico y –aunque superficialmente- el movimiento se ralentizaba en la desembocadura del corredor, pero mantenía el sentido horario a lo largo de las costas oriental y suroccidental de Laurasia (Ruvalcaba Baroni *et al.*, 2018). Asimismo, tal como hicieron notar entonces Smith y Tipper (1986), debe tenerse en mente que la ausencia de corteza oceánica en el fondo del Corredor Hispánico al menos hasta el Jurásico Medio-Tardío no inhibe el desarrollo previo de vías marinas sobre la corteza continental, considerando además que el proceso de *rifting* es extendido en el tiempo.

#### Evidencias paleontológicas

Respecto al diverso registro fósil, este indicaría la apertura del Corredor Hispánico en el Triásico Tardío-Jurásico Temprano (e.g., Guérin-Franiette, 1990; Riccardi, 1991; Mousterde y Elmi, 1993; Damborenea, 2000; Sha, 2000, 2002, 2019; Aberhan, 2001, 2002; van de Schootbrugge *et al.*, 2005b; Damborenea *et al.*, 2013; Sha *et al.*, 2014). Si bien el corredor podría haber sido funcional desde el Noriano (Sandy y Stanley, 1993; Yancey *et al.*, 2005) o el Rhaetiano (Márquez-Aliaga *et al.*, 2010), varios estudios sugieren su clara existencia recién a partir del Hettangiano-Sinemuriano (Guérin-Franiette, 1990; Riccardi *et al.*, 1991; Mousterde y Elmi, 1993; Stanley y Beauvais, 1994; Damborenea, 2000; Sha, 2000, 2002; Arratia y Hikuroa, 2010; Ferrari, 2011; Porter *et al.*, 2013, Ferrari y Bessone, 2015), y la gran mayoría apuntan al Pliensbachiano (e.g., Damborenea y Manceñido, 1979; Riccardi, 1991; Aberhan, 2001, 2002; Arias, 2006, 2008; Angelozzi y Pérez Panera, 2016; Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2019, 2022).

El ejemplo emblemático que ilustra la existencia del Corredor Hispánico desde el Jurásico Temprano es el bivalvo *Weyla*. La distribución de este género, restringido al Jurásico Inferior (Damborenea y Manceñido, 1988), se da en la cordillera de América del Sur y del Norte y en localidades del Tethys occidental, pero no ha sido hallado en el Pacífico occidental ni la región del Tethys oriental. Esta disposición fue explicada por la presencia de un pasaje marino a través de Pangea que permitió a *Weyla* migrar hacia el oeste del Tethys (Damborenea y Manceñido, 1979; Hallam, 1983; Damborenea, 1987b). Dicha conexión trans-continental fue puesta en duda por Newton (1988) al evaluar la relación entre *Weyla* y su posible ancestro *Tosapecten*. Newton (1988) sostenía que si *Tosapecten* –un género predominante del Pacífico occidental y con un cuestionable registro en Norteamérica– resultaba ser el antecesor de *Weyla*, el linaje se habría originado entonces en el Pacífico occidental-Tethys oriental, con lo cual podía prescindirse de la teoría del corredor. Sin embargo, Damborenea y Manceñido (1979) habían demostrado que *Weyla* se originó en el oeste de Pangea en el Hettangiano (Jurásico Temprano bajo); en tanto que Waller y Stanley (2005), en su enmienda de la Subfamilia Tosapectininae, puntualizan que la morfología de los miembros del Grupo *Weyla* no corrobora la descendencia filogenética a partir de *Tosapecten*. Es entonces que la distribución de *Weyla* desde el Pacífico oriental hacia la región occidental del Tethys, a partir del Pliensbachiano, habría tenido lugar a través del Corredor Hispánico (Damborenea, 2000; Aberhan, 2001).

Notoriamente, la mayoría de los estudios paleontológicos que discuten el momento de apertura del corredor –o dan cuenta de su existencia– se focalizan en microfósiles (e.g., Erben, 1956; von Hillebrandt, 1973, 1981, 2002; Broglio-Loriga y Neri, 1976; Damborenea y Manceñido, 1979, 1988; Schmidt-Effing, 1980; von Hillebrandt y Schmidt-Effing, 1981; Hallam, 1983; Smith, 1983, 1999; Smith y Tipper, 1986; Nauss y Smith, 1988; Guérin-Franiate, 1990; Manceñido y Damborenea, 1990; Riccardi *et al.*, 1991; Manceñido y Dagens, 1992; Mouterde y Elmi, 1993; Sandy y Stanley, 1993; Stanley y Beauvais, 1994; Jakobs, 1995; Boomer y Ballent, 1996; Baker y Manceñido, 1997; Gasparini *et al.*, 1997; Aberhan y von Hillebrandt, 1999; Damborenea, 2000; Sha, 2000, 2002, 2019; Aberhan, 2001, 2002; Smith *et al.*, 2001; Iturralde-Vinent, 2003a, b; Moyne *et al.*, 2004; Venturi *et al.*, 2006; Longridge *et al.*, 2008; Ballent, 2009; Squires y Saul, 2009; Arratia y Hikuroa, 2010; Márquez-Aliaga *et al.*, 2010; Ferrari, 2011; Joral *et al.*, 2011; Alberti *et al.*, 2012; Sha y Smith, 2014;

Fernandez-Lopez y Pavia, 2015; Arratia, 2015; Barrientos-Lara *et al.*, 2015; Ferrari y Bessone, 2015). Quedan relegados los aportes desde la micropaleontología (Bown, 1992a; Ballent y Whatley, 1995; Boomer y Ballent, 1996; van de Schootbrugge *et al.*, 2005b; Arias, 2006, 2007; Ballent, 2009; Angelozzi y Pérez Panera, 2016; Martínez y Olivera, 2016; Plancq *et al.*, 2016; López Martínez *et al.*, 2017; Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2019, 2022) y la geoquímica (van de Schootbrugge *et al.*, 2005b; Dera *et al.*, 2009, 2014; Porter *et al.*, 2013; Mercuzot *et al.*, 2019).

Los nanofósiles calcáreos (Bown, 1992a; Angelozzi y Pérez Panera, 2016; Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022) y otros grupos de microfósiles (Riccardi *et al.*, 1991; Ballent y Whatley, 1995; Boomer y Ballent, 1996; van de Schootbrugge *et al.*, 2005b; Ballent, 2009; López Martínez *et al.*, 2017) implican la existencia de una variable en sus respectivas biogeografías: una corriente oceánica. El modo de vida planctónico de estos organismos supedita su movilidad a la presencia de una corriente marina. La distribución de los nanofósiles calcáreos estudiados en esta tesis implicaría la movilidad de las masas de agua pacíficas y tethyanas y la existencia de un pasaje marino. La presencia de una corriente ecuatorial de orientación este-oeste (Parrish, 1992; Dera y Donnadieu, 2012; Sha *et al.*, 2014; Ruvalcaba Baroni *et al.*, 2018) soporta la existencia del Corredor Hispánico, y fortalece la hipótesis de su uso como vía de dispersión para organismos planctónicos. También, los análisis isotópicos figuran la influencia de aguas pacíficas en el Tethys occidental durante el Jurásico Temprano (Dera *et al.*, 2009; Porter *et al.*, 2013; Mercuzot *et al.*, 2019).

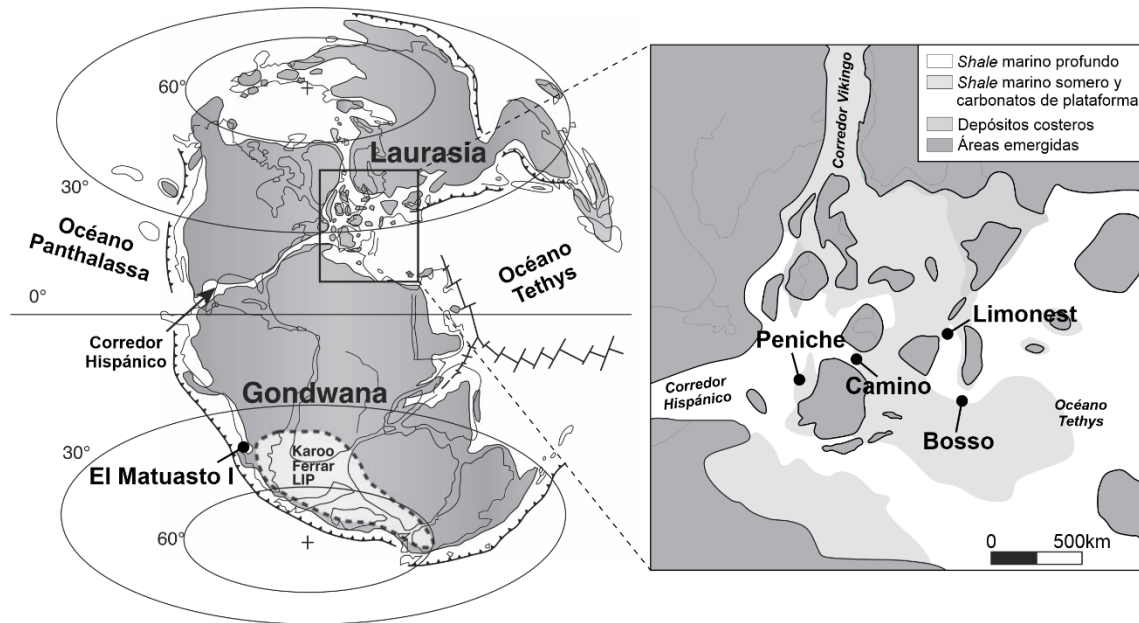
Desde su origen, los nanofósiles calcáreos estuvieron restringidos a los mares epicontinentales y no colonizaron el océano abierto hasta el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Roth, 1986; Bown *et al.*, 2004; Suchéras-Marx *et al.*, 2019). Por ende, la ausencia de mares epíricos continuos entre el Tethys y el Pacífico oriental constituye un problema para la dispersión de estos organismos entre ambos océanos antes de dicho tiempo. La hipótesis del Corredor Hispánico parece ser la vía más factible al menos desde el Pliensbachiano (Jurásico Temprano). Pero en el Triásico Tardío y la base del Jurásico (Sinemuriano, Hettangiano) la explicación del Corredor pierde un poco de sustento. Si bien se ha mencionado que algunos autores postulan la funcionalidad del Corredor desde el Triásico Tardío (Sandy y Stanley, 1993; Yancey *et al.*, 2005; Márquez-Aliaga *et al.*, 2010), conforme a la mayoría de las reconstrucciones paleogeográficas y estudios paleobiogeográficos, aparentemente el Corredor Hispánico se habría activado –

probablemente de manera intermitente— recién a partir del Jurásico Temprano (e.g., Damborenea y Manceñido, 1979; Riccardi, 1991; Damborenea, 2000, 2018; Aberhan, 2001; Damborenea *et al.*, 2013; Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2019, 2022). Pérez Panera *et al.* (2022) proponen como alternativa que la dispersión del nanoplancton calcáreo durante el Triásico Tardío tuvo lugar a lo largo del Pacífico, desde el sudeste del Tethys hasta el Pacífico oriental, a través de las corrientes hacia el este ubicadas al sur y norte de dicho océano, en latitudes medias y altas. En este escenario, el nanoplancton debería haber sido capaz de sobrevivir en mar abierto, ya que no existían plataformas desarrolladas que conectaran ambos océanos (Pérez Panera *et al.*, 2022). Sin embargo, estos autores advierten que esta vía de dispersión habría sido estresante para los nanofósiles calcáreos y, según los datos disponibles, hay una importante pérdida de riqueza a lo largo de la misma.

### Grado de similitud entre los reinos Pacífico Austral y del Tethys

Los ensambles de nanofósiles calcáreos del perfil El Matuasto I guardan gran similitud con los ensambles del Tethys occidental y, de acuerdo al análisis estadístico, particularmente con las asociaciones de la sección Camino, en la Cuenca Vasco-Cantábrica (España) (Fraguas *et al.*, 2015) (Fig. 27). Entre sus componentes, resalta la presencia del grupo de *Similiscutum cruciulus*, marcador de la biozona NJT4, *Biscutum grande*, marcador de la sub-biozona NJT4a, como también *Lotharingius barozii*, *S. finchii* y *S. giganteum*, que delimitan la base del intervalo de las sub-biozonas NJT4c-NJT4d (en este estudio), y *Mitrolithus lenticularis* y *Schizosphaerella punctulata*, elementos típicos de los ensambles tethyanos (Bown, 1987a). Además, la presencia de *B. grande* indica el límite entre las biozonas standard de amonites *Ibex* y *Davoei* (Pliensbachiano Inferior), en tanto que el FO de *L. barozii* indica el límite entre el Pliensbachiano inferior y superior (ZAS *Davoei-Margaritatus*) en ambas regiones. Es decir, que tanto la composición taxonómica, como el sincronismo de muchos de los eventos reconocidos, indican una estrecha similitud entre el registro de la Cuenca Neuquina y la Cuenca Vasco-Cantábrica.

Si bien la relación entre todas las asociaciones contempladas es esperable, llama la atención que la localidad tethyana más similar a El Matuasto no sea la que se ubica inmediatamente en el inicio del corredor (Peniche), sino que la misma esté algo más alejada y a medio camino entre las dos localidades más similares entre sí (Peniche-Limonest) de acuerdo con el análisis estadístico.



**Figura 27.** Mapa esquemático donde se señala la ubicación del Corredor Hispánico y las localidades comparadas: El Matuasto (Cuenca Neuquina), Peniche (Cuenca Lusitana), Camino (Cuenca Vasco-Cantábrica), Limonest (Cuenca Vocontiana) y Bosso (Cuenca de Umbria-Marche); modificado de Dera *et al.* (2011) y Remírez y Algeo (2020b).

El agrupamiento El Matuasto-Camino tiene un índice de *bootstrap* bajo (55) comparado con el de Peniche-Limonest (75), lo que redundará en una mayor *cohesión* del segundo grupo en cuanto a similitud (ver [fig. 14](#) en “Resultados”). Se infiere que estas diferencias se deben a las especies reportadas en cada localidad. En consecuencia, podemos ver cómo la sección de Bosso está relacionada con las otras localidades tethyanas por la presencia de *Mitrolithus jansae*, una especie ausente en las asociaciones del Pacífico, pero, a su vez, se trata del perfil con el índice de riqueza específica más bajo, quedando *alejado* en el análisis de agrupamiento. La distribución y abundancia de los taxa están ligadas a las condiciones ambientales, aunque la preservación –y la cantidad de muestras estudiadas– también juegan un papel importante en este caso. Un análisis más profundo podría arrojar más claridad, al sumar otras localidades y ampliar el rango estratigráfico. Además, si el mismo contemplara abundancias, y no solo presencias/ausencias de especies, sin dudas las relaciones de similitud podrían modificarse un poco. En cualquier caso, es interesante que la sección de El Matuasto I muestra una mayor similitud con las localidades más occidentales del Tethys.

## Explicación parsimoniosa

Si bien las propuestas sobre rutas de dispersión son diversas, la escasez en el registro del Jurásico Temprano de los nanofósiles calcáreos en particular, y de otros grupos en general, a lo largo de todo el borde suroriental de Gondwana aumenta la incertidumbre de la validez de algunos modelos para explicar su distribución. El Corredor Hispánico puede no haber sido la única vía de dispersión durante el Jurásico Temprano (Newton, 1988; Riccardi, 1991; Ferrari, 2011, 2014; Damborenea *et al.*, 2013; Pérez Panera *et al.*, 2022), aunque resultaría ser la más natural para varios organismos, entre ellos los nanofósiles calcáreos (Ballent y Whatley, 1995; Cantalice *et al.*, 2008; Sha, 2019; Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2022).

Teniendo en cuenta que los procesos de *rifting* se desarrollan a lo largo de millones de años, es factible pensar en la existencia de mares epicontinentales, aun cuando la corteza oceánica no se ha desarrollado (Hallam, 1977b; Smith y Tipper, 1986). A su vez, estos mares habrían tenido una profundidad suficiente para generar corrientes oceánicas, considerando los desniveles del fondo marino producto de los grábenes y hemigrábenes generados durante el proceso de *rifting* (Smith, 1983). Más aún, el nivel eustático global osciló, aumentando gradualmente a lo largo del Jurásico (Hallam, 2001; Haq y Al-Qahtani, 2005; Mehlqvist *et al.*, 2009; van der Meer *et al.*, 2017; Ruban y Sallam, 2018). La movilización circumgondwánica de los nanofósiles calcáreos parece poco probable, considerando que los registros se vuelven cada vez más escasos –o inexistentes– a medida que se alejan del Tethys occidental. El Corredor Hispánico habría funcionado intermitentemente en los inicios del Jurásico Temprano (Hettangiano a Sinemuriano) para luego dar lugar a una conexión cada vez más franca a partir de mediados y fines de aquel intervalo (Pliensbachiano y Toarciano) (Damborenea, 2000; Aberhan, 2001). Las variaciones eustáticas habrían interferido en el pasaje en ambas direcciones del corredor para algunos organismos, modelando las asociaciones a lo largo del Jurásico, con elementos presentes en ambos océanos o especies restringidas a un hemisferio según el momento (*e.g.*, Ballent y Whatley, 1995).

El hecho de que las asociaciones de nanofósiles de El Matuasto I sean tan similares a las presentes en el Tethys occidental indicaría la existencia de un flujo genético entre las poblaciones, y esto es únicamente posible con una conexión efectiva entre ambos océanos, mínimamente desde el Pliensbachiano temprano. En la literatura, aunque comparativamente escasos, los trabajos sobre microfósiles abonan la hipótesis de apertura

en este momento (*e.g.*, Bown, 1992a; Ballent y Whatley, 1995; Boomer y Ballent, 1996; van de Schootbrugge *et al.*, 2005b; Porter *et al.*, 2013; Angelozzi y Pérez Panera, 2016; Chaumeil Rodríguez *et al.*, 2019, 2022).

## Capítulo 8 | CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS

“(…) la verdad es un punto de vista, y, por tanto, se puede cambiar”

Ἡπατία (Hipatia) de Alejandría

### Sistemática Paleontológica

A partir del estudio detallado de los nanofósiles calcáreos recuperados en muestras de afloramiento y subsuelo, se definieron lineamientos taxonómicos y se proporciona una base sistemática para los nanofósiles del Jurásico Temprano – Jurásico Medio de la Cuenca Neuquina.

Se realizaron las enmiendas del género *Lotharingius* y la especie *L. barozii*, ambas publicadas en Chaumeil Rodríguez *et al.* (2022). La revisión taxonómica de *Similiscutum giganteum* llevada a cabo en este estudio, fue incorporada en la publicación de esta nueva especie (Mailliot *et al.*, 2023).

Se reconocieron y diferenciaron dos morfotipos para *Calyculus* sp. y *Crepidolithus granulatus*, y tres morfotipos para *Tubirhabdus patulus*.

También se identificó por primera vez la presencia en la Cuenca Neuquina de *Biscutum profundum*, *Crepidolithus timorensis*, *Mitrolithus elegans*, *Parhabdolithus robustus* y el grupo *Similiscutum cruciulus*. Tanto *P. robustus* como el grupo *S. cruciulus* también se reportan por primera y segunda vez, respectivamente, para el área del Pacífico sudoriental.

### Bioestratigrafía local

Por primera vez, se documenta un registro extenso y continuo de nanofósiles calcáreos en la Cuenca Neuquina, cubriendo el intervalo Pliensbachiano-Aaleniano. Se encontraron algunas diferencias en los eventos con respecto a los esquemas de biozonación estándar. Sin embargo, tales diferencias son razonables considerando la ubicación paleogeográfica y las características paleoambientales-ecológicas de la Cuenca Neuquina.

La mayoría de las especies marcadoras aquí registradas permitieron una buena correlación con esquemas bioestratigráficos establecidos para Europa occidental. No



obstante, la ausencia de un esquema estratigráfico local dificulta el análisis de las asociaciones de nanofósiles como las previamente mencionadas, ya que la aplicación de biozonas ideadas para otros sitios –aun teniendo grandes similitudes– pone de manifiesto algunas diferencias notorias en el registro, que podrían explicarse por el componente latitudinal, la disponibilidad de nutrientes, los patrones migratorios controlados por las corrientes, etc.

En cierto modo, utilizar esquemas no locales, puede forzar o limitar las interpretaciones estratigráficas e incluso añadir cierta incertidumbre. Se vuelve imperativo, entonces, profundizar el estudio de las asociaciones de nanofósiles del Jurásico Temprano-Medio del hemisferio sur, en pos de generar una propuesta bioestratigráfica hecha a la medida de los registros locales y/o regionales, e integrarlo todo al panorama global, resaltando las peculiaridades de las comunidades de nanofósiles del margen sudoccidental de Gondwana.

Según este nuevo registro de nanofósiles calcáreos, el intervalo estratigráfico cubierto por la Formación Sierra Chacai Co es extendido desde el Pliensbachiano hasta el Pliensbachiano-Aaleniano inferior.

## Evolución paleoambiental

Estudiar el impacto de los cambios climáticos globales en las comunidades y ambientes marinos del pasado es clave para modelizar los paleoambientes, comprender el desarrollo de los ecosistemas actuales y reconocer las posibles amenazas asociadas a las actividades antropogénicas. La excursión isotópica de carbono equivalente en el tiempo al T-OAE junto con dos nuevos eventos significativos, distribuidos a lo largo del Toarciano-Aaleniano, son reconocidos aquí y comparados con la distribución de elementos mayoritarios y traza.

Las nuevas excursiones isotópicas negativas y los enriquecimientos en materia orgánica del Toarciano medio y del límite Toarciano-Aaleniano constituyen el primer registro en la Cuenca Neuquina y el segundo registro en el hemisferio sur para el intervalo Toarciano-Aaleniano. Un mayor análisis de estos nuevos eventos sería útil para mejorar nuestras interpretaciones paleoambientales a nivel regional y global. En relación con estos eventos, se pudo evaluar el impacto de éstos en la comunidad del nanoplancton. Estos eventos están acompañados por un aumento en la paleoproductividad y la proliferación de especies de pequeño tamaño, como el género *Biscutum*. Futuros estudios en estas

secciones, incluyendo mediciones de los cocolitos de determinadas especies, permitirán un mejor entendimiento de la respuesta del nanoplancton calcáreo frente a estas perturbaciones.

## Repensando el mapa desde el sur

Los análisis taxonómicos y bioestratigráficos permitieron identificar similitudes entre los ensambles de nanofósiles calcáreos de la Cuenca Neuquina y aquellos de localidades tethyanas, evidenciando un flujo genético entre ellos. Si bien los diferentes grupos de organismos podrían haber utilizado diferentes estrategias y vías de dispersión para distribuirse en los mares jurásicos, la conexión entre las poblaciones de nanofósiles calcáreos del Pacífico sudoriental y el Tethys habría sido a través del Corredor Hispánico.

Teniendo en cuenta que los nanofósiles aún estaban restringidos a los mares de plataforma durante el Jurásico Temprano, y sumado a la ausencia de registros para este intervalo a lo largo del margen suroriental de Gondwana, se infiere que una conexión por el Corredor Hispánico es el mejor modelo para explicar la distribución global del grupo. En base al registro de nanofósiles presentado en este trabajo, se infiere que el momento de su apertura final habría ocurrido en el Pliensbachiano temprano.

## Perspectivas

Dados los resultados de este trabajo, la autora vislumbra oportunidades para continuar profundizando el conocimiento del Jurásico Temprano-Medio a través de los nanofósiles calcáreos.

La reconstrucción paleobiogeográfica presentada puede ser ampliada y refinada incorporando al análisis estadístico no solo de la totalidad de las asociaciones de El Matuasto sino también otras secciones de la región del Tethys. De esta forma, y considerando los nuevos hallazgos de nanofósiles triásicos de Pérez Panera *et al.* (2022), se avanzaría hacia un mejor entendimiento de la biogeografía y dinámica evolutiva del grupo en los inicios del Mesozoico y desde una perspectiva austral.

La comprensión de las variaciones en las condiciones paleoambientales durante el Jurásico Temprano y Medio implica sumar a la discusión las contribuciones del hemisferio sur. Los estudios integrados de microfósiles, geoquímica y dataciones absolutas aún son muy escasos en esta parte del mundo. El análisis de los numerosos depocentros dentro de la Cuenca Neuquina sumaría valiosa información sobre el

comportamiento diferencial de las cuencas en momentos de perturbaciones ambientales notorias, como el Evento de Anoxia del Toarciano. Los nanofósiles calcáreos tienen un papel relevante aportando un marco bioestratigráfico preciso junto a otros grupos fósiles como los amonites, para situar temporalmente otros datos e información relativos a otras disciplinas como la sedimentología, la geoquímica orgánica e inorgánica, etc.

La generación de un esquema bioestratigráfico es un objetivo ambicioso pero deseable, que sin duda tendría una importante repercusión a nivel local y regional. Para esto, debe recopilarse la información disponible, tanto de afloramiento como de subsuelo, incorporar nuevos datos de otras localidades a lo largo y ancho de la Cuenca y, porqué no, de otras cuencas sudamericanas, y analizar detalladamente los nanoeventos reconocidos para definir una nueva biozonación, tomando en consideración –y rectificando– otras propuestas.

## REFERENCIAS

- Abdi, A., Mattioli, E. y Bádenas, B. (2022).** A New Calcareous Nannofossil Record from the Lower Jurassic of Kermanshah, Western Iran: Implications for Biostratigraphy and Evolutionary Reconstructions. *Geosciences*, 12, 59. <https://doi.org/10.3390/geosciences12020059>.
- Aberhan, M. (2001).** Bivalve palaeobiogeography and the Hispanic Corridor; time of opening and effectiveness of a proto-Atlantic seaway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165 (3-4): 375–394. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00172-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00172-3).
- Aberhan, M. (2002).** Opening of the Hispanic Corridor and Early Jurassic bivalve biodiversity. *Geological Society Special Publications*, 194: 127–139. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.194.01.10>.
- Aberhan, M. y von Hillebrandt, A. (1999).** The bivalve *Opisoma* in the Lower Jurassic of northern Chile. *Profil*, 16: 149–164.
- Ager, D.V. (1967).** Some Mesozoic brachiopods in the Tethys region. *Systematics Association Publications*, 7: 135–50.
- Agnini, C., Monechi, S. y Raffi, I. (2017).** Calcareous nannofossil biostratigraphy: historical background and application in Cenozoic chronostratigraphy. *Lethaia*, 50 (3): 447–463. <https://doi.org/10.1111/let.12218>.
- Aguado, R., O'Dogherty, L. y Sandoval, J. (2008).** Fertility changes in surface waters during the Aalenian (mid–Jurassic) of the Western Tethys as revealed by calcareous nannofossils and carbon–cycle perturbations. *Marine Micropaleontology*, 68: 268–285. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.06.001>.
- Aguado, R., de Gea, G.A., Castro, J.M., O'Dogherty, L., Quijano, M.L., Naafs, B.D.A. y Pancost, R.D. (2014).** Late Barremian–early Aptian dark facies of the Subbetic (Betic Cordillera, southern Spain): Calcareous nannofossil quantitative analyses, chemostratigraphy and palaeoceanographic reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 395: 198–221. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.031>.

- Aguado, R., O'Dogherty, L. y Sandoval, J. (2017).** Calcareous nannofossil assemblage turnover in response to the Early Bajocian (Middle Jurassic) palaeoenvironmental changes in the Subbetic Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 472 (Special Issue): 128–145. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.01.044>.
- Aguirre-Urreta, M.B. (2001).** Marine Upper Jurassic- Lower Cretaceous Stratigraphy and Biostratigraphy of the Aconcagua-Neuquén Basin, Argentina and Chile. *Journal of Iberian Geology*, 27: 71–90.
- Aguirre-Urreta, M.B., Concheyro, A., Lorenzo, M., Ottone, E.G. y Rawson, P.F. (1999).** Advances in the biostratigraphy of the Agrio Formation (Lower Cretaceous) of the Neuquén Basin, Argentina: ammonites, palynomorphs and calcareous nannofossils. *Paleogeography, Paleocology, Paleoclimatology*, 150: 33–47.
- Aguirre-Urreta, M.B., Rawson, P., Concheyro, A., Bown, P. y Ottone, G. (2005).** Lower Cretaceous (Berriasian - Aptian) biostratigraphy of the Neuquén Basin. En: G. Veiga, L. Spaletti, J. Howell y E. Schwarz (Eds.), *The Neuquen Basin, Argentina: A case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. The Geological Society of London, Special Paper, 252: 57–81.
- Aita, Y. y Okada, H. (1986).** Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions. *Micropaleontology*, 32 (2): 97–128. <https://doi.org/10.2307/1485626>.
- Al-Mojel, A., Razin, P. y Dera, G. (2020).** High-resolution sedimentology and sequence stratigraphy of the Oxfordian-Kimmeridgian, Hanifa, Jubaila and Arab outcrops along Jabal Tuwaiq, Central Saudi Arabia. *Journal of African Earth Sciences*, 165, 103803. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103803>.
- Al-Suwaidi, A.H., Angelozzi, G.N., Baudin, F., Damborenea, S.E., Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Manceñido, M.O. y Riccardi, A.C. (2010).** First record of the Early Toarcian Anoxic Event from the Southern Hemisphere, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society, London*, 167: 633–636. <http://doi.org/10.1144/0016-76492010-025>.
- Al-Suwaidi, A.H.; Hesselbo, S.P.; Damborenea, S.E.; Manceñido, M.O.; Jenkyns, H.C.; y Riccardi, A.C.; Angelozzi, G.N. y Baudin, F. (2016).** The Toarcian Oceanic

Anoxic Event (Early Jurassic) in the Neuquén Basin, Argentina: a reassessment of age and carbon-isotope stratigraphy. *The Journal of Geology*, 124 (2): 000-000. <http://doi.org/10.1086/684831>.

**Al-Suwaidi**, A.H., Ruhl, M., Jenkyns, H.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Condon, D.J., Angelozzi, G.N., Kamo, S.L., Storm, M., Riccardi, A.C. y Hesselbo, S.P. (2022). New age constraints on the Lower Jurassic Pliensbachian–Toarcian Boundary at Chacay Melehue (Neuquén Basin, Argentina). *Scientific reports*, 12, 4975. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-07886-x>.

**Alberti**, M., Fürsich, F.T. y Pandey, D.K. (2012). The Oxfordian stable isotope record ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) of belemnites, brachiopods, and oysters from the Kachchh Basin (western India) and its potential for palaeoecologic, palaeoclimatologic, and palaeogeographic reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 344–345: 49–68. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.05.018>.

**Alberti**, M., Parent, H., Garrido, A.C., Andersen, N., Garbe-Schönberg, D. y Danise, S. (2020). Stable isotopes ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) and element ratios (Mg/Ca, Sr/Ca) of Jurassic belemnites, bivalves and brachiopods from the Neuquén Basin (Argentina): challenges and opportunities for palaeoenvironmental reconstructions. *Journal of the Geological Society*, 178, jgs2020-163. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-163>.

**Angelozzi**, G.N. (1986). Estudio micropaleontológico (Nanofósiles Calcáreos) de la Formación Agrio. YPF, Informe inédito.

**Angelozzi**, G.N. (1987). Nanofósiles paleocenos del Noreste de la cuenca Neuquina, República Argentina. *Ameghiniana*, 24 (3–4): 299–307.

**Angelozzi**, G.N. (1988). Nanofósiles toarcianos de la Formación Los Molles del perfil Picún Leufú, Cuenca del Neuquén. República Argentina. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Mendoza, 1986. Actas, 3: 137–144.

**Angelozzi**, G.N. (1991). Asociaciones de nanocónidos de la Formación Agrio. Cuenca Neuquina. Argentina. *Ameghiniana*, 28: 259–265.

**Angelozzi**, G.N. (1995). Nanofósiles calcáreos del pozo YPF Nq. FDT X-2 (Flanco del Tril). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 41: 56–59.

- Angelozi, G.N. y Pérez Panera, J.P. (2013).** Nanofósiles calcáreos del límite Pliensbachiano/Toarciano en la Cuenca Neuquina, Argentina, 5° Simposio Argentino del Jurásico, Trelew, 2013, Abstract, 7.
- Angelozi, G.N. y Pérez Panera, J.P. (2016).** Calcareous nanofossil from Los Molles Formation (Pliensbachian–Aalenian), 1200 Neuquén Basin, Argentina, Jurassic Calcareous Nanofossil Workshop, Lyon, 2016, 6–11.
- Angelozi, G.N. y Ronchi, D. (2002).** Análisis bioestratigráfico del Jurásico Inferior de la Cuenca Neuquina. GEMA SRL (Informe inédito), pp. 124.
- Angelozi, G.N., Ronchi, D., Caramés, A. y Ottone, G. (2007).** Informe Bioestratigrafía TA.CMA-9. TAYRA X-1, Cuenca Marina Austral. GEMA SRL (Informe inédito), pp. 5.
- Angelozi, G.N., Ballent, S.C. y Concheyro, G.A. (2010a).** Bioestratigrafía y paleoambientes del Pliensbachiano superior y Toarciano inferior en la sección Picún Leufú, cuenca Neuquina, Argentina. 4° Simposio Argentino del Jurásico, Bahía Blanca, 2010, Programa y resúmenes, p. 17.
- Angelozi, G.N., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Riccardi, A.C. (2010b).** Bioestratigrafía del límite Pliensbachiano–Toarciano en el Arroyo Lapa, Cuenca Neuquina, Argentina, 4° Simposio Argentino del Jurásico y sus límites, Bahía Blanca, 2010, Programa y Resúmenes, p. 16.
- Antolíkóvá, S. (2019).** Biostratigraphic and paleoecological evaluation of Lower Jurassic sediments from Myjava Highlands. Proceedings of the Geologica Carpathica 70 Conference, Smolenice, p. 142.
- Arias, C. (2006).** Northern and Southern Hemispheres ostracod palaeobiogeography during the Early Jurassic: Possible migration routes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 233 (1–2): 63–95. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.09.006>.
- Arias, C. (2007).** Pliensbachian–Toarcian ostracod biogeography in NW Europe: Evidence for water mass structure evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251 (3–4): 398–421. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.04.014>.

- Arias, C. (2008).** Palaeoceanography and biogeography in the Early Jurassic Panthalassa and Tethys Oceans. *Gondwana Research*, 14 (3): 306–315. <http://doi.org/10.1016/j.gr.2008.03.004>.
- Arkadiev, V., Lescano, M., Concheyro, A., Guzhikov, A. y Baraboshkin, E. (2019).** The calcareous nannofossils and magnetostratigraphic results from the Upper Tithonian–Berriasian of Feodosiya region (Eastern Crimea). *Geologica Carpathica*, 70 (4): 355–369. <https://doi.org/10.2478/geoca-2019-0020>.
- Arkell, W.J. (1956).** Jurassic geology of the world. Oliver and Boyd, Edinburgh, pp. 806. ISBN-10: 1114654558.
- Arratia, G. (2015).** Los peces osteíctios fósiles de Chile y su importancia en los contextos paleobiogeográfico y evolutivo. *Publicación Ocasional del Museo Nacional de Historia Natural, Chile* 63: 35–83.
- Arratia, G. y Hikuroa, D.C.H. (2010).** Jurassic fishes from the Latady Group, Antarctic Peninsula, and the oldest teleosts from Antarctica. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 30 (5): 1331–1342. <https://doi.org/10.1080/02724634.2010.501448>.
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H.A. (2011a).** Contexto tectosedimentario. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (Eds.), *Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, 2011, pp. 29–36.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. (2011b).** El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano - Medio) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (2011). *Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, 2011, pp. 77–89.
- Arregui, C., Carbone, O. y Sattler, F. (2011c).** El Grupo Lotena (Jurásico Medio - Tardío) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (2011). *Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, 2011, pp. 91–98.



- Arthur**, M.A., Jenkyns, H.C., Brumsack, H.-J. y Schlanger, S.O. (1990). Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic-carbon-rich Cretaceous sequences. En: Ginsburg, R.N. y Beaudoin, B. (Eds.), *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*. NATO ASI Series, 304: 75–119. [https://doi.org/10.1007/978-94-015-6861-6\\_6](https://doi.org/10.1007/978-94-015-6861-6_6).
- Asgar-Deen**, M., Hall, R.L., Craig, J. y Riediger, C. (2003). New biostratigraphic data from the Lower Jurassic Fernie Formation in the subsurface of west-central Alberta and their stratigraphic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40: 45–63. <https://doi.org/10.1139/E02-096>.
- Baker y Manceñido**, M.O. (1997). The Morphology and Shell Microstructure Of The Thecideidine Brachiopod *Ancorellina ageri* from the Lower Jurassic Of Argentina. *Palaeontology*, 40 (Part I): 191–200.
- Bach**, L.T., Mackinder, L.C.M., Schulz, K.G., Wheeler, G., Schroeder, D.C., Brownlee, C. y Riebesell, U. (2013). Dissecting the impact of CO<sub>2</sub> and pH on the mechanisms of photosynthesis and calcification in the coccolithophore *Emiliana huxleyi*. *New Phytologist*, 199: 121–134.
- Baeza-Carratalá**, J.F., Reolid, M. y García Joral, F. (2017). New deep-water brachiopod resilient assemblage from the South-Iberian Palaeomargin (Western Tethys) and its significance for the brachiopod adaptive strategies around the Early Toarcian Mass Extinction Event. *Bulletin of Geosciences*, 92 (2): 233–256. ISSN 1214-1119.
- Baghli**, H., Mattioli, E., Spangenberg, J.E., Ruebsam, W., Schwark, L., Bensalah, M., Sebane, A., Pittet, B., Pellenard, P. y Suan, G. (2022). Stratification and productivity in the in the Western Tethys (NW Algeria) during early Toarcian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 591, 110864. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.110864>.
- Bailey**, T.R., Rosenthal, Y., McArthur, J.M., van de Schootbrugge, B. y Thirlwall, M.F. (2003). Paleoceanographic changes of the Late Pliensbachian–Early Toarcian interval: a possible link to the genesis of an Oceanic Anoxic Event. *Earth and Planetary Science Letters*, 212 (3–4): 307–320. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00278-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00278-4).

- Balch, W.M., Holligan, P.M. y Kilpatrick, K.A. (1992).** Calcification, photosynthesis and growth of the bloom-forming coccolithophore, *Emiliania huxleyi*. *Continental Shelf Research*, 12: 1353–1374.
- Balch, W.M. (2018).** The Ecology, Biogeochemistry, and Optical Properties of Coccolithophores. *Annual Review of Marine Science*, 10 (1): 71–98. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-121916-063319>.
- Baldanza, A. y Mattioli, E. (1992).** Biostratigraphical Synthesis of Nannofossils in the Early Middle Jurassic of Southern Tethys. *Knihovnicka ZPN*, 14a (1): 111–141.
- Ballent, S.C. (1987).** Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico Inferior de Argentina. *Revista del Museo, Paleontología*, 9 (53): 43–52.
- Ballent, S.C. (2005).** Inferencias paleoambientales a partir de la distribución de morfogrupos de foraminíferos bentónicos en el Jurásico Inferior y medio de la cuenca Neuquina, Argentina. II Simposio Argentino del Jurásico, *Ameghiniana*, 42 (4) Suplemento Resúmenes, p. 50.
- Ballent, S.C. (2009).** Afinidades gondwánicas de los ostrácodos (Crustacea) marinos del Jurásico y Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (2): 311–321.
- Ballent, S. y Whatley, R. (1995).** Distribución de ostrácodos jurásicos marinos en el Hemisferio sur. Implicancias paleoceanográficas. 6 °Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Trelew, 1994), *Actas*: 307–313.
- Ballent, S.C., Angelozzi, G. and Whatley, R. (2000).** Microfósiles calcáreos del Jurásico medio (límite Aaleniano–Bajociano) en el centro oeste de Argentina: consideraciones paleoecológicas y bioestratigráficas, 9° Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, 2000, Resúmenes expandidos, *Actas*, 1 (3): 432–436.
- Ballent, S.C., Ronchi, D. y Angelozzi, G. (2004).** Microfósiles calcáreos tithonianos (Jurásico superior) en el sector oriental de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana*, 40: 13–24.
- Ballent, S.C., Concheyro, A. y Sagasti, G. (2006).** Bioestratigrafía y paleoambiente de la Formación Agrio (Cretácico Inferior), en la Provincia de Mendoza, Cuenca

Neuquina, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 33 (1): 49–79.  
<http://doi.org/10.4067/S0716-02082006000100003>.

- Ballent**, S., Concheyro, A., Nández, C., Pujana, I., Lescano, M., Carignano, A., Caramés, A., Angelozzi, G. and Ronchi, D. (2011). Microfósiles mesozoicos y cenozoicos, En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (Eds.), *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén, 2011, pp. 489–528.
- Barcat**, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A. y Zucchi, H.E. (1989). Cuenca Golfo San Jorge. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* (6), Tucumán, pp. 319–345.
- Barrientos-Lara**, J.I., Fernández, M.S. y Alvarado-Ortega, J. (2015). Kimmeridgian pliosaurids (Sauropterygia, Plesiosauria) from Tlaxiaco, Oaxaca, southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32 (2): 293–304.
- Barnard**, T. y Hay, W.W. (1974). On Jurassic coccoliths: A tentative zonation of the Jurassic of Southern England and North France, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 67 (3): 563–585.
- Baumann**, K.-H., Čeppek, M. y Kinkel, H. (1999). Coccolithophores as Indicators of Ocean Water Masses, Surface-Water Temperature, and Paleoproductivity — Examples from the South Atlantic. En: Fischer, G. y Wefer, G. (Eds.), *Use of Proxies in Paleoceanography*, Springer, Berlin, Heidelberg, 117–144.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-642-58646-0\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-642-58646-0_4).
- Baumann**, K.-H., Boeckel, B. y Frenz, M. (2004). Coccolith contribution to South Atlantic carbonate sedimentation. En: Thierstein, H.R. y Young, J.R. (Eds.), *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 367–402. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-06278-4\\_14](https://doi.org/10.1007/978-3-662-06278-4_14).
- Baumgartner**, P.O. (2013). Mesozoic radiolarites — Accumulation as a function of sea surface fertility on tethyan margins and in ocean basins. *Sedimentology*, 60 (1): 292–318. <https://doi.org/10.1111/sed.12022>.
- Beaufort**, L., Barbarin, N. y Gally, Y. (2014). Optical measurements to determine the thickness of calcite crystals and the mass of thin carbonate particles such as coccoliths. *Nature Protocols*, 9: 633–642. <https://doi.org/10.1038/nprot.2014.028>.

- Bedoya Agudelo, E. L. (2019).** Asociaciones de nanofósiles calcáreos del Paleoceno-Mioceno de Tierra del Fuego. Bioestratigrafía y paleoecología. (Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires).
- Benedetto, J.L (1993).** La hipótesis de la aloctonia de la Precordillera Argentina: un test estratigráfico y biogeográfico. 12º Congr. Geol. Argentino, Mendoza, Actas 3: 375–384.
- Benedetto, J.L. (2004).** The Allochthony of the Argentine Precordillera Ten Years Later (1993-2003): A New Paleobiogeographic Test of the Microcontinental Model. *Gondwana Research*, 7(4): 1027–1039. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71082-0](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71082-0).
- Bergen, J.A. (1994).** Berriasian to early Aptian calcareous nanofossils from the Vocontian Trough (SE France) and Deep Sea Drilling Site 534: new nanofossil taxa and a summary of low-latitude biostratigraphic events. *Journal of Nannoplankton Research*, 16 (2): 59–69.
- Bermúdez, A. y Delpino, D. (2010).** Palaeotectonic setting of Precuyano Group. Upper Triassic-Lower Jurassic volcanic deposits of the Neuquén Basin (37°- 39°30'LS). Argentina. *Bollettino di Geofisica teorica ed applicata*, 51: 133–136.
- Beuvier, T., Probert, I., Beaufort, L., Suchéras-Marx, B., Chushkin, Y., Zontone, F. y Gibaud, A. (2019).** X-ray nanotomography of coccolithophores reveals that coccolith mass and segment number correlate with grid size. *Nature Communications*, 10, 751. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-08635-x>.
- Billard, C. (1994).** Life cycles. En: Green, J.C y, Leadbeater, B.S.C. (Eds.), *The Haptophyta Algae*. Clarendon Press, Oxford, 167–186.
- Billard, C. y Inouye, I. (2004).** What is new in coccolithophore biology? En: Thierstein, H.R. y Young, J.R. (Eds.), *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 1-29. ISBN 3-540-21928-5.
- Bjerrum, C.J., Surlyk, F., Callomon, J. H. y Slingerland, R.L. (2001).** Numerical Paleoceanographic study of the Early Jurassic transcontinental Laurasian Seaway. *Paleoceanography*, 16: 390– 404. <https://doi.org/10.1029/2000PA000512>.

- Black, M. (1963).** The fine structure of the mineral parts of coccolithophorids. *Proceedings of the Royal Society of London.*, 174: 41–46.
- Black, M. (1965).** Coccoliths. *Endeavour*, 24: 131–137.
- Black, M. (1967).** New names for some coccolith taxa. *Proceedings of the Geological Society of London*, 1640: 139–145.
- Black, M. (1971).** Coccoliths of the Speeton Clay and Sutterby Marl. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 38: 381–424.  
<https://doi.org/10.1144/pygs.38.3.381>.
- Black, M. y Barnes, B. (1959).** The structure of Coccoliths from the English Chalk. *Geological Magazine*, 96 (5): 321–328.  
<https://doi.org/10.1017/S0016756800062294>.
- Bodin, S., Mattioli, E., Fröhlich, S., Marshall, J.D., Boutib, L., Lahsini, S. y Redfern, J. (2010).** Toarcian carbon isotope shifts and nutrient changes from the Northern margin of Gondwana (High Atlas, Morocco, Jurassic): Palaeoenvironmental implications. *Palaeogeogr., Palaeocl.*, 297 (2): 377–390.  
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.08.018>.
- Bodin, S., Krencker, F.N., Kothe, T., Hoffmann, R., Mattioli, E., Heimhofer, U. y Kabiri, L. (2016).** Perturbation of the carbon cycle during the late Pliensbachian – early Toarcian: New insight from high-resolution carbon isotope records in Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 116: 89–104.  
<https://doi.org/10.1016/j.jafrs.2015.12.018>.
- Bolton, C.T. y Stoll, H.M. (2013).** Late Miocene threshold response of marine algae to carbon dioxide limitation. *Nature*, 500: 558–562,  
<https://doi.org/10.1038/nature12448>.
- Bodenbender, G. (1889).** Expedición al Neuquén. *Boletín Instituto Geográfico Argentino*, X: 311–329.
- Bodenbender, G. (1891).** Apuntes sobre rocas eruptivas de la pendiente oriental de los Andes entre Río Diamante y Río Negro. *Revista Argentina de Historia Natural*, 1: 177–202.

- Bodenbender, G. (1892).** Sobre el terreno jurásico y cretáceo en los Andes argentinos, entre el Rio Diamante y el Rio Limay. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Boletín, XIII: 5–42.
- Boomer, I. y Ballent, S. (1996).** Early-Middle Jurassic ostracod migration between the northern and southern hemispheres: further evidence for a proto Atlantic-Central America connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121 (1–2): 53–64. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00049-6](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00049-6).
- Boomer, I., Lord, A. R., Page, K. N., Bown, P. R., Lowry, F. M. D. y Riding, J. B. (2009).** The biostratigraphy of the Upper Pliensbachian-Toarcian (Lower Jurassic) sequence at Ilminster, Somerset. *Journal of Micropalaentology*, 28 (1): 67–85. <https://doi.org/10.1144/jm.28.1.67>.
- Boomer, I., Copestake, P., Page, K., Huxtable, J., Loy, T., Bown, P., Jones, T., O'Callaghan, M., Hawkes, S., Halfacree, D., Reay, H. y Caughtry, N. (2021).** Biotic and stable-isotope characterization of the Toarcian Ocean Anoxic Event through a carbonate-clastic sequence from Somerset, UK. En: Reolid, M., Duarte, L. V., Mattioli, E. y Ruebsam, W. (Eds.), *Carbon Cycle and Ecosystem Response to the Jenkyns Event in the Early Toarcian (Jurassic)*. Geological Society, London, Special Publications, 514: 239–268. <http://doi.org/10.1144/SP514-2020-263>.
- Bordalo da Rocha, R., Mattioli, E., Duarte, L.V., Pittet, B., Elmi, S., Mouterde, R., Cabral, M.C., Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J., Goy, A., Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Littler, K., Mailliot, S., Veiga de Oliveira, L.C., Osete, M.L., Perilli, N., Pinto, S., Ruget, C. y Suan, G. (2016).** Base of the Toarcian Stage of the Lower Jurassic defined by the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) at the Peniche section (Portugal). *Episodes*, 39 (3): 460–481. <http://doi.org/10.18814/epiugs/2016/v39i3/99741>.
- Bornemann, A. y Mutterlose, J. (2006).** Size analyses of the coccolith species *Biscutum constans* and *Watznaueria barnesiae* from the Late Albian “Niveau Brestroffer” (SE France): taxonomic and palaeoecological implications. *Geobios*, 39 (5): 599–615. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2005.05.005>.
- Bornemann, A., Pross, J., Reichelt, K., Herrle, J.O., Hemleben, C., y Mutterlose, J. (2005).** Reconstruction of short term palaeoceanographic changes during the

formation of the Late Albian – Niveau Breistroffer – black shales (Oceanic Anoxic Event 1d, SE France). *Journal of the Geological Society*, 162: 623–639. <http://doi.org/10.1144/0016-764903-171>.

**Bortolotti, V. y Principi, G. (2005).** Tethyan ophiolites and Pangea break-up. *Island Arc* 14 (4): 442-470. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2005.00478.x>.

**Bour, I., Mattioli, E. y Pittet, B. (2007).** Nanofacies analysis as a tool to reconstruct paleoenvironmental changes during the Early Toarcian anoxic event. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 249 (1–2): 58–79. <http://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.01.013>.

**Boutakiout, M., y Elmi, S. (1996).** Tectonic and eustatic control during the lower and middle Jurassic of the south Rif Ridge (Morocco) and their importance for the foraminifera communities. *GeoResearch Forum* 1–2: 237–248.

**Bottini, C. y Erba, E. (2018).** Mid-Cretaceous paleoenvironmental changes in the western Tethys. *Climate of the Past*, 14 (8): 1147–1163, <https://doi.org/10.5194/cp-14-1147-2018>.

**Bottini, C. y Mutterlose, J. (2012).** Integrated stratigraphy of Early Aptian black shales in the Boreal Realm: calcareous nanofossil and stable isotope evidence for global and regional processes. *Newsletters on Stratigraphy*, 45 (2): 115–137. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2012/0017>.

**Bottini, C., Erba, E., Tiraboschi, D., Jenkyns, H. C., Schouten, S., y Sinninghe Damsté, J. S. (2015).** Climate variability and ocean fertility during the Aptian Stage. *Climate of the Past*, 11: 383–402. <https://doi.org/10.5194/cp-11-383-2015>.

**Bottini, C., Jadoul, F., Rigo, M., Zaffani, M., Artoni, C. y Erba, E. (2016).** Calcareous nanofossils at the Triassic/Jurassic boundary: stratigraphic and paleoceanographic characterization. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 122 (3): 141–164. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/7726>.

**Bown, P.R. (1987a).** Taxonomy, evolution, and biostratigraphy of Late Triassic–Early Jurassic calcareous nanofossils. *Special Papers on Palaeontology*, 38: 1–118.

- Bown, P.R. (1987b).** The structural development of Early Mesozoic coccoliths and its evolutionary and taxonomic significance. *Abhandlungen Der Geologischen B.–A.*, 39: 33–49.
- Bown, P.R. (1992a).** Late Triassic–Early Jurassic Calcareous Nannofossils of the Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Journal of Micropalaeontology*, 11 (2): 177–188. <https://doi.org/10.1144/jm.11.2.177>.
- Bown, P.R. (1992b).** New calcareous nannofossil taxa from the Jurassic/Cretaceous boundary interval of Sites 765 and 261, Argo Abyssal Plain. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 123: 369–379. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.123.170.1992>.
- Bown, P.R. (1996).** Recent Advances in Jurassic Calcareous Nannofossil Research. En: *Advances in Jurassic Research*, Riccardi, A.C. (Ed.). Transtec Publications, Suiza, *GeoResearch Forum*, (1-2): 55-66,
- Bown, P.R. (1998).** *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publication Series, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht–Boston–London, pp. 328.
- Bown, P.R. (2005).** Early to midCretaceous calcareous nanoplankton from the northwest Pacific Ocean, ODP Leg 198, Shatsky Rise. En: Bralower, T.J., Premoli Silva, I., y Malone, M.J. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 198: 1–82.
- Bown, P.R. y Concheyro, A. (2004).** Lower Cretaceous calcareous nanoplankton from the Neuquén Basin, Argentina. *Marine Micropalaeontology*, 52 (1–4): 51–84. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.04.006>.
- Bown, P.R. y Cooper, M.K.E. (1989).** New calcareous nannofossils from the Jurassic. *Journal of Micropalaeontology*, 8 (1): 91–96. <https://doi.org/10.1144/jm.8.1.91>.
- Bown, P.R. y Cooper, M.K.E. (1998).** Jurassic. En: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*, British Micropalaeontological Society Publication Series, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht–Boston–London, pp. 34–85.
- Bown, P.R. y Ellison, C. (1995).** Jurassic–Early Cretaceous nannofossils from the Neuquén Basin, Argentina, *Journal of Nannoplankton Research*, 17 (2): 48.



- Bown, P.R. y Lord, A.R. (1990).** The occurrence of calcareous nannofossils in the Triassic/Jurassic boundary interval. *Les Cahiers de l'Université Catholique de Lyon, Série Sciences*, 3: 127–136.
- Bown, P.R. y Young, J.R. (1997).** Mesozoic calcareous nanoplankton classification. *Journal of Nanoplankton Research*, 19 (1): 21–36.
- Bown, P.R. y Young, J.R. (1998).** Introduction. En: Bown, P.R. (Ed.) *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series, Kluwer Academic Publishers, London. 2° edición, pp. 1–15.
- Bown, P.R., Cooper, M.K.E. y Lord, A.R. (1988).** A calcareous nannofossil biozonation scheme for the early to mid Mesozoic, *Newsletters on Stratigraphy*, 20: 91–114, <https://doi.org/10.1127/nos/20/1988/91>.
- Bown, P.R., Lees, J.A. y Young, J.R. (2004).** Calcareous nanoplankton evolution and diversity through time. En: Thierstein, H.R. y Young, J.R. (eds.), *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 481–508. ISBN 3-540-21928-5.
- Braarud, T., Deflandre, G., Halldal, P. y Kamptner, E. (1955a).** Terminologie, nomenclature et systématique chez les Coccolithophorides. *Compte Rendu 8th International Botanical Congress, Paris, 1954*, 17: 69–70.
- Braarud, T., Deflandre, G., Halldal, P. y Kamptner, E. (1955b).** Terminology, nomenclature, and systematics of the Coccolithophoridae. *Micropaleontology*, 1 (2): 157–159. <https://doi.org/10.2307/1484169>.
- Brace, B. y Watkins, D. (2015).** Global decline in the calcareous nannofossil productivity indicator *Biscutum* in the Cretaceous. *Journal of Nanoplankton Research*, 35 (2): 129–139.
- Bralower, T. J. (1988).** Calcareous nannofossil biostratigraphic assemblages of the Cenomanian-Turonian boundary interval: Implications for the origin and timing of oceanic anoxia. *Paleoceanography*, 3: 275–316.
- Bralower, T.J., Monechi, S. y Thierstein, H.R. (1989).** Calcareous nannofossil zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic

- polarity timescale. *Marine Micropaleontology*, 14 (1–3): 153–235.  
[https://doi.org/10.1016/0377-8398\(89\)90035-2](https://doi.org/10.1016/0377-8398(89)90035-2).
- Bramlette, M.N. y Sullivan, F.R. (1961).** Coccolithophorids and related nannoplankton (of the early Tertiary in California. *Micropaleontology*, 7 (2): 129–188.  
<https://doi.org/10.2307/1484276>.
- Brett, C.E. (1998).** Sequence stratigraphy, paleoecology, and evolution: biotic clues and responses to sea level fluctuations. *Palaios*, 13 (3): 241–262.  
<https://doi.org/10.2307/3515448>.
- Brett, C.E., Hendy, A.J.W., Bartholomew, A.J., Bonelli, J.R. y McLaughlin, P.I. (2007).** Response Of Shallow Marine Biotas To Sea-Level Fluctuations: A Review Of Faunal Replacement And The Process Of Habitat Tracking. *Palaios*, 22 (3): 228–244. <https://doi.org/10.2110/palo.2005.p05-028r>.
- Broecker, W. y Clark, E. (2009).** Ratio of coccolith  $\text{CaCO}_3$  to foraminifera  $\text{CaCO}_3$  in late Holocene deep sea sediments. *Paleoceanography*, 24, PA3205.  
<https://doi.org/10.1029/2009PA001731>.
- Broglia-Loriga, C. y Neri, C. (1976).** Aspetti paleobiologici e palaeogeografici della facies a "Lithiotis" (Giurese inf.). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 82: 651–705.
- Brownlee, C. y Taylor, A. (2004).** Calcification in coccolithophores: A cellular perspective. En: Thierstein, H.R., Young, J.R. (Eds.), *Coccolithophores*. Springer, Berlin, Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-06278-4\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-662-06278-4_2).
- Brownlee, C., Langer, G. y Wheeler, G.L. (2021).** Coccolithophore calcification: Changing paradigms in changing oceans. *Acta Biomaterialia*, 120: 4–11.  
<https://doi.org/10.1016/j.actbio.2020.07.050>.
- Brunetti, M., Vérard, C. y Baumgartener, P.O. (2015).** Modeling the Middle Jurassic ocean circulation. *Journal of Palaeogeography*, 4 (4): 371–383.  
<https://doi.org/10.1016/j.jop.2015.09.001>.
- Bucefalo Palliani, R. y Mattioli, E. (1998).** High resolution integrated microbiostratigraphy of the Lower Jurassic (late Pliensbachian–early Toarcian) of

central Italy. *Journal of Micropalaeontology*, 17: 153–172.  
<https://doi.org/10.1144/jm.17.2.153>.

**Bucefalo Palliani, R. y Riding, J.B. (1999).** Relationships between the early Toarcian anoxic event and organic-walled phytoplankton in central Italy. *Marine Micropalaeontology*, 37 (2): 101–116. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(99\)00017-1](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(99)00017-1).

**Bucefalo Palliani, R., Mattioli, E. y Riding, J.B. (2002).** The response of marine phytoplankton and sedimentary organic matter to the early Toarcian (Lower Jurassic) oceanic anoxic event in northern England. *Marine Micropalaeontology*, 46 (3–4): 223–245. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(02\)00064-6](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(02)00064-6).

**Bucefalo Palliani, R., Bartolini, A., Chiari, M., Di Stefano, P., Mattioli, E. y Parisi, G. (2002).** Santa Maria del Bosco: integrated biostratigraphy (calcareous nannofossils, palynology and radiolarians) from the Early–Middle Jurassic peribasinal area in the Sicilian Basin. En: Santantonio, M. (Ed.), *An Introduction to the Jurassic Geology of Western Sicily, Fieldtrip A—Substop 9.2, General Fieldtrip Guidebook, 6° Simposio Internacional del Sistema Jurásico*, pp. 77–84.

**Buitenhuis, E., Van der Wal, P. y de Baar, H. (2001).** Blooms of *Emiliania huxleyi* are sinks of atmospheric carbon dioxide; a field and mesocosm study derived simulation. *Global Biogeochemical Cycles*, 15: 577–588.  
<https://doi.org/10.1029/2000GB001292>,

**Burckhardt, C. (1900).** Coupe géologiques de la Cordillere entre las Lajas et Curacautín. *Anales Museo La Plata, Sección Mineralogía y Geología*, 3: 1–102.

**Burckhardt, C. (1902).** Le Lias de la Piedra Pintada (Neuquén) III: sur les fossiles marins du Lias de la Piedra Pintada. *Revista del Museo de La Plata*, 10: 243–249.

**Burckhardt C. (1903).** Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation der Cordillere. *Palaeontographica*, 50(1–3): 1–144.

**Burnett, J.A. (1998).** Upper Cretaceous. En: Bown, P. R. (Ed.) *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropalaeontological Society Publication Series*, 132–199.

- Calbet, A. y Landry, M. R. (2004).** Phytoplankton growth, microzooplankton grazing, and carbon cycling in marine systems. *Limnology and Oceanography*, 49: 51–57. <http://doi.org/10.4319/lo.2004.49.1.005>.
- Calvert, S.E. y Pedersen, T.F. (1993).** Geochemistry of Recent Oxidic and Anoxic Marine Sediments: Implications for the Geological Record. *Marine Geology* 113: 67–88. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90150-T](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90150-T).
- Campetella, D.M., Carmona, N.B., Ponce, J.J., Wetzel, A., Rodríguez, M. y Parada, M. N. (2020).** Trace fossils as tools to unravel oxygen conditions: A case study from Los Molles Formation (Toarcian-lower Callovian). *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 77 (3): 463-477.
- Campetella, D.M., Rodríguez, M.N., Ponce, J.J., Carmona, N., Parada, M.N., Canale, N. y Irastorza, A. (2022).** Análisis icnológico e implicancias paleoambientales de las Formaciones Sierra Chacaicó y Los Molles en el área de arroyo Lapa, Cuenca Neuquina, Argentina. XXI Congreso Geológico Argentino, Actas, p. 263.
- Cantalice, K.M., Alvarado-Ortega, J. y Brito, P.M (2008).** On the occurrence of *Vinctifer ferrusquiai* sp. nov. (Actinopterygii, Aspidorhynchiformes) in the Kimmeridgian (Late Jurassic) deposits near Tlaxiaco, Oaxaca, southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 35 (2): 179–187.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. (2011).** El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío – Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (2011). Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino: Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, 63–75.
- Carmona, N., Ponce, J.J. y Wetzel, A. (2016).** Sedimentología e icnología de la formación Sierra Chacaicó en la localidad de Arroyo Lapa, Cuenca Neuquina, Argentina. VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XV Reunión Argentina de Sedimentología. Libro de resúmenes, p. 53.
- Carrizo, R., Malumián, N., Nánuez, C., Caramés, A. y Concheyro, A. (1990).** Micropaleontología y correlación del Terciario del área carbonífera de Río Turbio,

provincia de Santa Cruz, Argentina. 2° Simposio sobre el Terciario de Chile. Procesos y Productos de Depositación en el ámbito Andino. Actas, 1: 29–50.

**Casadío, S. y Concheyro, A. (1992).** Facies y ambientes de sedimentación en el límite Cretácico-Terciario de La Pampa, Argentina. En: 3° Congreso Geológico de España y 8° Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, Actas, 4: 30- 34.

**Casadío S.A. y Montagna, A.O. (2015).** Estratigrafía de la Cuenca Neuquina. En: Ponce, J.J., Montagna, A.O. y Carmona, N. (eds.) Geología de la Cuenca Neuquina y sus sistemas petroleros: una mirada integradora desde los afloramientos al subsuelo, Ciudad Autónoma de Buenos Aires: Fundación YPF; Viedma: Universidad Nacional de Río Negro, 8-21, ISBN 978-987-26841-3-6, Buenos Aires.

**Casellato, C.E. (2010).** Calcareous nannofossil biostratigraphy of upper Callovian-lower Berriasian successions from the southern Alps, north Italy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 116 (3): 357-404. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/6394>.

**Casellato, C.E. y Erba, E. (2015).** Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoceanography of the Toarcian oceanic anoxic event at Colle Di Sogno (southern Alps, northern Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 121 (3): 297–327. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/6520>.

**Caswell, A.B. y Coe, A.L. (2014).** The impact of anoxia on pelagic macrofauna during the Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic). *Proceedings of the Geologists' Association* 125 (4): 383-391. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2014.06.001>.

**Cavalier-Smith, T., Allsopp, M.T.E.P., Häuber, M.M., Gothe, G., Chao, E.E., Couch, J.A. y Maier, U.G. (1996).** Chromobionte phylogeny: the enigmatic alga *Reticulosphaera japonensis* is an aberrant haptophyte, not a heterokont, *Phycologia*, 31 (3): 255-263, <https://doi.org/10.1080/09670269600651461>.

**Celestino, R.F.S. (2019).** Environmental change and carbon cycling during the Early Jurassic: A multi-proxy study on the Posidonienschiefer of NW Germany. Tesis Doctoral, Camborne School of Mines, College of Engineering, Mathematics and Physical Sciences, University of Exeter, pp. 327.

- Chan, S. A., Balc, R., Humphrey, J. D., Amao, A. O., Kaminski, M. A., Alzayer, Y. y Duque, F. (2022).** Changes in paleoenvironmental conditions during the Late Jurassic of the western Neo-Tethys: Calcareous nanofossils and geochemistry. *Marine Micropaleontology*, 173 (1), 102116. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2022.102116>.
- Charbonnier, G., Boulila, S., Galbrun, B., Laskar, J., Gardin, S. y Rouget, I. (2023).** A 20-million-year Early Jurassic cyclostratigraphic record and its implications for the chaotic inner Solar System and sea-level changes. *Basin Research*: 1–20. <https://doi.org/10.1111/bre.12754>.
- Charlson, R.J., Lovelock, J.E., Andreae, M.O. y Warren, S.G. (1987).** Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature*, 326: 655–661. <https://doi.org/10.1038/326655a0>.
- Chaumeil Rodríguez, M., Mattioli, E., y Pérez Panera, J.P. (2019).** Lower Jurassic calcareous nanofossils from the Neuquén Basin, Argentina: new insights on the opening of the Hispanic Corridor. 16° International Nannoplankton Association Meeting, Santos, 2019. *Journal of Nannoplankton Research Special Issue*, 5: 26.
- Chaumeil Rodríguez, M., Mattioli, E. y Pérez Panera, J.P. (2022).** Lower Jurassic calcareous nanofossil taxonomy revisited according to the Neuquén Basin (Argentina) record. *Journal of Micropalaeontology*, 41: 75–105. <https://doi.org/10.5194/jm-41-75-2022>.
- Chen, W., Kemp, D.B., He, T., Huang, C., Jin, S., Xiong, Y. y Newton, R.J. (2021).** First record of the early Toarcian Oceanic Anoxic Event in the Hebrides Basin (UK) and implications for redox and weathering changes. *Global and Planetary Change*, 207, 103685. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103685>.
- Chiari, M., Cobianchi, M. y Picotti, V. (2007).** Integrated stratigraphy (radiolarians and calcareous nanofossils) of the Middle to Upper Jurassic Alpine radiolarites (Lombardian Basin, Italy), Constraints to their genetic interpretation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 249 (3–4): 233–270. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.02.001>.

- Choudhari, P. P., Patil, S. y Mohan, R. (2019).** Use of Coccolith based Proxies for Palaeoceanographic Reconstructions. *Current science*, 119 (2): 307–315, <https://doi.org/10.18520/cs/v119/i2/307-315>.
- Cifer, T., Goričan, Š., Auer, M., Demény, A., Fraguas, Á., Gawlick, H.-J. y Riechelmann, S. (2022).** Integrated stratigraphy (radiolarians, calcareous nannofossils, carbon and strontium isotopes) of the Sinemurian–Pliensbachian transition at Mt. Rettenstein, Northern Calcareous Alps, Austria. *Global and Planetary Change*, 212 (1): 103811. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103811>.
- Clyde, W.C., Wilf, P., Iglesias, A., Slingerland, R.L., Barnum, T., Bijl, P.K., Bralower, T.J., Brinkhuis, H., Comer, E.E., Huber, B.T., Ibañez-Mejia, M., Jicha, B.R., Krause, J.M., Schueth, J.D., Singer, B.S., Raigemborn, M.S., Schmitz, M.D., Sluijs, A. y Zamaola, M.C. (2014).** New age constraints for the Salamanca Formation and lower Río Chico Group in the western San Jorge Basin, Patagonia, Argentina: Implications for Cretaceous–Paleogene extinction recovery and land mammal age correlations. *Geological Society of America Bulletin* 126 (3-4): 289–306. <https://doi.org/10.1130/B30915.1>.
- Cobianchi, M. (1990).** Biostratigrafia a nannofossili calcarei del passaggio Domeriano-Toarciano in Val Navezze (Brescia). *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*. 33: 19–25.
- Cobianchi, M. (1992).** Sinemurian–Early Bajocian calcareous nannofossil biostratigraphy of the Lombardy Basin (Southern Calcareous Alps, northern Italy). *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, 35: 61–106.
- Cobianchi, M. y Picotti, V. (2001).** Sedimentary and biological response to sea–level and palaeoceanographic changes of a Lower–Middle Jurassic Tethyan platform margin (Southern Alps, Italy). *Palaeogeogr., Palaeocl.* 169: 219–244. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00217-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00217-6).
- Cobianchi M.A., Erba E. y Pirini Radrizzani C. (1992).** Evolutionary trends of calcareous nannofossil genera *Lotharingius-Watznaueria* during the early and middle Jurassic. *Memorie di Scienze Geologiche Padova*, 43: 19–25.

- Cobbold, P.R. y Rossello, E.A. (2003).** Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 429–443. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(03\)00077-1](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(03)00077-1).
- Coccioni, R., Erba, E., y Premoli Silvá, I. (1992).** Barremian–Aptian calcareous plankton biostratigraphy from the Gorgo Cerbara section (Marche, central Italy) and implications for plankton evolution. *Cretaceous Research*, 13 (5–6): 517–537. [https://doi.org/10.1016/0195-6671\(92\)90015-I](https://doi.org/10.1016/0195-6671(92)90015-I).
- Cohen, A.S., Coe, A.L., Harding, S.M. y Schwark, L. (2004).** Osmium isotope evidence for the regulation of atmospheric CO<sub>2</sub> by continental weathering. *Geology*, 32: 157–160. <https://doi.org/10.1130/G20158.1>.
- Concheyro, A. (1991).** Nanofósiles calcáreos de la Formación Man Aike (Eoceno, Sudeste del Lago Cardiel) Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana*, 28: 385–399.
- Concheyro, A. (1995).** Nanofósiles calcáreos del Cretácico Superior y Paleógeno de Patagonia, Argentina. Tesis Doctoral (Inédita), Facultad Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Tomo I, pp.162; Tomo II, pp. 159.
- Concheyro, A. y Angelozzi, G. (2002).** Nanofósiles Calcáreos. En: M. Haller (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Santa Cruz. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate)*, Actas II–10: 519–531.
- Concheyro, A. y Sagasti, G. (1999).** Lower Cretaceous Calcareous Nannofossils of Agrio Formation, Mendoza Province, Argentina. *Boletim do 5° Simposio sobre o Cretáceo do Brasil. UNESP. Campus de Rio Claro/SP*, pp. 359–365.
- Concheyro, A. y Villa, G. (1996).** Maestrichtian-Danian (K/P) calcareous nannofossils in the Liu Malal section. Northern Patagonia, Argentina. *Palaeopelagos* 6: 281–297.
- Concheyro, A., Olivera, A., Santillana, S., Marensi, S. y Rinaldi, C. (1991).** Nanofósiles calcáreos del Cretácico Superior de Isla Marambio, Antártica. VI Congreso Geológico Chileno, Resúmenes expandidos: 825–828.
- Concheyro, A., Ballent, S., Caramés, A. y Lescano, M. (2008).** Micropaleontología de la Formación Agrio (Cretácico Inferior) en distintos sectores de la Cuenca Neuquina. XVII Congreso Geológico Argentino, S.S. de Jujuy, Actas II: 757–758.



- Concheyro, A., Lescano, M., Caramés, A. y Ballent, S. (2009).** Micropaleontología de la Formación Agrio (Cretácico Inferior) en distintos sectores de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (2): 342–361.
- Courtillot, V.E. y Renne, P.R. (2003).** On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience*, 335 (1): 113–140. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(03\)00006-3](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00006-3).
- Covington, J.M. y Wise, S.W. (1987).** Calcareous nannofossil biostratigraphy of a Lower Cretaceous deep-sea fan complex: Deep Sea Drilling Project Leg 93 Site 603, lower continental rise off Cape Hatteras. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 93*: 617–660. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.93.116.1987>.
- Cristallini, E., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodríguez, L., Tomezzoli, R. y Comeron, R. (2006).** Synrift geometry of the Neuquén Basin in northeastern Neuquén Province, Argentina. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.)*. Geological Society of America, Special Paper, 407: 147–161.
- Cros, L. y Estrada, M. (2013).** Holo-heterococcolithophore life cycles: ecological implications. *Marine Ecology Progress Series*, 492: 57–68. <https://doi.org/10.3354/meps10473>.
- Cros, L., Kleijne, A., Zeltner, A., Billard, C. y Young, J.R. (2000).** New examples of holococcolith-heterococcolith combination coccospheres and their implications for coccolithophorid biology. *Marine Micropaleontology*, 39 (1–4): 1–34. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(00\)00010-4](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00010-4).
- Cros, L., Fortuño Alós, J. M. y Estrada, M. (2013).** Elemental composition of coccoliths: Mg/Ca relationships. *Scientia Marina*, 77 S1: 63–67, <https://doi.org/10.3989/scimar.03727.27E>.
- Crudeli, D., Young, J.R., Erba, E., Geisen, M., Ziveri, P., de Lange, G.J. y Slompe, C.P. (2006).** Fossil record of holococcoliths and selected hetero-holococcolith associations from the Mediterranean (Holocene–late Pleistocene): Evaluation of carbonate diagenesis and palaeoecological–palaeoenographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 237 (2-4): 191–212, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.11.022>.

- Crux, J.A. (1984).** Biostratigraphy of Early Jurassic calcareous nanofossils from southwest Germany. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 169: 160-186.
- Crux, J.A. (1985).** *Crepidolithus plienschachensis nomen novum pro Crepidolithus ocellatus* Crux 1984 non (Bramlette and Sullivan) Noël 1965. *INA Newsletter*, 7: 31.
- Crux, J. A. (1987a).** Early Jurassic calcareous nanofossil biostratigraphic events. *Newsl. Stratigr.*, 17 (2): 79–100. <https://doi.org/10.1127/nos/17/1987/79>.
- Crux, J.A. (1987b).** Concerning dimorphism in Early Jurassic coccoliths and the origin of the genus *Discorhabdus* Noël 1965. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 39: 51–55.
- Crux, J.A. (1989).** Biostratigraphy and palaeogeographical applications of Lower Cretaceous nanofossils from north-western Europe. En: Crux, J.A. y van Heck, S.E. (Eds.), *Nanofossils and their applications: Proceedings of the 2nd INA Conference, London 1987*. British Micropalaeontological Society Publication Series, pp. 143–211.
- Crux, J.A., Gary, A., Gard, G. y Ellington, W.E. (2010).** Recent Advances in the Application of Biostratigraphy to Hydrocarbon Exploration and Production. En: Ratcliffè, K.T. y Zaitlin, B.A. (Eds.), *Application of Modern Stratigraphic Techniques: Theory and Case Histories*. SEPM Special Publication 94, pp. 57–80. <https://doi.org/10.2110/pec.55.04.0631>.
- Cruz, C., Robles, F., Sylwan, C., y Villar, H. (1999).** Los sistemas petroleros Jurásicos de la Dorsal de Huincul. Cuenca Neuquina, Argentina. *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, 1999, IAPG, Tomo I: 175–195.*
- Cusminsky, G.C., Carignano, A.P., Pérez Panera, J.P., Náñez, C. y De Sosa Tomas, A. (2022).** Microfósiles calcáreos. *Relatorio XXI Congreso Geológico Argentino Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut Puerto Madryn, 2022*, pp. 1137–1170.

- D'Elía, L., Muravchik, M. Franzese, J.R. y Bilmes, A. (2012).** Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardía-Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean Geology*, 39 (1): 106–132.
- Damborenea, S.E. (1987a).** Early Jurassic Bivalvia of Argentina. Part 1: Stratigraphical Introduction and Superfamilies Nuculanacea, Arcacea, Mytilacea and Pinnacea. *Palaeontographica Abteilung A, Paläozoologie, Stratigraphie*, 199 (1–3): 23–111.
- Damborenea, S.E. (1987b).** Early Jurassic Bivalvia of Argentina. Part 2: Superfamilies Pteriacea, Buchiacea and part of Pectinacea. *Palaeontographica Abteilung A, Paläozoologie, Stratigraphie*, 199 (4–6): 113–216.
- Damborenea, S.E. (2000).** Hispanic Corridor: its evolution and the biogeography of bivalve mollusks. *Advances in Jurassic Research 2000*. En: Hall, R.L. y Smith, P.L. (Eds.), *Advances in Jurassic Research 2000*. *GeoResearch Forum 6* (Proceedings of the 5th International Symposium on the Jurassic System, Vancouver 1998, pp. 369–379.
- Damborenea, S.E. (2018).** New bivalve genus from the Early Jurassic of Neuquén Basin, Argentina, and its bearing on the Cuspidariidae (Poromyida) fossil record. *Journal of Paleontology*, 93 (1): 25–36. <https://doi.org/10.1017/jpa.2018.57>.
- Damborenea, S.E. y Manceñido, M.O. (1979).** On the Palaeogeographical Distribution of the Pectinid Genus *Weyla* (Bivalvia, Lower Jurassic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 27: 85–102. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(79\)90095-6](https://doi.org/10.1016/0031-0182(79)90095-6).
- Damborenea, S.E. y Manceñido, M.O. (1988).** *Weyla*: semblanza de un bivalvo Jurásico andino. 5° Congreso Geológico Chileno (Santiago de Chile), *Actas 2*: C13–C25.
- Damborenea, S.E., Echevarria, J. y Ros-Franch, S. (2013).** Southern Hemisphere Palaeobiogeography of Triassic-Jurassic Marine Bivalves. *Springer Briefs in Earth System Sciences*, Springer, Dordrecht., pp. 139. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-5098-2\\_1](https://doi.org/10.1007/978-94-007-5098-2_1).
- Danise, S., Twitchett, R.J. y Little, C.T. (2015).** Environmental controls on Jurassic marine ecosystems during global warming. *Geology*, 43 (3): 263–266. <https://doi.org/10.1130/G36390.1>.

- De Ferraris, C. (1947).** Edad del arco o dorsal antigua del Neuquén oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2 (3): 256–283.
- de Kaenel, E. y Bergen, J.A. (1993).** New Early and Middle Jurassic coccolith taxa and biostratigraphy from the eastern proto–Atlantic (Morocco, Portugal and DSDP Site 547B), *Eclogae Geol. Helv.*, 86 (3): 861–907.
- de Kaenel, E. y Bergen, J.A. (1996).** Mesozoic calcareous nannofossil biostratigraphy from sites 897, 899, and 901, Iberia Abyssal Plain: New biostratigraphic evidence. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 149: 27–59. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.149.206.1996>.
- de Kaenel, E., Bergen, J.A. y von Salis Perch–Nielsen, K. (1996).** Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphy of western Europe. Compilation of recent studies and calibration of bioevents. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167 (1): 15–28.
- de Kaenel, E., Mojon, P.O. y Pictet, A. (2020).** New biostratigraphical data (calcareous nannofossils, ammonites) and Early to Late Barremian transition in the Urgonien Jaune facies and Marnes de la Russille complex of the Swiss Jura Mountains. *Swiss Journal of Palaeontology*, 139, 6. <https://doi.org/10.1186/s13358-020-00209-5>.
- del Río, C., Concheyro, A. y Martinez, S. (2011).** The Maastrichtian–Danian at General Roca: A reappraisal of the chronostratigraphy of a key locality (Patagonia, Argentina). *Neues Jahrbuch für geologie und Paläontologie*, 259 (2): 129–156.
- de Vargas, C., Aubry, M.P., Probert, I. y Young, J. (2007).** Origin and Evolution of Coccolithophores—From coastal hunters to oceanic farmers. En: Falkowski, P. y Knoll, A. (Eds.) *Evolution of Primary Producers in the Sea*, Academic Press, 251–285. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-370518-1.X5000-0>.
- de Vries, J., Monteiro, F., Wheeler, G., Poulton, A., Godrijan, J., Cerino, F., Malinverno, E., Langer, G. y Brownlee, C. (2021).** Haplo-diplontic life cycle expands coccolithophore niche. *Biogeosciences*, 18 (3): 1161–1184. <https://doi.org/10.5194/bg-18-1161-2021>.

- Debiche, M.G., Cox, A. y Engebretson, D.C. (1987).** The motion of allochthonous terranes across the North Pacific Basin. *Geological Society of America Special Papers*, 207, pp. 56. <https://doi.org/10.1130/SPE207-p1>.
- Deflandre, G. (1952).** Classe des Coccolithophoridés. (Coccolithophoridae. Lohmann, 1902). En: Grassé, P.P. (Ed.) *Traité de Zoologie*. Masson, Paris 439-470.
- Deflandre, G. y Dangeard, L. (1938).** Schizosphaerella, un nouveau microfossile méconnu du Jurassique moyen et supérieur. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 207: 1115–1117.
- Deflandre, G. y Fert, C. (1954).** Observations sur les coccolithophoridés actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique. *Annales de Paléontologie*, 40: 115–176.
- Dellapé, D.A., Pando, G.A., Uliana, M.A. y Musacchio, E.A. (1978).** Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas, 2: 489–507.
- Demangel, I., Kovács, Z. Gardin, S., Krystyn, L., Piller, W.E., Baldermann, A. y Richoz, S. (2023).** Fate of calcareous nannofossils during the Rhaetian (Late Triassic): evidence from the Northern Calcareous Alps, Austria. *Lethaia*, 56 (1): 1–24. <https://doi.org/10.18261/let.56.1.5>.
- Dera, G. y Donnadieu, Y. (2012).** Modeling evidences for global warming, Arctic seawater freshening, and sluggish oceanic circulation during the Early Toarcian anoxic event. *Paleoceanography*, 27, PA2211. <https://doi.org/10.1029/2012PA002283>.
- Dera, G., Pucéat, E., Pellenard, P., Neige, P., Delsate, D., Joachimski, M.M., Reisberg, L. y Martinez, M. (2009).** Water mass exchange and variations in seawater temperature in the NW Tethys during the Early Jurassic: Evidence from neodymium and oxygen isotopes of fish teeth and belemnites. *Earth and Planetary Science Letters*, 286: 198–207.
- Dera, G., Neige, P., Dommergues, J.L., Brayard, A. (2011).** Ammonite paleobiogeography during the Pliensbachian–Toarcian crisis (Early Jurassic)

reflecting paleoclimate, eustasy, and extinctions. *Global and Planetary Change*, 78 (3–4): 92–105. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.05.009>.

- Dera, G., Prunier, J., Smith, P.L., Haggart, J.W., Popov, E., Guzhov, A., Rogov, M., Delsate, D., Thies, D., Cuny, G., Pucéat, E., Charbonnier, G. y Bayon, G. (2014).** Nd isotope constraints on ocean circulation, paleoclimate, and continental drainage during the Jurassic breakup of Pangea. *Gondwana Research*, 27: 1599–1615.
- Dessanti, R.N. (1973).** Descripción Geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas, provincia de Mendoza. Subsecretaría de Minería. Servicio Nacional Minero Geológico. Boletín, 139: 1–70. Buenos Aires.
- Dickson, A., Gill, B.C., Ruhl, M., Jenkyns, H.C., Porcelli, D., Idiz, E., Lyons, T.W. y van den Boorn, S.H.J.M. (2017).** Molybdenum-isotope chemostratigraphy and paleoceanography of the Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic). *Paleoceanography*, 32 (8): 813–829. <https://doi.org/10.1002/2016PA003048>.
- Digregorio, J. H. (1972).** Neuquén. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, República Argentina, pp. 439–506.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A. (1980).** Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M. (Ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 985–1032.
- Digregorio, R.E., Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Miniti, S.A. (1984).** Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicancias paleogeográficas. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas, 2: 147–162.
- Dockerill, H.J. (1987).** *Triscutum*, A Distinctive New Coccolith Genus from the Jurassic. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration - Production Elf-Aquitaine*, 11: 127-131.
- Doering, A. (1882).** Geología. En: Roca, J.A., Doering, A., Berg, C., Holmberg, E.L., Lorentz, P.G. y Niederlein, G. (Eds.), Informe oficial de la Comisión científica agregada al Estado Mayor general de la expedición al Río Negro (Patagonia) realizada en los meses de Abril, Mayo y Junio de 1879, bajo las órdenes del

general d. Julio A. Roca (con 16 láminas). Buenos Aires, Imprenta de Ostwald y Martinez, pp. 1881–1882. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.2504>.

**Duchamp-Alphonse**, S., Gardin, S., Fiet, N., Bartolini, A., Blamart, D., and Pagel, M. (2007). Fertilization of the northwestern Tethys (Vocontian basin, SE France) during the Valanginian carbon isotope perturbation: Evidence from calcareous nanofossils and trace element data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 243 (1–2): 132–151. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.07.010>.

**Edwardsen**, B., Eikrem, W., Green, J.C., Andersen, R.A., Moon-Van der Staay, S.Y. y Medlin, L.K. (2000). Phylogenetic reconstructions of the Haptophyta inferred from rRNA sequences and available morphological data. *Phycologia*, 39 (1): 19–35, <https://doi.org/10.2216/i0031-8884-39-1-19.1>.

**Ehrenberg**, C.G. (1836). Bemerkungen über feste mikroskopische anorganische Formen in den erdigen und ebenen Mineralein. Bericht über die zur Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der Königlich Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, pp. 84–85.

**Eisner**, P. (1991). Tectonostratigraphic evolution of Neuquén Basin, Argentina. Tesis de Maestría (Inédita), Rice University, Houston, pp. 56.

**Eliason**, O. y **Segev**, E. (2022). Coccolith Sr/Ca is a robust temperature and growth rate indicator that withstands dynamic microbial interactions. *Geobiology*, 20 (3): 435–443. <https://doi.org/10.1111/gbi.12487>.

**Erba**, E. (1994). Nanofossils and superplumes: the early Aptian nannoconid crisis. *Paleoceanography*, 9: 483–501.

**Erben**, H.K. (1956). Der Lias und der Dogger Mexikos. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 103 (1–2): 28–79.

**Exton**, J. y **Gradstein**, F. (1984). Early Jurassic stratigraphy and micropaleontology of the Grand Banks and Portugal. En: Westermann, G.E.G. (Ed.), *Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America*. Geological Association of Canada Special Paper, 27: 13–30.

- Falkowski, P.G., Katz, M.E., Milligan, A.J., Fennel, K., Cramer, B.S., Aubry, M.P., Berner, R.A., Novacek, M.J. y Zapol, W.M. (2005).** The rise of oxygen over the past 205 million years and the evolution of large placental mammals. *Science*, 309 (5744): 2202–2204. <https://doi.org/10.1126/science.1116047>.
- Fantasia, A., Föllmi, K.B., Adatte, T., Bernárdez, E., Spangenberg, J.E., Bernárdez, E. y Mattioli, E. (2016).** The Early Toarcian Oceanic Event: A Southern Hemisphere record from Chile. EGU General Assembly 2016, Geophysical Research Abstracts vol. 18.
- Fantasia, A., Föllmi, K.B., Adatte, T., Bernárdez, E., Spangenberg, J.E. y Mattioli, E. (2018a).** The Toarcian Oceanic Anoxic Event in southwestern Gondwana: An example from the Andean Basin, northern Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 175: 883–902. <https://doi.org/10.1144/jgs2018-008>.
- Fantasia, A., Föllmi, K.B., Adatte, T., Spangenberg, J.E. y Montero-Serrano, J.C. (2018b).** The Early Toarcian oceanic anoxic event: Paleoenvironmental and paleoclimatic change across the Alpine Tethys (Switzerland). *Global and Planetary Change*, 162: 53–68. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.01.008>.
- Fantasia, A., Adatte, T., Spangenberg, J.E., Font, E., Duarte, L.V. y Föllmi, K.B. (2019).** Global versus local processes during the Pliensbachian-Toarcian transition at the Peniche GSSP, Portugal: a multi-proxy record. *Earth-Science Reviews*, 198, 102932. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102932>.
- Fantasia, A., Mattioli, E., Spangenberg, J.E., Adatte, T., Bernárdez, E., Ferreira, J., Thibault, N., Krencker, F-N. y Bodin, S. (2022).** The middle-late Aalenian event: A precursor of the Mesozoic Marine Revolution. *Global and Planetary Change*, 208, 103705. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103705>.
- Fatela, F. y Taborda, R. (2002).** Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages, *Marine Micropaleontology*, 45 (2): 169–174. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(02\)00021-X](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(02)00021-X).
- Faucher, G., Riebesell, U. y Bach, L.T. (2019).** Environmental control on coccolithophore morphology: do modern species yield information that is transferable to the geological past? 17 International Nannoplankton Association Meeting, Santos, Brasil, p. 33.



- Faucher, G., Riebesell, U. y Bach, L.T. (2020).** Can morphological features of coccolithophores serve as a reliable proxy to reconstruct environmental conditions of the past? *Climate of the Past*, 16 (3): 1007–1025. <https://doi.org/10.5194/cp-2019-84>.
- Faucher, G., Visentin, S., Gambacorta, G. y Erba, E. (2022).** *Schizosphaerella* size and abundance variations across the Toarcian Oceanic Anoxic Event in the Sogno Core (Lombardy Basin, Southern Alps). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 595, 110969. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.110969>.
- Fernández, M.S. (1997).** On the paleogeographic distribution of Callovian and Late Jurassic ichthyosaurs. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 17 (4): 752–754. <https://doi.org/10.1080/02724634.1997.10011023>
- Fernández, M.S. (1999).** A new ichthyosaur from the Los Molles Formation (Early Bajocian), Neuquen Basin, Argentina. *Journal of Paleontology*, 73 (4): 677–681. <https://doi.org/10.1017/S0022336000032492>.
- Fernández-López, S.R. y Pavia, G. (2015).** Mollistephaninae and Frebolditinae, new subfamilies of Middle Jurassic stephanoceratid Ammonoidea. *Paläontologische Zeitschrift*, 89 (4): 707-727. <https://doi.org/10.1007/s12542-015-0263-7>.
- Fernando, A.G.S., Nishi, H., Tanabe, K., Moriya, K., Iba, Y., Kodama, K., Murphy, M.A. y Okada, H. (2011).** Calcareous nannofossil biostratigraphic study of forearc basin sediments: Lower to Upper Cretaceous Budden Canyon Formation (Great Valley Group), northern California, USA. *Island Arc*, 20: 346–370. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2011.00770.x>.
- Ferrari, S.M. (2011).** Early Jurassic Ataphridae (Mollusca: Gastropoda) from Chubut, Argentina: paleogeographic and paleoecologic implications. *Ameghiniana*, 48 (1): 63–77. [https://doi.org/10.5710/AMGH.v48i1\(327\)](https://doi.org/10.5710/AMGH.v48i1(327)).
- Ferrari, S.M. (2014).** Patellogastropoda and Vetigastropoda (Mollusca, Gastropoda) from the marine Jurassic of Patagonia, Argentina. *Historical Biology: An International Journal of Paleobiology*, 26 (5): 563–581. <https://doi.org/10.1080/08912963.2013.804518>.

- Ferrari, S. M y Bessone, S. (2015).** A new Early Jurassic marine locality from southwestern Chubut Basin, Argentina. *Andean Geology*, 42 (3): 349–363. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV42n3-a04>.
- Ferreira, J., Mattioli, E., Pittet, B. y Cachão, M. (2014).** Advances in Calcareous Nannofossil Biostratigraphy Based on Toarcian–Aalenian Sections in the Lusitanian Basin (Portugal). En: Rocha, R., Pais, J., Kullberg, J., Finney, S. (eds) STRATI 2013. Springer Geology. Springer, Cham., pp. 1081–1084. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-04364-7\\_206](https://doi.org/10.1007/978-3-319-04364-7_206).
- Ferreira, J., Mattioli, E., Pittet, B., Cachão, M. y Spangenberg, J.E. (2015).** Palaeoecological insights on Toarcian and lower Aalenian calcareous nannofossils from the Lusitanian Basin (Portugal). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 436: 245–262. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.07.012>.
- Ferreira, J., Mattioli, E. y van de Schootbrugge, B. (2017).** Palaeoenvironmental vs. evolutionary control on size variation of coccoliths across the Lower-Middle Jurassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 465: 177–192, <http://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.10.029>.
- Ferreira, J., Mattioli, E., Suchéras–Marx, B., Giraud, F., Duarte, L., Pittet, B., Suan, G., Hassler, A. y Spangenberg, J.E. (2019).** Western Tethys Early and Middle Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 197: 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102908>.
- Frada, M.J., Percopo, I., Young, J.R., Zingone, A., de Vargas, C. y Probert, I. (2009).** First observations of heterococcolithophore-holococcolithophore life cycle combinations in the Family Pontosphaeraceae (Calcihaptophycidae, Haptophyta). *Marine Micropaleontology*, 71: 20–27. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2009.01.001>.
- Fraguas, A. (2014).** *Crepidolithus cantabriensis* nov. sp., a new calcareous nannofossil (Prymnesiophyceae) from the Lower Jurassic of northern Spain. *Geobios*, 47: 31–38. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2013.10.004>.
- Fraguas, A. y Erba, E. (2010).** Biometric analyses as a tool for the differentiation of two coccolith species of the genus *Crepidolithus* (Pliensbachian, Lower Jurassic) in

the Basque-Cantabrian Basin (Northern Spain). *Marine Micropaleontology*, 77 (3–4): 125–136. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2010.08.004>.

**Fraguas, A., Comas–Rengifo, M.J. y Perilli, N. (2007).** Los nanofósiles calcáreos del Pliensbachense de la sección de Tudanca (Cuenca Vasco–Cantábrica, España), *Coloquios de Paleontología*, 57: 225–269.

**Fraguas, A., Comas–Rengifo, M.J. and Perilli, N. (2008).** Pliensbachian calcareous nanofossils of the Santotis section (Basque–Cantabrian Basin, N Spain). *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Serie A*, 113: 49–56.

**Fraguas, A., Herrle, J.O., Pross, J. y van de Schootbrugge, B. (2013).** Biostratigraphy of Lower Jurassic calcareous nanofossils from the Schandelah core (NW Germany). *INA14 abstracts*, Reston, Virginia, USA, 2013, *J. Nanoplankton Res., Spec. Issue*.

**Fraguas, A., Comas–Rengifo, M.J. y Perilli, N. (2015).** Calcareous nanofossil biostratigraphy of the Lower Jurassic in the Cantabrian Range (Northern Spain). *Newsletters on Stratigraphy*, 48 (2): 179–199. <https://doi.org/10.1127/nos/2015/0059>.

**Fraguas, A., Comas–Rengifo, M.J., Goy, A. y Gómez, J.J. (2018).** Upper Sinemurian–Pliensbachian calcareous nanofossil biostratigraphy of the E Rodiles section (Asturias, N Spain), A reference section for the connection between the Boreal and Tethyan Realms. *Newsletters on Stratigraphy*, 51 (2): 227–244. <https://doi.org/10.1127/nos/2017/0401>.

**Fraguas, A., Gómez, J.J., Comas–Rengifo, M.J. y Goy, A. (2021a).** Pliensbachian calcareous nanofossil paleoecology in the E Rodiles section (Asturias, N Spain): A key location connecting the Boreal and Tethyan realms. *Marine Micropaleontology*, 163, 101962. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2021.101962>.

**Fraguas, A., Gómez, J.J., Goy, A. y Comas–Rengifo, M.J. (2021b).** The response of calcareous nanoplankton to the latest Pliensbachian–early Toarcian environmental changes in the Camino Section (Basque Cantabrian Basin, northern Spain). En: Reolid, M., Duarte, L. V., Mattioli, E. y Ruebsam, W. (Eds), *Carbon Cycle and Ecosystem Response to the Jenkyns Event in the Early Toarcian*

(Jurassic). Geological Society, London, Special Publications, 514: 31–58. <https://doi.org/10.1144/SP514-2020-256>.

**Fraguas, A., Molina, J.M., Nieto, L. y Reolid, M. (2022).** Dating The Colomera Section (Median Subbetic, Se Spain) Using Calcareous Nannofossils. 11th International Congress on the Jurassic System, Budapest, Hungría. 11th International Congress on the Jurassic System. Program, abstracts and field trip guide, p. 44.

**Franklin, D., Steinke, M., Young, J., Probert, I., y Malin, G. (2010).** Dimethylsulphoniopropionate (DMSP), DMSP-lyase activity (DLA) and dimethylsulphide (DMS) in 10 species of coccolithophore. Marine Ecology-Progress Series, 410: 13–23. <https://doi.org/10.3354/meps08596>.

**Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. (2001).** Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. Journal of South American Earth , 14: 257–270.

**Franzese, J.R., Spalletti, L.A., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. (2003).** Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). Journal of South American Earth Science, 16: 81–90.

**Franzese, J.R., Veiga, G.D., Schwarz, E. y Gómez-Pérez, I. (2006).** Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. Journal of the Geological Society, 163: 707–721.

**Franzese, J.R., Veiga, G.D., Muravchik, M., Ancheta, D. y D'Elía, L. (2007).** Estratigrafía de 'sin-rift' (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina. Revista Geológica de Chile, 34 (1): 49–62. <http://doi.org/10.4067/S0716-02082007000100003>.

**Fuentes, S., Cuitiño, J.I., Martz, P., Pérez Panera, J.P., Guler, M.V., Palazzesi, L., Barreda, V.A. y Scasso, R.A. (2019).** Paleoenvironmental reconstruction of the Puerto Madryn Formation (Middle to Late Miocene) northeast of Patagonia: Palynology, Nannofossils and Stratigraphy. Ameghiniana, 56: 28–52. <https://doi.org/10.5710/AMGH.11.12.2018.3201>.

**Galasso, F., Schmid-Röhl, A., Feist-Burkhardt, S., Bernasconi, S.M. y Schneebeli-Hermann, E. (2021).** Changes in organic matter composition during the Toarcian

Oceanic Anoxic Event (T-OAE) in the Posidonia Shale Formation from Dormettingen (SWGermany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 569, 110327. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110327>.

**Galasso, F., Feist-Burkhardt, S. y Schneebeli-Hermann, E. (2022).** The palynology of the Toarcian Oceanic Anoxic Event at Dormettingen, southwest Germany, with emphasis on changes in vegetational dynamics. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 304, 104701. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2022.104701>.

**García Morabito, E., Götze, H.J. y Ramos, V.A. (2011).** Tertiary tectonics of the Patagonian Andes retro-arc area between 38°15' and 40°S latitude. *Tectonophysics*, 499 (1-4): 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.10.020>.

**Gardet, M. (1955).** Contribution à l'étude des coccolithes des terrains néogènes de l'Algérie. *Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie (Nouvelle Série)*, 5: 477-550.

**Gardin, S. y Manivit, H. (1994).** Biostratigraphie des nanofossiles calcaires du Toarcien du Quercy (Sud-Ouest de la France). Comparaison avec la coupe stratotypique de la cimenterie d'Airvault (Deux-Sèvres, France). *Geobios*, 27 (2): 229–244. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(94\)80142-8](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(94)80142-8).

**Gardin, S., Krystyn, L., Richoz, S., Bartolini, A. y Galbrum, B. (2012).** Where and when the earliest coccolithophores? *Lethaia*, 45 (4): 507–523. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.2012.00311.x>.

**Garrido, A.C. (2011).** El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (2011). *Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino: Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, pp. 231-244.

**Gasparini, Z. (1992).** Marine reptiles of the Circum-Pacific region. En: G.E.G. Westermann (Ed.), *The Jurassic of the Circum-Pacific. World and Regional Geology 3*. Cambridge University Press, pp. 361–364. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511529375.028>.

**Gasparini, Z. y Fernández, M. (1997).** Tithonian marine reptiles of the eastern Pacific. In: Callaway, J.M., Nicholls, E.L. (Eds.), *Ancient marine reptiles*.

Academic Press, San Diego, pp. 435–440. <https://doi.org/10.1016/B978-012155210-7/50023-5>.

- Gasparini, Z. y Fernández, M. (2005).** Jurassic marine reptiles of the Neuquen Basin: records, faunas, and their palaeobiogeographic significance. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) *The Neuquen Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*; Geological Society, London, Special Publications, 252: 279–294.
- Gasparini, Z., Spalletti, L. y Fernandez, M. (1997).** Significado Paleobiogeografico de los Reptiles Marinos Bajocianos (Jurásico Medio) de la Cuenca Neuquina, Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno, 1997, Actas, 1: 484–488.
- Gasparini, Z. e Iturralde-Vinent, M. (2006).** The Cuban Oxfordian herpetofauna of the Caribbean Seaway. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 240 (3): 343–371. <https://doi.org/10.1127/njgpa/240/2006/343>.
- Gaździcki, A. y Reid, P. (1983).** Upper Triassic Involutinidae (Foraminifera) of Lime Peak in Yucon, Canada. *Acta Geologica Polonica*, 33 (1–4): 99–106.
- Geisen, M., Billard, C., Broerse, A., Cros, L., Probert, I. y Young, J.R. (2002).** Life cycle associations involving pairs of holococcolithophorids species: intraspecific variation or cryptic speciation? *European Journal of Phycology*, 37 (4): 531–550. <https://doi.org/10.1017/S0967026202003852>.
- Gerling, E.L., Visconti, G., Parras, A. y Varela, J.A. (2014).** Análisis Paleoambiental de la Formación Allen (Campaniano-Maastrichtiano) en el suroeste de la provincia de La Pampa, cuenca Neuquina, Argentina. 14° Reunión Argentina de Sedimentología, Puerto Madryn, 2014, p. 115.
- Giacomone, G., Olariu, C., Steel, R. y Shin M. (2020).** A coarse-grained basin floor turbidite system – the Jurassic Los Molles Formation, Neuquen Basin, Argentina. *Sedimentology*, 67 (7): 3809–3843. <https://doi.org/10.1111/sed.12771>.
- Giraud, F. (2009).** Calcareous nanofossil productivity and carbonate production across the Middle-Late Jurassic transition in the French Subalpine Basin. *Geobios*, 42 (6): 699–714. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2009.05.002>.

- Giraud, F., Pittet, B., Mattioli, E. y Audouin, V. (2006).** Paleoenvironmental controls on the morphology and abundance of the coccolith *Watznaueria britannica* (Late Jurassic, southern Germany). *Marine Micropaleontology*, 60: 205–225. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2006.04.004>.
- Global Paleogeography:** <http://plate-tectonic.narod.ru/globalpaleogeophotoalbum.html>.
- Godbillot, C., Minoletti, F., Bassinot, F., y Hermoso, M. (2022).** Parallel between the isotopic composition of coccolith calcite and carbon levels across Termination II: developing a new paleo-CO<sub>2</sub> probe. *Climate of the Past*, 18 (3): 449–464. <https://doi.org/10.5194/cp-18-449-2022>.
- Gollain, B., Mattioli, E., Kenjo, S., Bartolini, A. y Reboulet, S. (2019).** Size patterns of the coccolith *Watznaueria barnesiae* in the lower Cretaceous: Biotic versus abiotic forcing. *Marine Micropaleontology*, 152, 101740. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.03.012>.
- Gómez Omil, R., Schmithalter J, Cangini, A. Alabariño, N. y Corsi, A. (2002).** El Grupo Cuyo en la Dorsal de Huincul, Consideraciones estratigráficas, tectónicas y petroleras, Cuenca Neuquina. 6º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas en CD ROM. Mar del Plata.
- Gómez Omil, R., Giorgetti, M. y Borghi, P. (2017).** El Grupo Cuyo en la Cuenca Neuquina (engolfamiento y Dorsal de Huincul). Modelo sedimentario y sistema petrolero. XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, Tucumán, Sesión Técnica 12. Geología de los recursos energéticos, pp. 59–64.
- Gouiric-Cavalli, S. (2013).** Sistemática y relaciones biogeográficas de los peces del Titoniano (Jurásico tardío) de la Cuenca Neuquina de Argentina. Tesis doctoral (Inédita) Universidad Nacional de La Plata. <https://doi.org/10.35537/10915/26616>.
- Goy, A., Ureta, S., Arias, C, Canales, M.L., García Joral, F., Herrero, C., Martínez, G. y Perilli, N. (1994).** The Fuentelsaz section (Iberian range, Spain), a possible Stratotype for the base of the Aalenian Stage. *Miscellanea Servizio Geologico Nazionale*, 5: 1–31.

- Goy, G. (1981).** Nanofossiles calcaires des schistes carbon (Toarcien Inferieur) du Bassin de Paris. Documents de la RCP 459, Nature et genese des facies confines, Editions du BRGM, pp. 86.
- Goy, G., Noël, D. y Busson, G. (1979).** Les conditions de sédimentation des schistes-carton (Toarcien inf.) du bassin de Paris déduites de l'étude des nanofossiles calcaires et des diagraphies. Documents de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon, 75: 33-57.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. y Ogg, G. (2012).** The Geological Time Scale 2012. Elsevier, pp. 1176. <https://doi.org/10.1016/C2011-1-08249-8>.
- Green, J.C., Course, P.A. y Tarran, G.A. (1996).** The life-cycle of *Emiliana huxleyi*: a brief review and a study of relative ploidy levels analysed by flow cytometry. Journal of Marine Systems, 9 (1-2): 33-44.
- Grima, E.M., Sevilla, J.M.F., Perez, J.A.S. y Camach, F.G. (1996).** A study on simultaneous photolimitation and photoinhibition in dense microalgal cultures taking into account incident and averaged irradiances. Journal of Biotechnology, 45: 59-69.
- Groeber, P. (1918).** Estratigrafía del Dogger en la República Argentina. Estudio sintético comparativo. Dirección Nacional de Minas, Geología e Hidrogeología. Serie B (Geología) Boletín 18.
- Groeber, P. (1946).** Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal, Revista Sociedad Geológica Argentina, 1 (3): 178-208.
- Groeber, P., Stipanovic, P.N. y Mingramm, A. (1953).** Jurásico. En: Groeber, P., Stipanovic, P.N. y Mingramm, A. (eds.), Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Buenos Aires, 2: 9-541.
- Grün, W. y Allemann, F. (1975).** The Lower Cretaceous of Caravaca (Spain): Berriasian Calcareous Nannoplankton of the Miravetes Section (Subbetic Zone, Prov. of Murcia). Eclogae Geologicae Helvetiae, 68 (1): 147-211.
- Grün, W. y Zweili, F. (1980).** Das Kalkige Nannoplankton der Dogger-Malm-Grenze im Berner Jura bei Liesberg (Schweiz). Jahrbuch Geologischen Bundesanstalt, 123 (1): 231-341.



- Grün, W., Prins, P. y Zweili, F. (1974).** Coccolithophoriden aus dem Lias epsilon von Holzmaden (Deutschland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 147 (3): 294–328.
- Gründel, J., Parent, H., Cocca, R., Cocca, S. y Carlini, A. (2004).** Lowermost Bajocian marine gastropods from the Los Molles Formation at Picún Leufú, Neuquén-Mendoza Basin, Argentina. *Revue de Paléobiologie*, 23 (1): 263–265.
- Guérin-Franiate, S. (1990).** Ammonites du Lias inférieur de France (II): Psiloceratidae, Schlotheimiidae et premiers Arietitidae. *Mémoire du Centre d'Etude et de Recherches Geologique et Hydrologiques*, 29: 1–207.
- Guler, M.V., González Estebenet, M.S., Navarro, E., Astini, R., Pérez Panera, J.P., Pieroni, D., Paolillo, M. y Ottone, G. (2019).** Maastrichtian to Danian Atlantic Transgression in the north of Patagonia: a dinoflagellate cyst approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 92: 552–564. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.04.002>.
- Gulisano, C.A. (1981).** El Ciclo Cuyano en el norte del Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A. (1995).** Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. *Asociación Geológica Argentina, Serie E*, 2: 1–111.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E. (1984).** Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *Noveno Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, 1984, Actas*, 1: 236–259.
- Gutiérrez Pleimling, A.R., Ambrosio, A., Gómez, C., Bustos, G., González, J. M., Guzmán, C. y Tapia, F. (2021).** Sequence–stratigraphic study of Cuyo Group in the Agua del Cajón Block, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 110. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103373>.
- Habib, D., Moshkovitz, S. y Kramer, C. (1992).** Dinoflagellate and calcareous nannofossil response to sea-level change in Cretaceous-Tertiary boundary sections. *Geology*, 20 (2): 165–168. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0165:DACNRT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0165:DACNRT>2.3.CO;2).

- Hallam, A. (1969).** Faunal Realms and Facies in the Jurassic. *Palaeontology* 12: 1-18.
- Hallam, A. (1972).** Diversity and density characteristics of Pliensbachian-Toarcian molluscan and brachiopod faunas of the North Atlantic margins. *Lethaia*, 5: 389–412.
- Hallam, A., (1973).** Distributional patterns in contemporary terrestrial and marine animals. En: Hughes, N. (Ed.), *Organisms and Continents Through Time, Special Papers in Paleontology*, 12: 93–105.
- Hallam, A. (1975).** *Jurassic Environments*. Cambridge University Press, Cambridge, 269 pp.
- Hallam, A., (1977a).** Jurassic bivalve biogeography. *Paleobiology*, 3 (1): 58–73. <https://doi.org/10.1017/S009483730000511X>.
- Hallam, A., (1977b).** Biogeographic evidence bearing on the creation of Atlantic seaways in the Jurassic. En: West, R.M. (Ed.), *Paleontology and Plate Tectonics with Special reference to the History of the Atlantic Ocean*. Milwaukee Public Museum Special Publications in Biology and Geology, 2: 23–34.
- Hallam, A. (1980).** A reassessment of the fit of Pangaea components and the time of their initial breakup. En: Strangway, D.W. (Ed.), *The Continental Crust and its Mineral Deposits*. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 20: 375-387.
- Hallam, A. (1983).** Early and mid-Jurassic molluscan biogeography and the establishment of the central Atlantic seaway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 43 (3-4): 181–193. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(83\)90010-X](https://doi.org/10.1016/0031-0182(83)90010-X).
- Hallam, A. (1986).** Evidence of displaced terranes from Permian to Jurassic faunas around the Pacific margins. *Journal of the Geological Society*, 143 (1): 209–216. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.143.1.0209>.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T. y Ryan, P.D. (2001).** PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis. *Palaentologia Electronica*, 4 (2): pp. 9.
- Hamilton, G.B. (1977).** Early Jurassic calcareous nannofossils from Portugal and their biostratigraphic use. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 70: 575–597.

- Hamilton, G.B. (1978).** A Biostratigraphic Study of Jurassic Calcareous Nannofossils from Portugal and Great Britain. Tesis doctoral (Inédita) University College, University of London, pp. 596.
- Hamilton, G.B. (1979).** Lower and Middle Jurassic calcareous nannofossils from Portugal. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 72 (1): 1–17. <https://doi.org/10.5169/seals-164829>.
- Hamilton, G.B. (1982).** Triassic and Jurassic calcareous nannofossils. En: Lord, A. R. (Ed.) A Stratigraphical Index of Calcareous Nannofossils, British Micropalaeontological Society Publication Series, Ellis Horwood, Chichester, pp. 17–39.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., de Graciansky, P.-C. y Vail, P.R., (1998).** Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. En: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. y Vail, P.R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication, 60: 3–13.
- Haq, B.U. y Al-Qahtani, A.M. (2005).** Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia*, 10 (2): 127–160. <https://doi.org/10.2113/geoarabia1002127>.
- Hermoso, M. (2014).** Coccolith-derived isotopic proxies in palaeoceanography: where geologists need biologists. *Cryptogamie Algologie*, 35: 323–352. <https://doi.org/10.7872/crya.v35.iss4.2014.323>.
- Hernández, M.P., Concheyro, A., Lazo, D., Rodríguez, D., Aguirre-Urreta, M.B. y Ottone, E.G. (2005).** Asociaciones palinológicas, nanofósiles calcáreos e invertebrados del Miembro Agua de la Mula, Formación Agrio, en su localidad tipo, provincia del Neuquén. 16° Congreso Geológico Argentino, La Plata, Actas 3: 437–444.
- Hernández, N.M., Galetto, A., Cristallini, E., Garcia, V., Bechis, F. y Giambiagi, L. (2021).** Late Triassic-Early Jurassic extensional tectonics in the Neuquén Basin (Argentina). New insights from stratigraphic and structural analyses of the Chachil depocenter (39°S). *Journal of Structural Geology*, 154, 104483. <http://doi.org/10.1016/j.jsrg.2021.104483>.

- Herrle, J.O. y Mutterlose, J. (2003).** Calcareous nanofossils from the Aptian–Lower Albian southeast France: paleoecological and biostratigraphic implication. *Cretaceous Research*, 24: 1–22.
- Herrle, J.O., Pross, J., Friedrich, O., y Hemleben, C. (2003).** Short-term productivity changes in the Cretaceous Tethyan ocean: Evidence from the early Albian oceanic anoxic event 1b. *Terra Nova*, 15: 14–19.
- Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Duarte, L.V. y Oliveira, L.C. (2007).** Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth and Planetary Science Letters*, 253 (3-4): 455–470. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.009>.
- Hoggs, S.L. (1993).** Geology and Hydrocarbon Potential of the Neuquén Basin. *Journal of Petroleum Geology*, 16 (4): 383–396. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1993.tb00349.x>.
- Honjo, S., Manganini, S.J., Krishfield, R.A. y Francois, R. (2008).** Particulate organic carbon fluxes to the ocean interior and factors controlling the biological pump: A synthesis of global sediment trap programs since 1983. *Progress in Oceanography*, 76 (3): 217–285. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.11.003>.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A., y Veiga, G.D. (2005).** The Neuquén basin: an overview. En: Veiga, G.D., Spaletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) *The Neuquén basin, Argentina: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. The Geological Society, Special Publication, 252: 1–14.
- Huxley, T.H. (1858).** Professor Huxley's Report on the Examination of Specimens of Bottom. En: **Dayman, J.** (Ed.), *Deep sea soundings in the North Atlantic Ocean Between Ireland and Newfoundland, made in HMS Cyclops*. London, Eyre and Spottiswoode, pp. 62–66.
- Huxley, T.H. (1868).** On some organisms living at great depths in the North Atlantic Ocean. *Quarterly Journal of Microscopical Science, New Series*, 8: 203–212.
- Ikeda, M., Hori, R.S., Ikehara, M., Miyashita, R., Chino, M. y Yamada, K. (2018).** Carbon cycle dynamics linked with Karoo-Ferrar volcanism and astronomical cycles during Pliensbachian-Toarcian (Early Jurassic). *Global and Planetary Change*, 170, 163–171. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.08.012>.

- Imlay, R.W. (1965).** Jurassic marine faunal differentiation in North America. *Journal of Paleontology*, 39 (5): 1023–1038.
- Israel, A.A. y Gonzalez, E.L. (1996).** Photosynthesis and inorganic carbon utilization in *Pleurochrysis* sp. (Haptophyta), a coccolithophorid alga. *Marine Ecology-Progress Series*, 137: 243–250.
- Iturralde-Vinent, M.A. (2003a).** The conflicting paleontologic vs. stratigraphic record of the formation of the Caribbean seaway. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 79: 75–88. <https://doi.org/10.1306/M79877C3>.
- Iturralde-Vinent, M.A. (2003b).** A brief account of the evolution of the Caribbean seaway: Jurassic to present. En: Prothero, D., Ivany, L. y Nesbitt, E. (Eds.), *From greenhouse to icehouse: The marine Eocene–Oligocene transition*, Colombia University Press, New York, pp. 386–396.
- Iturralde-Vinent, M.A. (2006).** Meso-Cenozoic Caribbean Paleogeography: Implications for the Historical Biogeography of the Region. *International Geology Review*, 48 (9): 791–827. <http://doi.org/10.2747/0020-6814.48.9791>.
- Jafar, S.A. (1983).** Significance of Late Triassic calcareous Nannoplankton from Austria and Southern Germany. *Neues jahrbuch für Geologie und Palaontologie-Abhandlungen*, 166 (2): 218–259.
- Jeletzky, J.A. (1965).** Late Upper Jurassic and early Lower Cretaceous fossil zones of the Canadian Western Cordillera. *Geological Survey of Canada, Bulletin*, 103, pp. 70.
- Jenkyns, H.C. (1988).** The early Toarcian (Jurassic) anoxic event-stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 288 (2): 101–151. <https://doi.org/10.2475/ajs.288.2.101>.
- Jenkyns, H.C. (2010).** Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11 (3), Q03004. <https://doi.org/10.1029/2009GC002788>.
- Joral, F.G., Gómez, J.J. y Goy, A. (2011).** Mass extinction and recovery of the Early Toarcian (Early Jurassic) brachiopods linked to climate change in northern and

central Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 302 (3-4): 367–380. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.01.023>.

**Jorgensen, L., Lopez Pez , G.A. y Pisani, F. (2013).** Caracterización de la Fm Los Molles como reservorio de tipo Shale Gas en el ámbito Norte de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina, mostrando su analogía con reservorio de Shale Gas probado en EEUU. *Society of Petroleum Engineers*, pp. 20.

**Kadar, A.P., De Keyser, T., Neog, N. y Karam, K.A. (2015).** Calcareous nanofossil zonation and sequence stratigraphy of the Jurassic System, onshore Kuwait. *GeoArabia*, 20 (4): 125–180. <https://doi.org/10.2113/geoarabia2004125>.

**Kafousia, N., Karakitsios, V., Mattioli, E., Kenjo, S. y Jenkyns, H.C. (2014).** The Toarcian Oceanic Anoxic event in the Ionian Zone, Greece. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 393: 135–145. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.11.013>.

**Kamptner, E. (1954).** Untersuchungen  ber den Feinbau der Coccolithen. *Anz  st Akad Wiss Math-Naturw Klasse*, 87: 152–158.

**Kazmierczak, J., Kempe, S. y Kremer, B. (2013).** Calcium in the early evolution of living systems: a biohistorical approach. *Current Organic Chemistry*, 17: 1738–1750. <https://doi.org/10.2174/13852728113179990081>.

**Keidel, J. (1925).** Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del Territorio del Neuquén. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas y Geología, Publicación 8, pp. 75.

**Keller, G., Adatte, T., Tantawy, A.A., Berner, Z., Stinnesbeck, W., Stueben, D. y Leanza, H.A. (2007).** High stress late Maastrichtian - early Danian palaeoenvironment in the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 28: 939–960.

**Kessels, K., Mutterlose, J. y Ruffell, A. (2003).** Calcareous nanofossils from late Jurassic sediments of the Volga Basin (Russian Platform): evidence for productivity-controlled black shale deposition. *International Journal of Earth Sciences*, 92 (5): 743–757. <https://doi.org/10.1007/s00531-003-0343-x>.

**Keuter, S., Young, J.R., Koplovitz, G., Zingone, A. y Frada, M.J. (2021).** Novel heterococcolithophores, holococcolithophores and life cycle combinations from

the families Syracosphaeraceae and Papposphaeraceae and the genus *Florisphaera*. *Journal of Micropalaeontology*, 40: 75–99. <https://doi.org/10.5194/jm-40-75-2021>.

**Kielbowicz, A.A. (1987).** Foraminíferos del Toarciano inferior y del Aaleniano-Bayociano de la Formación Los Molles, Cuenca Neuquina, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, S.M. de Tucumán, 1987, Actas 3: 139–141.

**Kneller, E.A., Johnson, C.A., Karner, G.D., Einhorn, J. y Queffelec, T.A. (2012).** Inverse methods for modeling non-rigid plate kinematics: application to mesozoic plate reconstructions of the Central Atlantic. *Computers & Geosciences*, 49: 217–230. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.06.019>.

**Korte, C., Hesselbo, S.P., Ullmann, C.V., Dietl, G., Ruhl, M., Schweigert, G. y Thibault, N. (2015).** Jurassic climate mode governed by ocean Gateway. *Nature Communications* 6, 10015. <https://doi.org/10.1038/ncomms10015>.

**Krencker, F.N., Bodin, S., Suan, G., Heimhofer, U., Kabiri, L. y Immenhauser, A. (2015).** Toarcian extreme warmth led to tropical cyclone intensification. *Earth and Planetary Science Letters*, 425: 120–130. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.06.003>.

**Kristan-Tollmann, E. (1988a).** Coccolithen aus den Älteren Allgäuschichten (Alpiner Lias, Sinemur) von Timor, Indonesien. *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, 15: 71–83. ISSN 9378-6870.

**Kristan-Tollmann, E. (1988b).** Coccolithen aus dem Pliensbach (Ältere Allgäuschichten, Alpiner Lias) von Timor, Indonesien. *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*. 15: 109–133. ISSN 9378-6870.

**Kurtz, F. (1902).** Le Lias de la Piedra Pintada (Neuquén) II: contributions à la paléophytologie de l'Argentine. *Revista del Museo de La Plata*, 10: 235–242.

**Labails, C., Olivet, J.-L., Aslanian, D. y Roest, W.R. (2010).** An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 297 (3–4): 355–368. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.024>

- Lanés, S. (2005).** Late Triassic to Early Jurassic sedimentation in northern Neuquén Basin, Argentina: Tectosedimentary Evolution of the First Transgression. *Acta Geologica Acta*, 3 (2): 81–103.
- Lapido, O. (1982).** Descripción geológica de la Hoja 44 g "Cañadón Iglesias", provincia del Chubut. Servicio Nacional Minero Geológico, Buenos Aires, Boletín 185, pp. 46.
- Larriestra, F., Erra, G. y Ottone, E.G. (2018a).** Palinología y geoquímica de la Formación Los Molles, Grupo Cuyo, Jurásico, provincia del Neuquén. Boletín de la Asociación Latinoamericana de Paleobotánica y Palinología, 18: 144.
- Larriestra, F., Erra, G., Ottone, E.G., Ruiz, R., Labayén, I., Brea, F y Milicich, R. (2018b).** Organic geochemistry and chemostratigraphy of the Los Molles Formation, Neuquén Basin, Argentina. XV Latin American Congress on Organic Geochemistry, Bahía, Brasil, 2018.
- Larriestra, F., Erra, G., Comerio, M., Pineda, J., Gómez Dacal, A., Genta Iturreria, S. y Ottone, E.G. (2021).** Organic petrology and geochemistry of the Los Molles Formation (Middle Jurassic) in the Picún Leufú area, Neuquén Basin. 37th The Society for Organic Petrology Annual Meeting, Sofia, Bulgaria, 2021, Abstract book.
- Larson, R.L. y Erba, E., (1999).** Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian^Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary and geochemical responses. *Paleoceanography*, 14 (6): 663–678. <https://doi.org/10.1029/1999PA900040>.
- Lazo, D.G., Concheyro, A.G., Ottone, E.G., Guler, M.V. y Aguirre-Urreta, M.B. (2009).** Bioestratigrafía integrada de la Formación Agrio en su localidad tipo, Cretácico Temprano de cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65: 322–341.
- Leanza, A.F. (1942).** Los pelecípodos del Lias de Piedra Pintada. *Revista Museo de La Plata*, 2: 143–206.
- Leanza, H.A. (1990).** Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la Comarca del Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4): 272-299.



- Leanza, H.A. (2009).** Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 11 (2): 145–184.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A. (1997).** Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, provincia del Neuquén y Río Negro. SEGEMAR, Boletín Instituto de Geología y Recursos Naturales, 218: 1–135.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A. (2005).** Hoja Geológica 3969-I, Zapala, provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Secretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino e Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 275, pp. 128.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O. (2005).** Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la Cordillera del Viento y la sierra de Chacaico durante los inicios de la cuenca Neuquina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Edición en CD, pp. 13.
- Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (2011).** Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino: Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, pp. 896. ISBN 978-987-22403-3-2.
- Lecourt, M., Muggli, D.L. y Harrison, P.J. (1996).** Comparison of growth and sinking rates of non-coccolith and coccolith-forming strains of *Emiliania huxleyi* (Prymnesiophyceae) grown under different irradiances and nitrogen sources. *Journal of Phycology*, 32: 17–21.
- Lees, J.A. (1998).** Upper Cretaceous. En: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Series. Kluwer Academic Press, Dordrecht, pp. 132–199.
- Lees, J.A. (2007).** New and rarely reported calcareous nannofossils from the Late Cretaceous of coastal Tanzania: outcrop samples and Tanzania Drilling Project Sites 5, 9 and 15. *Journal of Nannoplankton Research*, 29 (1): 39–65.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. A. (1989).** Análisis estratigráfico de la cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina. En: Chebli, G. y Spalletti, L.

(Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 221–244.

**Legarreta, L. y Uliana, M.A. (1991).** Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. En MacDonald, D.I. (ed.) Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea level Changes at Active Plate Margins. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 12: 429–450.

**Legarreta, L. y Uliana, M.A. (1996).** The Jurassic succession in West-Central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 120 (3-4): 303–330. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00042-9](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00042-9).

**Legarreta, L. y Uliana, M.A. (1999).** El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina, Servicio Geológico Minero A.

**Legarreta, L. y Villar, H.J. (2012).** Las facies generadoras de hidrocarburos de la Cuenca Neuquina. Petrotecnia, 4 /12: 14–39.

**Lescano, M.A. (2005).** Estudio bioestratigráfico de la Formación Agrio (Cretácico Inferior), sector sudoccidental de Zapala, Provincia del Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura (Inédito), Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de la Patagonia, San Juan Bosco, Puerto Madryn, pp. 125.

**Lescano, M.A. (2011).** Bioestratigrafía, paleoecología y paleobiogeografía de las asociaciones de nanofósiles calcáreos y nanocónidos del Jurásico tardío y Cretácico temprano de la cuenca neuquina. Tesis doctoral (Inédita), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, pp. 478.

**Lescano, M.A. y Concheyro, A. (2009).** Nanofósiles calcáreos de la Formación Agrio (Cretácico inferior) en el sector sudoccidental de la Cuenca Neuquina, Argentina. Ameghiniana 46: 73-94.

**Lezard, L. (1968).** Espèces nouvelles de nanofossiles calcaires (Coccolithophoridés) d'Aquitaine sud-ouest. Revue de Micropaléontologie 2 (1): 22-28.

- Limeres, M. (1996).** Sequence Stratigraphy of the Lower-Middle Jurassic in Southern Neuquén: Implicance for Unraveling Synsedimentary Tectonics along the Huincul Wrench System. *GeoResearch Forum* 1-2: 275-284.
- Linge Johnsen, S.A. y Bollmann, J. (2020).** Coccolith mass and morphology of different *Emiliana huxleyi* morphotypes: A critical examination using Canary Islands material. *PLoS ONE*, 15 (3), e0230569. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0230569>.
- Linnert, C., Mutterlose, J. y Erbacher, J. (2010).** Calcareous nannofossils of the Cenomanian/Turonian boundary interval from the Boreal Realm (Wunstorf, northwest Germany). *Marine Micropalaeontology*, 74 (1–2): 38–58. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2009.12.002>.
- Linnert, C., Mutterlose, J., y Mortimore, R. (2011).** Calcareous nannofossils from Eastbourne (southeastern England) and the paleoceanography of the Cenomanian–Turonian boundary interval. *Palaios*, 26 (5): 298–313. <http://doi.org/10.2307/25835632>.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. (2007).** Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (2): 217–235.
- Longridge, L.M., Smith, P.L., Pálffy, J. y Tipper, H.W. (2008).** There new species of Hettangian (Early Jurassic) ammonite Sunrisites from British Columbia, Canada. *Journal of Paleontology*, 82 (1): 128–139. <https://doi.org/10.1666/05-158.1>.
- López-Martínez R., Aguirre-Urreta, B., Lescano, M., Concheyro, A., Vennari, V. y Ramos, V.A. (2017).** Tethyan calpionellids in the Neuquen Basin (Argentine Andes), their significance in defining the Jurassic/Cretaceous boundary and pathways for Tethyan-Eastern Pacific connections. *Journal of South American Earth Sciences*, 78: 116–125. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.06.007>.
- López-Otálvaro, G.E., Suchéras-Marx, B., Giraud, F., Mattioli, E. y Lécuyer, C. (2012).** *Discorhabdus* as a key coccolith genus for paleoenvironmental reconstructions (Middle Jurassic, Lusitanian Basin): Biometry and taxonomic status. *Marine*

<https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2012.06.003>.

**Lord, A.R. (1982).** A Stratigraphical Index of Calcareous Nannofossils. Ellis Horwood Limited, Chichester, pp. 192. ISBN 0-85312-326-8.

**Lozar, F. (1995).** Calcareous nannofossil biostratigraphy of Lower Liassic from Western Tethys. *Palaeontographia Italica*, 82: 91–121.

**Macdonald, D., Gomez-Perez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L.A., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N. Hole, M. y Paton, D. (2003).** Mesozoic break-up of SW Gondwana: Implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (3): 287–308. [http://doi.org/10.1016/S0264-8172\(03\)00045-X](http://doi.org/10.1016/S0264-8172(03)00045-X).

**Mackinder, L.C.M., Worthy, C.A., Biggi, G., Hall, M., Ryan, K.P., Varsani, A., Harper, G.M., Wilson, W.H., Brownlee, C. y Schroeder, D.C. (2009).** A unicellular algal virus, *Emiliania huxleyi* virus 86, exploits an animal-like infection strategy. *Journal of General Virology*, 90: 2306–2316.

**Mailliot, S. (2006).** Production carbonate pelagique par les nannofossils calcaires au cours de l'évenement anoxique du Toarcien Inferieur. Tesis Doctoral (Inédita), Université Claude Bernard Lyon 1, France, pp. 315.

**Mailliot, S., Mattioli, E., Guex, J. y Pittet, B. (2006).** The Early Toarcian anoxia, a synchronous event in the Western Tethys? An approach by quantitative biochronology (Unitary Associations), applied on calcareous nannofossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240: 562–586. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.02.016>.

**Mailliot, S., Elmi, S., Mattioli, E. y Pittet, B. (2007).** Calcareous nannofossil assemblages across the Pliensbachian/Toarcian boundary at the Peniche section (Ponta do Trovão, Lusitanian Basin). *Ciências da Terra*, 16: 51–62.

**Mailliot, S., Mattioli, E., Chaumeil Rodríguez, M. y Pittet, B. (2023).** Revisiting Early Jurassic Biscutaceae: *Similiscutum giganteum* sp. nov. *Journal of Micropaleontology*, 42 (1): 1–12. <https://doi.org/10.5194/jm-42-1-2023>.

- Malin, G. y Steinke, M. (2004).** Dimethyl sulfide production: what is the contribution of the coccolithophores? En: Thierstein, H.R., Young, J.R. (Eds) Coccolithophores. Springer, Berlin, Heidelberg, 127–164. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-06278-4\\_6](https://doi.org/10.1007/978-3-662-06278-4_6).
- Malumián, N. (1969a).** First Report about Fossil Nannoplankton from Neuquen, Argentina. Sonderd. aus den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt. 3: 93.
- Malumián, N. (1969b).** Micropaleontología y Bioestratigrafía del Terciario marino del subsuelo de la Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral (Inédita), Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, pp. 137.
- Malumián, N. (1970).** Bioestratigrafía del Terciario marino del Subsuelo de la Prov. de Buenos Aires (Argentina). *Ameghiniana*, 7 (2): 173–203.
- Manceñido, M.O. y Dagys, A.S. (1992).** Brachiopods of the circum-Pacific region. En: Westermann, G.E.G. (Ed.), *The Jurassic of the CircumPacific*. Cambridge University Press, New York, pp. 328–333.
- Manceñido, M.O y Damborenea, S. (1990).** Corallophilous micromorphic brachiopods from the Lower Jurassic of West Central Argentina. En: En MacKinnon, D.I., Lee, D.E. y Campbell, J.D. (Eds.), *Brachiopods through time*. Balkema, Rotterdam, pp. 397–404.
- Manivit, H. (1959).** Contribution a l'étude des coccolithes de l'Eocene. *Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie (Nouvelle Série) Bulletin.*, 25: 333–382.
- Manton, I. y Leedale, G.F. (1963).** Observations on the micro-anatomy of *Crystallolithus hyalinus* Gaarder & Markali. *Archives of Microbiology*, 47: 115–136.
- Marengo, H.G. y Concheyro, A. (2001).** Foraminíferos y nanofósiles calcáreos del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires y alrededores. 11° Congreso Latinoamericano de Geología y 3° Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo, 2001. Versión digital.

- Márquez-Aliaga, A., Damborenea, S., Cómez, J.J. y Goy, A. (2010).** Bivalves from the Triassic-Jurassic transition in northern Spain (Asturias and western Basque-Cantabrian Basin). *Ameghiniana*, 47 (2): 185–205.
- Marsh, M.E. (1999).** Coccolith crystals of *Pleurochrysis carterae*: Crystallographic faces, organisation and development. *Protoplasma*, 207: 54–66.
- Martínez, M.M. y Olivera, D.E. (2016).** Jurassic Organic-Walled Marine Microplankton from the Neuquén Basin. Distribution, Biostratigraphy and Paleobiogeography. A Review. *APA Publicación electrónica*, 16 (2): 106–128.
- Martínez, M.A., Quattrocchio M.E. y Prámparo, M.B. (2005).** Análisis palinológico de la Formación Los Molles, Grupo Cuyo, Jurásicomedio de la cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana*, 42 (1): 67–92.
- Martínez, M.A., Prámparo, M.B., Quattrocchio, M.E. y Zavala, C.A. (2008).** Ambientes depositacionales y potencialooleogénico de la Formación Los Molles, Jurásico Medio de la Cuenca Neuquina, Argentina: palinofacies y datos de geoquímica orgánica. *Revista Geológica de Chile*, 35 (2): 279–305.
- Matrai, P. A. y Keller, M. (1993).** Dimethylsulfide in a large-scale coccolithophore bloom in the Gulf of Maine. *Continental Shelf Research*, 13 (8–9): 831–843. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(93\)90012-M](https://doi.org/10.1016/0278-4343(93)90012-M).
- Mattioli E. (1994).** Calcareous nannofossil content of the Toarcian-Aalenian Fiuminata section (Central Apennines, Italy). *Paleopelagos*, 4: 175–188.
- Mattioli, E. (1995).** Late Liassic calcareous nannofossils from the Pozzale section (Martani Mts., Central Italy): a quantitative approach to evaluate productivity and diagenesis. En: Flores, J.A. y Sierro, F.J. (Eds.), *Proceedings of the 5th INA Conference, Salamanca 1993*: 163–184.
- Mattioli, E. (1996).** New Calcareous Nannofossil Species From the Early Jurassic of Tethys. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 102 (3): 397–412. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/5274>.
- Mattioli, E. (1997).** Nannoplankton productivity and diagenesis in the rhythmically bedded Toarcian-Aalenian Fiuminata section (Umbria-Marche Apennine, central

Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 130 (1-4): 113–133. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00127-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00127-7).

**Mattioli, E. y Erba, E. (1999).** Synthesis of calcareous nannofossil events in Tethyan lower and middle Jurassic successions, *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 105 (3): 343–376. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/5380>.

**Mattioli, E. y Pittet, B. (2002).** The contribution of calcareous nanoplankton to the carbonate production in the Early Jurassic. *Marine Micropaleontology* 45 (2): 175–190. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(02\)00039-7](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(02)00039-7).

**Mattioli, E. y Pittet, B. (2004).** Spatial and temporal distribution of calcareous nannofossils along a proximal-distal transect in the Lower Jurassic of the Umbria-Marche Basin (central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 205: 295–316, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2003.12.013>.

**Mattioli, E., Pittet, B., Bucefalo Palliani, R., Röhl, H.J., Schmid-Röhl, A. y Morettini, E. (2004a).** Phytoplankton evidence for the timing and correlation of palaeoceanographical changes during the early Toarcian oceanic anoxic event (Early Jurassic). *Journal of the Geological Society*, 161 (4): 685–693. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-074>.

**Mattioli, E., Pittet, B., Young, J.R. y Bown, P.R. (2004b).** Biometric analysis of Pliensbachian-Toarcian (Lower Jurassic) coccoliths of the family Biscutaceae: intra- and interspecific variability versus palaeoenvironmental influence. *Marine Micropaleontology*, 52: 5–27. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.04.004>.

**Mattioli, E., Pittet, B., Suan, G. y Mailliot, S. (2008).** Calcareous nanoplankton across Early Toarcian anoxic event: implications for palaeoceanography within the western Tethys. *Paleoceanography*, 23 (3), PA3208, <https://doi.org/10.1029/2007PA001435>.

**Mattioli, E., Pittet, B., Petitpierre, L. y Mailliot, S. (2009).** Dramatic decrease of pelagic carbonate production by nanoplankton across the Early Toarcian anoxic event (T-OAE). *Global and Planetary Change*, 65 (3-4): 134–145. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.10.018>.

- Mattioli, E., Plancq, J., Boussaha, M., Duarte, L.V. y Pittet, B. (2013).** Calcareous nannofossil biostratigraphy, new data from the Lower Jurassic of the Lusitanian Basin. *Comunicações Geológicas* 100, Especial I: 69–76.
- Mazzini, A., Svensen, H., Leanza, H.A., Corfu, F. y Planke, S. (2010).** Early Jurassic shale chemostratigraphy and U–Pb ages from the Neuquén Basin (Argentina): Implications for the Toarcian Oceanic Anoxic Event. *Earth and Planetary Science Letters* 297: 633–645, <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.017>.
- McClelland, H.L., Bruggeman, J., Hermoso, M., y Rickaby, R. E. (2017).** The origin of carbon isotope vital effects in coccolith calcite. *Nature Communications*, 8, 14511. <https://doi.org/10.1038/ncomms14511>.
- Medd, A.W. (1971).** Some Middle and Upper Jurassic Coccolithophoridae from England and France. En, Farinacci, A. (Ed.) *Proceedings of the Second Planktonic Conference Roma 1970*. Edizioni Tecnoscienza, Rome 2: 821–844.
- Medd, A.W. (1979).** The Upper Jurassic coccoliths from the Haddenham and Gamlingay boreholes (Cambridgeshire, England). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 72 (1): 19–109.
- Medd, A.W. (1982).** Nannofossil zonation of the English Middle and Upper Jurassic. *Marine Micropaleontology*, 7 (1): 73–95. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(82\)90016-0](https://doi.org/10.1016/0377-8398(82)90016-0).
- Mehlgvist, K., Vajda, V. y Larsson, L.M. (2009).** A Jurassic (Pliensbachian) flora from Bornholm, Denmark – a study of a historic plant-fossil collection at Lund University, Sweden. *Journal of the Geological Society of Sweden GFF* 131 (1-2): 137–146. <https://doi.org/10.1080/11035890902975275>.
- Menini, A., Mattioli, E., Suan, G., Pittet, B. y Spangenberg, J.E. (2017).** The Pliensbachian-Toarcian boundary event (Early Jurassic): new paleoenvironmental interpretations based on calcareous nannofossil data. 16° International Nannoplankton Association Meeting, Athens, Greece, 118.
- Menini, A., Mattioli, E., Spangenberg, J.E., Pittet, B. y Suan, G. (2019).** New calcareous nannofossil and carbon isotope data for the Pliensbachian/Toarcian boundary (Early Jurassic) in the western Tethys and their paleoenvironmental implications.



Newsletters on Stratigraphy, 52 (2): 173–196.  
<https://doi.org/10.1127/nos/2018/0476>.

**Menini, A., Mattioli, E., Hesselbo, S.P., Ruhl, M. y Suan, G. (2021).** Primary versus carbonate production in the Toarcian, a case study from the Llanbedr (Mochras Farm) borehole, Wales. *Geological Society Special Publication*, 514: 59–81.  
<https://doi.org/10.1144/SP514-2021-19>.

**Mercuzot, M., Pellenard, P., Durllet, C., Bougeault, C., Meister, C., Dommergues, J.L., Thibault, N., Baudin, F., Mathieu, O., Bruneau, L., Huret, E. y El Hmidi, K. (2019).** Carbon-isotope events during the Pliensbachian (Lower Jurassic) on the African and European margins of the NW Tethyan Realm. *Newsletters on Stratigraphy*, 53 (1): 41–69. <https://doi.org/10.1127/nos/2019/0502>.

**Milliman, J.D. (1993).** Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: Budget of a nonsteady state. *Global Biogeochemical Cycles*, 7: 927–957.  
<https://doi.org/10.1029/93GB02524>.

**Mitchell, A.J., Allison, P.A., Gorman, G.J., Piggott, M.D. y Pain, C.C. (2011).** Tidal circulation in an ancient epicontinental sea: The Early Jurassic Laurasian Seaway. *Geology*, 39 (3): 207–210. <https://doi.org/10.1130/G31496.1>.

**Mizukawa, Y., Miyashita, Y., Satoh, M., Shiraiwa, Y. y Iwasaka, M. (2015).** Light intensity modulation by coccoliths of *Emiliana huxleyi* as a micro-photo-regulator. *Scientific Reports*, 5, 13577. <https://doi.org/10.1038/srep13577>.

**Monger, J.W.H. y Ross, C.A. (1971).** Distribution of fusulinaceans in the western Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8 (2): 259–278.  
<https://doi.org/10.1139/e71-026>.

**Monteiro, F., Bach, L., Brownlee, C., Bown, P., Rickaby, R.E.M., Poulton, A., Tyrrell, T., Beaufort, L., Dutkiewicz, S., Gibbs, S., Gutowska, M., Lee, R.B.Y., Riebesell, U., Young, J. y Ridgwell, A. (2016).** Why marine phytoplankton calcify. *Science Advances*, 2 (7): 1–14. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1501822>.

**Montero-Serrano, J.-C., Föllmi, K.B., Adatte, T., Spangenberg, J.E., Tribouillard, N., Fantasia, A., y Suan, G. (2015).** Continental weathering and redox conditions during the early Toarcian Oceanic Anoxic Event in the northwestern Tethys: Insight from the Posidonia Shale section in the Swiss Jura Mountains.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 429: 83–99.  
<http://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.03.043>.

- Moshkovitz, S. (1979).** On the distribution of *Schizosphaerella punctulata* Deflandre and Deflandre Rigaud and *Schizosphaerella astraea* n. sp. in the Liassic section of Stowell Park Borehole (Gloucestershire) and in some other Jurassic localities of England. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 72 (2): 455–465.
- Moshkovitz, S. y Ehrlich, A. (1976).** Distribution of Middle and Upper Jurassic calcareous nannofossils in the northeastern Negev, Israel and in Gebel Maghara, northern Sinai. *Bulletin of the Geological Survey of Israel*, 69: 1–47.
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. (2005).** Intraplate foreland deformation in the Neuquén embayment. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas en CD: 28.
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. (2006).** Intraplate deformation in the Neuquén Basin. En: Kay, S. M. y Ramos, V. A. (Eds.), *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper, 407: 97–124.
- Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V.A., Alarcón, M. y Zubiri, M. (2011).** La estructura de la Dorsal de Huincul. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (Eds.): *Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires: 385–397.
- Mostajo, E. (1991).** Nanofósiles calcáreos cenozoicos del pozo "Las Violetas 3". Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana*, 28 (3–4): 311–315.
- Mostajo, E., Concheyro, A. y Dásquez, F. (1995).** Calcareous Nannofossils (Hauterivian) from "Agua de la Mula" Section, Neuquén Province, Argentina. 6 INA Conference, Copenhagen, Denmark. *Journal of Nannoplankton Research*, 17: 76.
- Mostajo, E.L. y Volkheimer, W. (1997).** Nanofósiles calcáreos y quistes de dinoflagelados hauterivianos de la Formación Agrio. Neuquén, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 29: 105–113.

- Mouterde, R. y Elmi, S. (1993).** Éléments de comparaison entre les faunes liasiques d'ammonites du nord-ouest européen, de la Tethys occidentale et de l'ouest de l'Amérique du Nord. *Geobios*, 26 (1): 313–315. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(06\)80385-2](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(06)80385-2).
- Müller, M.N. (2019).** On the Genesis and Function of Coccolithophore Calcification. *Frontiers in Marine Science*, 6 (49): 1-5. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00049>.
- Müller, M.N., Barcelos e Ramos, J., Schulz, K.G., Riebesell, U., Kaźmierczak, J., Gallo, F., Mackinder, L., Li, Y., Nesterenko, P.N., Trull, T.W. y Hallegraeff, G.M. (2015).** Phytoplankton calcification as an effective mechanism to alleviate cellular calcium poisoning. *Biogeosciences*, 12: 6493–6501. <https://doi.org/10.5194/bg-12-6493-2015>.
- Müller, M.N., Krabbenhöft, A., Vollstaedt, H., Brandini, F.P. y Eisenhauer, A. (2018).** Stable isotope fractionation of strontium in coccolithophore calcite: Influence of temperature and carbonate chemistry. *Geobiology* 16: 297–306, <https://doi.org/10.1111/gbi.12276>.
- Müller, T., Price, G.D., Bajnai, D., Nyerges, A., Kesjár, D., Raucsik, B., Varga, A., Judik, K., Fekete, J., May, Z. y Pálffy, J. (2017).** New multiproxy record of the Jenkyns Event (also known as the Toarcian Oceanic Anoxic Event) from the Mecsek Mountains (Hungary): differences, duration and drivers. *Sedimentology*, 64 (1): 66–86. <https://doi.org/10.1111/sed.12332>.
- Munier, T., Deconinck, J.-F., Pellenard, P., Hesselbo, S.P., Riding, J.B., Ullmann, C.V., Bougeault, C., Mercuzot, M., Santoni, A.-L., Huret, É. y Landrein, P. (2021).** Million-year-scale alternation of warm-humid and semi-arid periods as a mid-latitude climate mode in the Early Jurassic (late Sinemurian, Laurasian Seaway). *Climate of the Past*, 17: 1547–1566. <https://doi.org/10.5194/cp-17-1547-2021>.
- Muravchik, M., D'Elia, L., Bilmes, A. y Franzese, J.R. (2011).** Syn-eruptive/inter-eruptive relations in the syn-rift deposits of the Precuyano Cycle, Sierra de Chacaico, Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 238 (1–2): 132–144.

- Muravchik, M., Bilmes, A., D'Elia, L. y Franzese, J.R. (2014).** Alluvial fan deposition along a rift depocentre border from the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 301: 70–89.
- Mutterlose, J. y Bottini, C. (2013).** Early Cretaceous chalks from the North Sea giving evidence for global change. *Nat. Commun.*, 4: 1686, <https://doi.org/10.1038/ncomms2698>.
- Mutterlose, J.; Bornemann, A. y Herrle, J.O. (2005).** Mesozoic calcareous nannofossils – state of the art. *Paläontologische Zeitschrift*, 79 (1): 113–133.
- Naipauer, M., García Morabito, E., Marques, J.C., Tunik, M., Rojas Vera, E.A., Vujovich, G.I., Pimentel, M.P. y Ramos, V.A. (2015).** Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: Constraints from surface data and U–Pb detrital zircon ages. *Tectonophysics*, 524–525: 59–75. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.12.017>.
- Nanninga, H.J. y Tyrrell, T. (1996).** Importance of light for the formation of algal blooms by *Emiliana huxleyi*. *Mar Ecol Progr Ser* 136: 195–203.
- Náñez, C. y Pérez Panera, J.P. (2017).** Primer hallazgo de nanofósiles calcáreos de la Formación San Julián (Oligoceno Superior–Mioceno Inferior), pozo YCF CC-4, provincia de Santa Cruz, Argentina. XX Congreso Geológico Argentino, S.M. de Tucumán, Actas: 33–35.
- Nauss, A.L. y Smith, P.L. (1988).** *Lithiois* (Bivalvia) bioherms in the Lower Jurassic of east-central Oregon, U.S.A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 65 (3–4): 253–268.
- Newton, C.R. (1988).** Significance of "Tethyan" Fossils in the American Cordillera. *Science*, 242 (4877): 385–391. <https://doi.org/10.1126/science.242.4877.385>.
- Newton, C.R. (1990).** Response: Paleobiogeography of the Ancient Pacific. *Science* 249 (4969): 681. <https://doi.org/10.1126/science.249.4969.681>.
- Nini, C., Baldanza, A. y Nocchi, M. (1995).** Late Domerian–Toarcian calcareous nannofossil biostratigraphy, benthic foraminiferal assemblages and their paleoenvironmental implications– Montebibico area (Spoleto, Central Italy). *Revue de Paléobiologie*, 14 (2): 271–319.

- Noël, D. (1956).** Coccolithes des terrains Jurassiques de l'Algérie. Publications du Service de la carte Géologique de l'Algérie (Nouvelle Série), Boletín, 8: 303–385.
- Noël, D. (1965a).** Sur les coccolithes du Jurassique européen et d'Afrique du Nord. Essai de classification des coccolithes fossils. Tesis Doctoral, Editions du C.N.R.S, Paris, pp. 260.
- Noël, D. (1965b).** Note préliminaire sur des Coccolithes jurassiques. Cahiers de Micropaléo, 1: 1–12.
- Noël, D. (1969).** Études des coccolithes en situ dans les roches: la notion de nannofaciès. En: Bronnimann, P. y Renz, H.H. (Eds.), Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967, Abstracts 2: 486-491.
- Noël, D. (1972).** Nannofossiles calcaires de sédiments jurassiques finement laminés. Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle, 75: 95–156.
- O’Gorman, J.P., Gouiric-Cavalli, S., Scasso, R.A., Reguero, M., Moly, J.J. y Acosta-Burlaille, L. (2018).** A Late Jurassic plesiosaur in Antarctica: Evidence of the dispersion of marine fauna through the Trans-Erythraean Seaway? *Comptes Rendus Palevol* 17 (3): 158–165. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2017.10.005>.
- Okada, H. y Honjo, S. (1973).** The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep Sea Research*, 20: 335–374.
- Okada, H. y McIntyre, A. (1979).** Seasonal distribution of modern coccolithophores in the Western North Atlantic Ocean. *Marine Biology*, 54: 319–328.
- Olivier, N., Pittet, B. y Mattioli, E. (2004).** Palaeoenvironmental control on sponge-microbialite reefs and contemporaneous deep-shelf marl-limestone deposition (Late Oxfordian, southern Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 212 (3–4): 233–263. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.06.003>.
- Olóriz, F., Reolid, M. y Rodríguez-Tovara, F.J. (2012).** Palaeogeography and relative sea-level history forcing eco-sedimentary contexts in Late Jurassic epicontinental shelves (Prebetic Zone, Betic Cordillera): An ecostratigraphic approach. *Earth-*

- Omar, N., McCann, T., Al-Juboury, A.I., Ustinova, M.A. y Sharezwri, A.O. (2022).** Early Jurassic–Early Cretaceous Calcareous Nannofossil Biostratigraphy and Geochemistry, Northeastern Iraqi Kurdistan: Implications for Paleoclimate and Paleocological Conditions. *Geosciences*, 12, 94.  
<https://doi.org/10.3390/geosciences12020094>.
- Orchuela, J., Ploszkiewicz, V. y Viñes, R. (1981).** Reinterpretación estructural de la denominada Dorsal Neuquina. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 281–293.
- Ostera, H.A., García, R., Malizia, D., Kokot, P., Wainstein, L. y Ricciutti, M. (2016).** Shale gas plays, Neuquén Basin, Argentina: chemostratigraphy and mud gas carbon isotopes insights. *Brazilian Journal of Geology*, 46 (1): 181–196.  
<http://doi.org/10.1590/2317-4889201620150001>.
- Paasche, E. (1968).** The effect of temperature, light intensity, and photoperiod on coccolith formation. *Limnology and Oceanography*, 13: 178–181.
- Paasche, E. (1999).** Reduced coccolith calcite production under light-limited growth: a Comparative study of three clones of *Emiliana huxleyi* (Prymnesiophyceae). *Phycologia*, 38:508–516.
- Paasche, E. (2001).** A review of the coccolithophorid *Emiliana huxleyi* (Prymnesiophyceae), with particular reference to growth, coccolith formation, and calcification-photosynthesis interactions. *Phycologia*, 40: 503–529.
- Paim, P.S., Silveira, A.S., Lavina, E.L., Faccini, U.F., Leanza, H.A., Teixeira de Oliveira, J.M.M. y D'Avila, R.S.F. (2008).** Estratigrafía de alta resolución de depósitos de flujos gravitacionales de la Formación Los Molles (Grupo Cuyo - Jurásico) en la región de La Jardinera, cuenca Neuquina. *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 63(4): 728–753.
- Pálffy, J. y Smith, P.L. (2000).** Synchrony between Early Jurassic extinction, oceanic anoxic event, and the Karoo-Ferrar flood basalt volcanism. *Geology*, 28 (8): 747–750. [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)028<0747:SBEJEO>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)028<0747:SBEJEO>2.3.CO;2).

- Pángaro, F., Veiga, R. y Vergani, G. (2002).** Evolución tecto-sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas en CD: 16.
- Pángaro, F., Melli, A. T., Malone, P., Cevallos, M., Soraci, A., Mosquera, A. y Kim, H. J. (2005).** Modelos de entrampamiento de la dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. Simposio Trampas de Hidrocarburos de las Cuencas Productivas de la República Argentina. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas: 331–356.
- Pángaro, F., Pereira, M., Silvestro, J. L., Raggio, F., Pioli, O., Zubiri, M. y Gozalvez, G. (2006).** Tectonic inversion of the Huincul high, Neuquén Basin, Argentina: An endangered species. Stratigraphic Evidences of its Disappearance. 9° Simposio Bolivariano Petroleum Exploration in the Subandean Basins (Cartagena), Actas en CD: 9.
- Pángaro, F., Pereira, D.M. y Micucci, E. (2009).** El sinrift de la dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65 (2): 265–277.
- Parrish, J.T. (1992).** Jurassic climate and oceanography of the Pacific region. En: Westermann, G.E.G. (Ed.), The Jurassic of the circumPacific, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 365–379.
- Parisi, G., Baldanza, A., Benedetti, L., Mattioli, E., Venturi, F. y Cresta, S. (1998).** Toarcian stratigraphy of the Colle d’Orlando section (Umbria, Central Italy, northern Apennine). Bollettino della Società Paleontologica Italiana, 37 (1): 3–39.
- Parker, G. (1965).** Relevamiento geológico escala 1:100.000 – Hoja 4169-3, I.G.M Lonco Vaca, Provincia de Río Negro. Informe Inédito. Y.P.F.
- Perch–Nielsen, K. (1984).** Validation of new combinations. International Nanoplankton Association Newsletter, 6 (1): 42-46.
- Perch–Nielsen, K. (1985).** Mesozoic calcareous nannofossils. En: Bolli, H. M., Saunders, J. B. y Perch–Nielsen, K. (Eds.) Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 329–426.

- Pérez Panera, J.P. (2009).** Nanofósiles calcáreos paleógenos del sudeste de la provincia de Santa Cruz, Patagonia, Argentina. *Ameghiniana*, 46: 273–284.
- Pérez Panera, J.P. (2010).** Sistemática y bioestratigrafía de los nanofósiles calcáreos del Cretácico del sudeste de la Cuenca Austral, Santa Cruz, Argentina. Tesis Doctoral (Inédita), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, pp. 450.
- Pérez Panera, J.P. (2011).** The Calcareous Nannofossil *Sollasites falklandensis* (Coccolithophyceae) and its biostratigraphic and Paleoceanographic importance in the Albian of Austral Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 32: 723–737.
- Pérez Panera, J.P. (2012).** Nanofósiles calcáreos y bioestratigrafía del Cretácico del sudeste de la Cuenca Austral, Patagonia, Argentina. *Ameghiniana*, 49 (2): 137–163.
- Pérez Panera, J.P. (2022).** Late Triassic calcareous nannofossils from Argentina and Peru unravel an early dispersal pathway through Panthalassa. *Journal of Nannoplankton Research*, 18th INA Meeting, Avignon, Francia, 2022, Abstracts, p. 82.
- Pérez Panera, J.P. y Angelozzi, G.N. (2006).** Nanofósiles calcáreos del Cretácico Tardío-Terciario, del Pozo BB III A x-1 (Bahía Blanca), Cuenca del Colorado, Argentina. *Ameghiniana*, 43 (3): 557–565.
- Pérez Panera, J.P. y Angelozzi, G.N. (2015).** Pliensbachian/Toarcian Calcareous nannofossil events in the Los Molles Formation, Neuquen Basin, Argentina, 15th International Nannoplankton Association Meeting, Philippines, 2015, p. 68.
- Pérez Panera, J.P., Angelozzi, G.N. y Ronchi, D.I. (2006).** Nanofósiles calcáreos y foraminíferos del intervalo Cretácico–Paleógeno del pozo Bahía Blanca III, cuenca del Colorado, Argentina. *Resúmenes del 9º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, Córdoba, 2006, Actas, p. 233.
- Pérez Panera, J.P., Ronchi, D., Angelozzi, G., Calvo Marcilese, L., Tórtora, L., Calaramo, N. L., Lovecchio, J.P., Cuciniello, C.D., Hiriart, M.L. y Ottone, E.G. (2016).** Salado and Punta del Este Basins: Late Cretaceous-Neogene Biostratigraphy and Paleoenvironmental reconstruction. Y-TEC S.A., pp. 61. (Informe interno).



- Pérez Panera, J.P., Cuciniello, C. D., Bedoya Agudelo, E. L y Olivero, E. D. (2017).** Early Eocene calcareous nannofossils of the Punta Torcida Formation, Austral Basin, Patagonia: biostratigraphy and paleoceanography. 16th INA Meeting, Atenas, Grecia, 2017. *Journal of Nannoplankton Research*, 37, Special Issue: 128–129.
- Pérez Panera, J. P., Calvo Marcilese, L., Cuello, M. J. y Giampaoli, P. (2021a).** First record of calcareous nannofossils from Chambará Formation, Pucará Group, Perú: a new biostratigraphic tool for regional correlation in the Late Triassic? 12° Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina, Buenos Aires, p. 92.
- Pérez Panera, J. P., Angelozzi, G. N., Riccardi, A. C., Damborenea, S. E. y Manceñido, M. O. (2021b).** Triassic calcareous nannofossils from the Arroyo Malo Formation, Neuquén Basin, Argentina. First record in South America and implications on the early evolution of the group. 12° Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina, Buenos Aires: p. 77.
- Pérez Panera, J.P., Angelozzi, G.N., Riccardi, A.C., Damborenea, S.E. and Manceñido M.O. (2022).** Late Triassic Calcareous Nannofossils from Arroyo Malo Formation, Neuquén Basin, Argentina. Implications for their Early Evolution and Dispersal. *Ameghiniana*, <https://doi.org/10.5710/AMGH.13.10.2022.3526>, 2022.
- Perilli, N. (2000).** Calibration of early–middle Toarcian nannofossil events based on high–resolution ammonite biostratigraphy in two expanded sections from the Iberian Range (East Spain). *Marine Micropaleontology*, 39 (1–4): 293–308. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(00\)00025-6](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00025-6).
- Perilli, N. y Comas-Rengifo, M.J. (2002).** Calibration of Pliensbachian Calcareous Nannofossil Events In TVTo Ammonite-Controlled Sections From Northern Spain (Basque.Cantabrian Area). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 108 (1): 133–152.
- Perilli, N. y Duarte, L.V. (2006).** Toarcian nannobiohorizons from Lusitanian Basin (Portugal) and their calibration against Ammonite Zones. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 112 (3): 417–434. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/6350>.

- Perilli, N., Fraguas, A. y Comas–Rengifo, M.J. (2010).** Reproducibility and reliability of the Pliensbachian calcareous nannofossil biohorizons from the Basque–Cantabrian Basin (Northern Spain). *Geobios*, 43 (1): 77–85. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2009.06.009>.
- Peti, L. y Thibault, N. (2017).** Abundance and size changes in the calcareous nannofossil *Schizosphaerella* – Relation to sea-level, the carbonate factory and palaeoenvironmental change from the Sinemurian to earliest Toarcian of the Paris Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 485: 271–282. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.06.019>.
- Peti, L. Thibault, N., Clemence, M.E., Korte, C., Dommergues, J.L., Bougeault, C., Pellenard, P., Jelby, M.E. y Ullmann, C.V. (2017).** Sinemurian–Pliensbachian calcareous nannofossil biostratigraphy and organic carbon isotope stratigraphy in the Paris Basin, Calibration to the ammonite biozonation of NW Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 468: 142–161. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.12.004>.
- Picotti V. y Cobianchi, M. (1996).** Jurassic periplatform sequences of the eastern Lombardian Basin (Southern Alps), the deep–sea record of the tectonic evolution, growth and demise history of a carbonate platform. *Memorie di Scienze Geologiche Padova*, 48: 171–219.
- Pienaar, R.N. (1994).** Ultrastructure and calcification of coccolithophores. En: Winter, A. y Siesser, W.G. (Eds.), *Coccolithophores*, Cambridge University Press, pp. 13–37. ISBN 0-521-38050-2.
- Pieńkowski, G., Uchman, A., Ninard, K. y Hesselbo, S.P. (2021).** Ichnology, sedimentology, and orbital cycles in the hemipelagic Early Jurassic Laurasian Seaway (Pliensbachian, Cardigan Bay Basin, UK). *Global and Planetary Change* 207, 103648. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103648>.
- Pindell, J.L. (1994).** Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: Donovanand, S.K. y Jackson, T.A. (Eds.), *Caribbean Geology, an introduction*. The University of West Indies Publisher’s Association: 13–40.
- Pindell, J.L. y Kennan, L. (2009).** Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the Mantle Reference Frame: An Update. En:

Geological Society of London Special Publications, 328 (1): 1–55.  
<https://doi.org/10.1144/SP328.1>.

- Pindell, J.L. y Tabbutt, K.D. (1995).** Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems. En: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (Eds.), Petroleum basins of South America. AAPG Memoir, 62: 101–128. <https://doi.org/10.1306/M62593C5>.
- Pittet, B. y Mattioli, E. (2002).** The carbonate signal and calcareous nanofossil distribution in an Upper Jurassic section (Balingen-Tieringen, Late Oxfordian, southern Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179 (1–2): 71–96. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00409-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00409-6).
- Plancq, J., Mattioli, E., Pittet, B., Baudin, F., Duarte, L.V., Boussaha, M. y Grossi, V. (2016).** A calcareous nanofossil and organic geochemical study of marine palaeoenvironmental changes across the Sinemurian/Pliensbachian (early Jurassic, ~ 191 Ma) in Portugal. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 449: 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.02.009>.
- Ploszkiewicz, J.C. y Barcat, C. (1980).** Presencia de nanofósiles calcáreos en el pozo YPF.SC.LDC.es-1 (Lomita de la Costa), Cuenca Golfo San Jorge. YPF, informe inédito, pp. 4.
- Ploszkiewicz, J.V., Orchuela, I.A., Vaillard, J.C. y Viñes, R. (1984).** Compresión y desplazamiento lateral en la zona de la Falla Huincul, estructuras asociadas, Provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 163-169.
- Ponce, J.J., Montagna, A.O., Carmona, N.B. y Canale, N. (Eds.) (2015).** Guía de Campo. Escuela de Verano 2015. Sedimentología e Icnología de los Sistemas Petroleros no Convencionales de la Cuenca Neuquina (Los Molles-Lajas y Vaca Muerta-Quintuco). Universidad Nacional de Río Negro-Fundación YPF, pp. 112.
- Porter, S.J., Selby, D., Suzuki, K. y Gröcke, D.R. (2013).** Opening of a trans-Pangaean marine corridor during the Early Jurassic : insights from osmium isotopes across the Sinemurian-Pliensbachian GSSP, Robin Hood's Bay, UK.. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 375: 50–58.  
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.02.012>.

- Poulton, A.J., Adey, T.R., Balch, W.M. y Holligan, P.M. (2007).** Relating coccolithophore calcification rates to phytoplankton community dynamics: Regional differences and implications for carbon export. *Deep-Sea Research Part II*, 54: 538–557. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.12.003>.
- Poulton, A.J., Holligan, P.M., Charalampopoulou, A. y Adey, T.R. (2017).** Coccolithophore ecology in the tropical and subtropical Atlantic Ocean: New perspectives from the Atlantic meridional transect (AMT) programme. *Progress in Oceanography*, 158: 150–170. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.01.003>.
- Prámparo, M.B., Volkheimer, W. y Mostajo, E. (1995).** Calcareous Nannofossils and Palynomorphs from Valanginian and Hauterivian (Lower Cretaceous) Strata of Cerro de la Parva, Central-Western Neuquén, Argentina. *Journal of Nannoplankton Research*, 17 (2): 81.
- Premoli Silvá, I., Erba, E., Tornaghi, M.E. (1989).** Palaeoenvironmental signals and changes in surface water fertility in mid Cretaceous Corg-rich pelagic facies of the Fucoid Marls (Central Italy). *Geobios*, 22 (1): 225–236. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(89\)80059-2](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(89)80059-2).
- Preto, N., Rigo, M., Agnini, C., Bertinelli, A., Guaiumi, C., Borello, S. y Westphal, H. (2012).** Triassic And Jurassic Calcareous Nannofossils Of The Pizzo Mondello Section: A Sem Study. *Rivista Italiana Di Paleontologia E Stratigrafia*, 118 (1): 131–141. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/5994>.
- Prins, B. (1969).** Evolution and stratigraphy of coccolithinids from the Lower and Middle Lias. En: Bronnimann, P. y Renz, H.H. (Eds.) *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils*, Geneva 1967, E. J. Brill, Leiden, pp. 547–558.
- Prins, B. y Driel, J.A.M. (1987).** Are the nannofloral successions in the Early Jurassic of Western Europe related to geological events? *INA Newsletter*, 9 (2): 59–60.
- Privat, A., Hodgson, D., Jackson, C., Schwarz, E. y Peakall, J. (2021).** Evolution from syn-rift carbonates to early post-rift deep-marine intraslope lobes: The role of rift basin physiography on sedimentation patterns. *Sedimentology*, 68 (6).
- Püttmann, T. y Mutterlose, J. (2019).** Calcareous nannofossils from a Late Cretaceous nearshore Setting. *Journal of Nannoplankton Research*, Special Issue 4: 81–88.

- Püttmann, T., Linnert, C., Dölling, B. y Mutterlose, J. (2018).** Deciphering Late Cretaceous (Cenomanian to Campanian) coastline dynamics in the southwestern Münsterland (northwest Germany) by using calcareous nannofossils: Eustasy vs local tectonics. *Cretaceous Research*, 87: 174–184. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.07.005>.<http://doi.org/10.1111/sed.12864>.
- Quattrocchio, M.E., Martinez, M.A., Prámparo, M.B. y Zavala, C.A. (2008).** Depositional environments and hydrocarbon potential of the Middle Jurassic Los Molles Formation, Neuquén Basin, Argentina: palynofacies and organic geochemical data. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Revista Geológica de Chile*, 35 (2): 279–305.
- Quinn, P.S., Cortés, M.Y. y Bollmann, J. (2005).** Morphological variation in the deep ocean-dwelling coccolithophore *Florisphaera profunda* (Haptophyta). *European Journal of Phycology*, 40: 123–133.
- Rai, J. y Jain, S. (2013).** Pliensbachian nannofossils from Kachchh: Implications on the earliest Jurassic transgressive event on the western Indian margin. *Zitteliana, A* 53: 105–120. <https://doi.org/10.5282/UBM%2FEPUB.19018>.
- Rai, J., Garg, S., Gupta, M., Singh, A., Pandey, D.K., Fürsich, F.T., Alberti, M. y Garg, R. (2015).** Integrated biostratigraphy of the Jurassic strata of the Wagad Uplift, Kachchh, western India. *Volumina Jurassica, XIII (2)*: 55–80. <http://doi.org/10.5604/17313708.1185694>.
- Rai, J., Bajpai, S., Kumar, R., Singh, A., Kumar, K. y Prakash, N. (2016).** The earliest marine transgression in western India: new insights from calcareous nannofossils from Lathi Formation, Jaisalmer Basin. *Current Science*, 111 (10): 1631–1639. <http://doi.org/10.18520/cs/v111/i10/1631-1639>.
- Ramos, V.A. (2004).** Cuyania, an Exotic Block to Gondwana: Review of a Historical Success and the Present Problems. *Gondwana Research*, 7(4): 1009–1026. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71081-9](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71081-9).
- Ramos, V.A. y Folguera, A. (2005).** Los Andes Australes: una evolución tectónica excepcional entre el sur de Mendoza y el norte de Neuquén. 6° Congreso Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas en CD ROM. Mar del Plata.

- Ramos, V.A. y Kay, S.M. (2006).** Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°– 39°S latitude). En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (Eds.), Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35 °–39°S latitude). Geological Society of America Special Paper, 407: 1–17. [https://doi.org/10.1130/2006.2407\(01\)](https://doi.org/10.1130/2006.2407(01)).
- Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E. (2011a).** Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (Eds.), Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, pp. 335–348.
- Ramos, V.A., Folguera, A. y García Morabito, E. (2011b).** Las provincias geológicas del Neuquén. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (Eds.), Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, pp. 317–326.
- Raven, J.A. y Crawford, K. (2012).** Environmental controls on coccolithophore calcification. Marine Ecology-Progress Series, 470: 137–166.
- Razmjooei, M.J., Thibault, N., Kani, A., Ullmann, C.V. y Jamali, A.M. (2020).** Santonian-Maastrichtian carbon-isotope stratigraphy and calcareous nannofossil biostratigraphy of the Zagros Basin: Long-range correlation, similarities and differences of carbon-isotope trends at global scale. Global and Planetary Change 184, 103075. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.103075>.
- Reale, V., Baldanza, A., Monechi, S. and Mattioli, E. (1992).** Calcareous nannofossil biostratigraphic events from the Early–Middle Jurassic sequences of the Umbria–Marche area (Central Italy). Memorie di Scienze Geologiche Padova, 43: 41–75.
- Reggiani, L. (2009).** Paléobiogéographie du nannoplancton calcaire au Jurassique inférieur (Pleinsbachien supérieur) : implications pour la paléocéanographie. Tesis doctoral, Université Claude Bernard (Lyon) y Università degli studi (Perouse, Italie). Dipartimento di scienze della terra, pp. 182. (Inédito)

- Reggiani, L., Mattioli, E. y Pittet, B. (2010).** Spatial distribution of Late Pliensbachian (Early Jurassic) calcareous nannofossils within the Lusitanian basin (Portugal). *Geobios*, 43 (1): 87–97. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2009.06.005>.
- Reid, R.E.H. (1973).** Origin of the Mesozoic 'Boreal' realm. *Geological Magazine*, 110 (1): 67–70. <https://doi.org/10.1017/S0016756800047312>.
- Reijenstein, C. (1967).** Estratigrafía y tectónica de la zona al norte del río Atuel entre los arroyos Blanco y Malo (Prov. de Mendoza). Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (Inédito).
- Reinhardt, P. (1964).** Einige Kalkflagellaten-Gattungen (Coccolithophoriden, Coccolithineen) aus dem Mesozoikum Deutschlands. *Monatsberichte der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 6: 749–759.
- Reinhardt, P. (1965).** Neue Familien für fossile Kalkflagellaten (Coccolithophoriden, Coccolithineen). *Monatsberichte der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 7: 30–40.
- Reinhardt, P. (1966).** Zur Taxonomie und Biostratigraphie des fossilen Nannoplanktons aus dem Malm, der Kreide und dem Alttertiär Mitteleuropas. *Freiberger Forschungshefte C196*, pp. 109.
- Remírez, M. y Algeo, T.J. (2020a).** Paleosalinity proxy evidence for watermass restriction in the Cleveland Basin (UK) during the Toarcian OAE. *Earth-Science Reviews*, 201, 103072. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103072>.
- Remírez, M. y Algeo, T.J. (2020b).** Carbon-cycle changes during the Toarcian (Early Jurassic) and implications for regional versus global drivers of the Toarcian oceanic anoxic event. *Earth-Science Reviews*, 209, 103283. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103283>.
- Reolid, M., Emanuela, M., Nieto, L.M. y Rodríguez-Tovar, F.J. (2014).** The Early Toarcian Oceanic Anoxic Event in the External Subbetic (Southiberian Palaeomargin, Westernmost Tethys): Geochemistry, nannofossils and ichnology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 411: 79–94. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.06.023>.

- Reolid, M., Copestake, P. y Johnson, B. (2019).** Foraminiferal assemblages, extinctions and appearances associated with the Early Toarcian Oceanic Anoxic Event in the Llanbedr (Mochras Farm) Borehole, Cardigan Bay Basin, United Kingdom. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 532, 109277. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109277>.
- Reolid, M., Matioli, E., Duarte, L.V. y Marok, A. (2020).** The Toarcian Oceanic Anoxic Event and the Jenkyns Event (IGCP-655 final report). *Episodes*, 43: 1–12. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2020/020051>.
- Riccardi, A.C. (1991).** Jurassic and Cretaceous marine connections between the Southeast Pacific and Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87 (1–4): 155–189. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90134-D](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90134-D).
- Riccardi, A.C. (2008a).** The marine Jurassic of Argentina: a biostratigraphic framework. *Episodes*, 31 (3): 326–335. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i3/007>.
- Riccardi, A.C. (2008b).** El Jurásico de Argentina y sus amonites. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4): 625–643.
- Riccardi, A.C. y Gulisano, C.A. (1992).** Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, XLV (3-4): 346–364.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C. (1988).** Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. En: *Actas Quinto Congreso Geológico Chileno*, 2: 359–374.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C. (1991).** Hettangian and Sinemurian (Lower Jurassic) biostratigraphy of Argentina. *Journal of South American Earth Science*, 4 (3): 159–170. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90028-J](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90028-J).
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C. (1999).** El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. *Bioestratigrafía*. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Subsecretaría de Minería de La Nación, Anales 29, Buenos Aires. pp. 419–432.



- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Leanza, H.A. (2011).** Megainvertebrados del Jurásico y su importancia geobiológica. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (Eds.), Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, pp. 441–464.
- Ridgwell, A. (2005).** A mid Mesozoic revolution in the regulation of ocean chemistry. *Marine Geology*, 217 (3): 339–357. <http://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.036>.
- Riegman, R., Stolte, W., Noordeloos, A.A.M. y Slezak, D. (2000).** Nutrient uptake and alkaline phosphatase (EC 3:1:3:1) activity of *Emiliania huxleyi* (Prymnesiophyceae) during growth under N and P limitation in continuous cultures. *Journal of Phycology*, 36: 87–96.
- Riegraf, W., Luterbacher, H. y Leckie, R.M. (1984).** Jurassic foraminifers from the Magazan Plateau, Deep Sea Drilling Project site 547, leg 79, off Morocco. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 79: 671–702. <https://doi.org/10.2973/DSDP.PROC.79.126.1984>
- Rivas, L. (2015).** Asociaciones foraminiferológicas de la Formación Los Molles (Jurásico Inferior-Medio), Provincia del Neuquén. Tesis de Licenciatura (Inédita), Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas, pp. 205.
- Rivas, L., Caramés, A., Concheyro, A. y Tunik, M. (2015).** Morfogrupos (foraminíferos) de la Formación Los Molles, Jurásico Inferior-Medio, Provincia de Neuquén, Cuenca Neuquina, República Argentina. *Actas del XIV Congreso Geológico Chileno*, 641–644.
- Rodrigues, B., Silva, R.L., Mendonça Filho, J.G., Sadki, D., Mendonça, J.O. y Duarte, L.V. (2020).** Late Pliensbachian–Early Toarcian palaeoenvironmental dynamics and the Pliensbachian–Toarcian Event in the Middle Atlas Basin (Morocco). *International Journal of Coal Geology*, 217, 103339. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2019.103339>.
- Rodríguez, M.C. (2005).** Geología y Bioestratigrafía de las proximidades de Loma Rayoso, provincia del Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura (Inédito). Departamento de Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, pp. 137.

- Rodríguez, M.F. (2011).** El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío - Paleógeno Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (2011). Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, 245–264.
- Rodríguez, M.C. y Concheyro, A. (2005).** Estratigrafía y nanofósiles calcáreos de la Formación Agrio en la región de Loma Rayoso, Cuenca Neuquina, Argentina. En E. Llambías, R. de Barrio, P. González y P. Leal (eds.) Actas del 16° Congreso Geológico Argentino, La Plata, Tomo II: 349- 356.
- Ronchi, D.I. y Angelozzi, G.N. (1994).** Bioestratigrafía del Cretácico-Terciario en dos pozos ubicados al oeste de la Cuenca Austral. Boletín de Informaciones Petroleras, 39: 65–76.
- Ronchi, D.I. y Angelozzi, G.N. (2008a).** Informe bioestratigráfico sobre muestras de recortes de perforación provenientes del pozo: YPF.CGSJ-V.AL X-1 (Alcaluf) Cuenca del Golfo. GEMA S.R.L. (Inédito), pp. 12.
- Ronchi, D.I. y Angelozzi, G.N. (2008b).** Informe bioestratigráfico sobre muestras de recortes de perforación provenientes del pozo: YPF.CGSJV.MA.X-1 (Mapuche) Cuenca del Golfo de San Jorge. GEMA S.R.L. (Inédito), pp. 29.
- Ronchi, D.I. y Angelozzi, G.N. (2008c).** Informe bioestratigráfico sobre muestras de recortes de perforación provenientes del pozo AGIP.GSJ-II.MARTA.x-1. GEMA S.R.L. (Inédito), pp. 9.
- Ronchi, D.I. y Angelozzi, G.N. (2008d).** Informe bioestratigráfico sobre muestras de recortes de perforación provenientes del pozo AGIP.GSJ.II. MARTA x-2 Cuenca del Golfo. GEMA S.R.L. (Inédito), pp. 10.
- Ronchi, D.I. y Angelozzi, G.N. (2009a).** Informe bioestratigráfico pozo YPF.CH.MG.Au.x-1 (Aurora) Cuenca del Golfo. GEMA S.R.L. (Inédito), pp. 29.
- Ronchi, D.I. y Angelozzi, G.N. (2009b).** Informe bioestratigráfico pozo YPF.CH.MG.Eli.x-1 (Elisabet) Cuenca del Golfo. GEMA S.R.L. (Inédito), pp. 15.

- Ronchi, D.I. y Angelozzi, G.N. (2009c).** Informe bioestratigráfico pozo YPF.CH.LCol.es-1 (Las Coloradas) Cuenca del Golfo. GEMA S.R.L. (Inédito), pp. 20.
- Rood, A.P. y Barnard, T. (1972).** On Jurassic coccoliths, *Stephanolithon*, *Diadozygus* and related genera. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 65 (2): 327–342.
- Rood, A.P., Hay, W.W. y Barnard, T. (1971).** Electron Microscope Studies of Oxford Clay Coccoliths. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 64 (2): 245-272.
- Rood, A.P., Hay, W.W. y Barnard, T. (1973).** Electron microscope studies of Lower and Middle Jurassic coccoliths. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 66: 365–382.
- Ross, C.A. y Ross, J.R.P. (1983).** Late Paleozoic accreted terranes of western North America. En: Stevens, C.H. (Ed.), *Pre-Jurassic rocks in western North American suspect terranes: Pacific Section*. SEPM, Los Angeles, pp. 7–22.
- Ross, C.A. y Ross, J.R.P. (1985).** Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. *Geology*, 13: 194-197.
- Roth, P.H. (1981).** Mid-Cretaceous calcareous nannoplankton from the central Pacific: Implications for paleoceanography. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 62: 471–489. <https://doi.org/10.2973/DSDP.PROC.62.113.1981>.
- Roth, P.H. (1986).** Mesozoic palaeoceanography of the North Atlantic and Tethys Oceans. En: Summerhayes, C.P. y Shackleton, N.J. (Eds.), *North Atlantic Palaeoceanography*. Geological Society Special Publication 21, pp. 299–320.
- Roth, P.H. (1984).** Preservation of calcareous nannofossils and fine-grained carbonate particles in mid-Cretaceous sediments from the southern Angola Basin, site 530. US Government Printing Office, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 75: 651–655.
- Roth, P.H. y Bowdler, J.L. (1981).** Middle Cretaceous calcareous nannoplankton biogeography and oceanography of the Atlantic Ocean. SEPM, Special Publication, 32: 517–546. <https://doi.org/10.2110/pec.81.32.0517>.
- Roth, P.H. y Krumbach, K.R. (1986).** Middle Cretaceous calcareous Nannofossil biogeography and preservation in the Atlantic and Indian oceans: implication for

paleogeography. *Marine Micropaleontology*, 10 (1–3): 235–266.  
[https://doi.org/10.1016/0377-8398\(86\)90031-9](https://doi.org/10.1016/0377-8398(86)90031-9).

**Roth, S. (1899).** Reconocimiento de la región andina de la República Argentina: apuntes sobre la geología y la paleontología de los territorios del Río Negro y Neuquén (Diciembre de 1895 a junio de 1896). *Revista del Museo de La Plata*, 9: 141–196.

**Roth, S. (1902).** Le Lias de la Piedra Pintada (Neuquén) I: la decouverte du gisement de la Piedra Pintada. *Revista del Museo de La Plata*, 10: 227–234.

**Rowson, J.D., Leadbeater, B.S.C. y Green, J.C. (1986).** Calcium carbonate deposition in the motile (*Crystallolithus*) phase of *Coccolithus pelagicus* (Prymnesiophyceae). *British Phycological Journal*, 21: 359–370.

**Ruban, D.A. y Sallam, E.S. (2018).** The assumed Aalenian stage-long eustatic lowstand did not exist: A review of the fresh evidence from Africa and other continents. *Journal of African Earth Sciences*, 139: 232–240.

**Ruebsam, W., Reolid, M. y Schwark, L. (2020a).**  $\delta^{13}\text{C}$  of terrestrial vegetation records Toarcian CO<sub>2</sub> and climate gradients. *Scientific Reports*, 10, 117.  
<https://doi.org/10.1038/s41598-019-56710-6>.

**Ruebsam, W., Reolid, M., Marok, A., y Schwark, L. (2020b).** Drivers of benthic extinction during the early Toarcian (Early Jurassic) at the northern Gondwana paleomargin: implications for paleoceanographic conditions. *Earth-Science Reviews* 203, 103117. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103117>.

**Ruvalcaba Baroni, I., Pohl, A., van Helmond, N.A.G.M., Papadomanolaki, N.M., Coe, A.L., Cohen, A.S., van de Schootbrugge, B., Donnadieu, Y. y Slomp, C.P. (2018).** Ocean circulation in the Toarcian (Early Jurassic): A key control on deoxygenation and carbon burial on the European shelf. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 33: 994–1012. <https://doi.org/10.1029/2018PA003394>.

**Sabatino, N., Vlahović, I., Jenkyns, H.C., Scopelliti, G., Neri, R., Prtoljan, B. y Velić, I. (2013).** Carbon-isotope record and palaeoenvironmental changes during the early Toarcian oceanic anoxic event in shallow-marine carbonates of the Adriatic Carbonate Platform in Croatia. *Geological Magazine*, 150 (6): 1085–1102.  
<https://doi.org/10.1017/S0016756813000083>.

- Sadki, D. (2015).** Integrated biostratigraphy across the Aalenian/Bajocian boundary of the Central High Atlas, Morocco. *Volumina Jurassica*, 13 (1): 27–42. <https://doi.org/10.5604/17313708.1148554>.
- Saelen, G., Tyson, R.V., Telnæs, N., Talbot, M.R. (2000).** Contrasting watermass conditions during deposition of the Whitby Mudstone (Lower Jurassic) and Kimmeridge Clay (Upper Jurassic) formations, UK. *Palaeogeogr. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163 (3–4): 163–196. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00150-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00150-4).
- Sales, T., Giusiano, A., y Tunik, M. (2014).** Análisis preliminar del potencial como shale oil que presenta la Formación Los Molles (Miembro Pelítico Inferior) en el depocentro Barda Colorada Este, zona de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Abstracts Extendidos: 203–210.
- Salvador, A. (1987).** Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico Basin. *AAPG Bulletin* 71 (4): 419–451. <https://doi.org/10.1306/94886EC5-1704-11D7-8645000102C1865D>.
- Sandoval, J., Bill, M., Aguado, R., O'Dogherty, L., Rivas, P., Morard, A. y Guex, J. (2012).** The Toarcian in the Subbetic basin (southern Spain), Bio–events (ammonite and calcareous nannofossils) and carbon–isotope stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 342–343: 40–63. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.04.028>.
- Sandy, M.R. y Stanley Jr, G.D. (1993).** Late Triassic brachiopods from the Luning Formation, Nevada, and their palaeobiogeographical significance. *Palaeontology*, 36 (2): 439–480.
- Saruwatari, K., Satoh, M., Harada, N., Suzuki, I. y Shiraiwa, Y. (2016).** Change in coccolith size and morphology due to response to temperature and salinity in coccolithophore *Emiliana huxleyi* (Haptophyta) isolated from the Bering and Chukchi seas. *Biogeosciences*, 13 (9): 2743–2755. <http://doi.org/10.5194/bg-13-2743-2016>.

- Sato, T. (1960).** A propos des courants oceaniques froids prouvés par l'existence des ammonites d'origine arctique dans le Jurassique japonais. 21° International Geological Congress, Copenhagen, Reports 12: 165–169.
- Scasso, R.A. y Concheyro, A. (1999).** Nanofósiles calcáreos, duración y origen de ciclos caliza-marga (Jurásico tardío de la Cuenca Neuquina). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54: 290–297.
- Scasso, R.A., Concheyro, A., Kiessling, W., Aberhan, M., Hecht, L., Medina, F.A. y Tagle, R. (2005).** A tsunami deposit at the Cretaceous/Paleogene boundary in the Neuquén Basin of Argentina. Cretaceous Research, 26: 283–297.
- Schlanger, S.O. y Jenkyns, H.C. (1976).** Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences. Geologie en Mijnbouw, 55 (3-4): 179–184.
- Schmid-Röhl, A., Röhl, H.J., Oschmann, W., Frimmel, A. y Schwark, L. (2002).** Palaeoenvironmental reconstruction of lower Toarcian epicontinental black shales (Posidonia Shale, SW Germany): global versus regional control. Geobios, 35 (1): 13–20. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(02\)00005-0](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(02)00005-0).
- Schmidt-Effing, R. (1976).** Daten zur Entstehungsgeschichte von Golf, Karibik und Atlantik im Mesozoikum. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, 38/39: 201–217.
- Schmidt-Effing, R. (1980).** The Huayacocotla aulacogen in Mexico and the origin of the Gulf of Mexico. En: Pilger, R. (Ed.), The origin of the Gulf of Mexico and the opening of the central Atlantic. School of Geoscience Louisiana State University, Baton Rouge, LA: 79–86.
- Scotese, C.R. (2001).** Atlas of Earth History. PALEOMAP Project, Arlington, TX, 58 pp. ISBN: 0-9700020-0-9.
- Scotese, C.R. (2014).** Atlas of Jurassic Paleogeographic Maps. PALEOMAP Atlas for ArcGIS, volume 3, The Jurassic and Triassic, Maps 32 - 42, Mollweide Projection, PALEOMAP Project, Evanston, IL, pp. 15. <http://doi.org/10.13140/2.1.4850.4321>.

- Sha, J.G. (2000).** Biogeographic relations of the Jurassic Pectinoidea and Ostreoida (Bivalvia) between Tanggula and other areas. *Earth Sciences Frontiers*, 7 (Suppl): 139–141.
- Sha, J.G. (2002).** Hispanic Corridor formed as early as Hettangian: on the basis of bivalve fossils. *Chinese Science Bulletin*, 47 (5): 414–417. <https://doi.org/10.1360/02tb9096>.
- Sha, J.G. (2019).** Opening time of the Hispanic Corridor and migration patterns of pantropical cosmopolitan Jurassic pectinid and ostreid bivalves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 515: 34–46. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.09.018>.
- Sha, J.G. y Smith, P.L. (2014).** Distribution of Jurassic Pectinoidea and Ostreoida from the Tanggula Mountains, China: biogeographic relations and importance of trans-pacific migration and the Hispanic Corridor. En: Pandey, D.K., Fürsich, F.T. y Alberti, M. (Eds.), 9th International Congress on the Jurassic System, Jaipur, India—Abstract, *Beringaria Special Issue 8*: 181.
- Sha, J.G., Rao, X., Cai, H.W., Pan, Y.H. y Wang, Y.Q. (2014).** Pan-tropical distribution of the Jurassic ostreid bivalves. *Palaeoworld*, 23 (2): 155–161. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2014.04.002>.
- Siesser, W.G. (1994).** Historical background of coccolithophore studies. En: Winter, A. y Siesser, W.G. (Eds.), *Coccolithophores*, Cambridge University Press, pp. 1–12. ISBN 0-521-38050-2.
- Siesser, W.G. y Winter, A. (1994).** *Coccolithophores*. Cambridge University Press, pp. 263. ISBN 0-521-38050-2.
- Silberling, N.J. (1985).** Biogeographic significance of the Upper Triassic bivalve *Monotis* in circum-Pacific accreted terranes. En: Howell, D.G. (Ed.), *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Science Series 1*: 63–70.
- Silvestro, J. y Zubiri, M. (2008).** Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la dorsal neuquina (39°S) – Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (1): 49–64.

- Simeoni, M. (2014).** Nannofossils and foraminifera from the Salamanca Formation (Paleocene) in the Punta Peligro Norte (Chubut, Argentina). *Carnets de Géologie*, 14: 343–349.
- Šimo, V. y Antolíková, S. (2021).** Biostratigraphy and palaeoecological evaluations based on trace fossils and calcareous nannofossils from the Middle Jurassic (Aalenian – Bajocian) bioturbated limestones from the Periklippen Zone of the Drietoma Unit (Myjava Upland, Slovakia). *Mineralia Slovaca*, 53 (29): 115–130. Web ISSN 1338-352.
- Slater, S.M., Bown, P., Twitchett, R.J., Danise, S. y Vajda, V. (2022).** Global record of “ghost” nannofossils reveals plankton resilience to high CO<sub>2</sub> and warming. *Science*, 376: 853–856. <https://doi.org/10.1126/science.abm7330>.
- Smith, P.L. (1983).** The Pliensbachian ammonite *Dayiceras dayiceroides* and Early Jurassic paleogeography. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 86–91. <https://doi.org/10.1139/e83-008>.
- Smith, P.L. (1999).** Paleobiogeography and plate tectonics. *Paleo Scene*, Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series, 7: 161–180.
- Smith, P.L., y Tipper, H.W. (1986).** Plate tectonics and paleobiogeography: early Jurassic (Pliensbachian) endemism and diversity. *Palaios*, 1 (4): 399–412. <https://doi.org/10.2307/3514477>.
- Smith, P.L. y Westermann G.E.G. (1990).** Paleobiogeography of the Ancient Pacific. *Science* 249 (4969), 680. <https://doi.org/10.1126/science.249.4969.680.a>.
- Smith, P.L., Tipper, H.W. y Ham, D.M. (2001).** Lower Jurassic Amaltheidae (Ammonitina) in North America: paleobiogeography and tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38 (10): 1439–1449. <https://doi.org/10.1139/e01-034>.
- Sorby, H.C. (1861).** On the organic origin of the so-called ‘crystalloids’ of the chalk. *Annals and Magazine of Natural History*, Serie 3, 8: 193-200.
- Spalletti, L.A., Merodio, J.C. y Matheos, S.D. (1992).** Composición, procedencia y marco tectónico de sedimentitas eojurásicas (Formación Nestares) del sudeste de



la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (3): 277–286.

**Spalletti, L., Franzese, J., Matheos, S. y Schwarz, E. (2000).** Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian-Early Berriasian of the Southern Neuquen Basin, Argentina. *Journal of The Geological Society*, 157 (2): 433-446, <http://doi.org/10.1144/jgs.157.2.433>.

**Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Veiga, G.D. y Schwarz, E. (2010).** Evolución del margen activo de Gondwana occidental y su impacto en el registro sedimentario mesozoico de la Cuenca Neuquina, República Argentina. VI Congreso Uruguayo de Geología, Minas, Uruguay.

**Spalletti, L.A., Parent, H., Veiga, G.D., y Schwarz, E. (2012).** Ammonites and biostratigraphy of the Cuyo Group in the Sierra de Reyes (central Neuquén Basin, Argentina) and their sequential significance. *Andean Geology*, 39: 464–481. <https://doi.org/10.5027/andgeoV39n3-a06>.

**Squires, R.L. y Saul, L.R. (2009).** Cretaceous Opine bivalves from the Pacific slope of North America and palaeobiogeography of subfamily Opinae Chavan, 1969. *Palaeontology*, 52: 1311–1347.

**Stampfli, G. y Borel, G. (2004).** The TRANSMED Transects in Space and Time: constraints on the paleo-tectonic evolution of the Mediterranean domain. En: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G. y Ziegler, P. (Eds.), *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer, Berlin: 53-80. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7\\_3](https://doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7_3).

**Stanley, G.D. y Beauvais, L. (1994).** Corals from an Early Jurassic coral reef in British Columbia: refuge on an oceanic island reef. *Lethaia*, 27: 35–47.

**Stanley Jr., G.D., y Yancey, T.E. (1990).** Paleobiogeography of the Ancient Pacific. *Science*, 249 (4969): 680–681. <https://doi.org/10.1126/science.249.4969.680.b>.

**Stevens, G.R. (1963).** Faunal Realms in Jurassic and Cretaceous Belemnites. *Geological Magazine*, 100 (6): 481–497. <https://doi.org/10.1017/S0016756800059033>.

- Stipanovic, P.N. (1966).** El Jurásico en Vega de La Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (4): 403–478.
- Stipanovic, P.N. (1969).** El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (4): 369–370.
- Stipanovic, P.N. y Bonetti, M.I.R. (1970).** Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras Jurásicas argentinas. *Ameghiniana*, 7: 57–78.
- Stoico, M. y Baldanza, A. (1995).** Early and Middle Jurassic calcareous nannofossil biozonation of the Monti Sabini area (Latium, Northern Apennines, Central Italy). *Palaeopelagos*, 5: 75–110.
- Stradner, H. (1961).** Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär. *Erdoel-Zeitschrift*, 77 (3): –88.
- Stradner, H. (1963).** New contributions to Mesozoic stratigraphy by means of nannofossils. *Proceedings of the Sixth World Petroleum Congress, Frankfurt am Main, Germany, 1963, Section 1 Paper 4: 167–183.*
- Stradner, H., Adamiker, D. y Maresch, O. (1968).** Electron microscope studies on Albian calcareous nanoplankton from the Delft 2 and Leidschendam 1 deepwells, Holland. *Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Afdeling Natuurkunde*, 24 (4): 1–107.
- Suan, G., Mattioli, E., Pittet, B., Mailliot, S. y Lécuyer, C. (2008).** Evidence for major environmental perturbation prior to and during the Toarcian (Early Jurassic) oceanic anoxic event from the Lusitanian Basin, Portugal. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 23 (1), PA1202. <https://doi.org/10.1029/2007PA001459>.
- Suan, G., van de Schootbrugge, B., Adatte, T., Fiebig, J., Oschmann, W. (2015).** Calibrating the magnitude of the Toarcian carbon cycle perturbation. *Paleoceanography*, 30 (5): 495–509. <https://doi.org/10.1002/2014PA002758>.
- Suárez, M. y De la Cruz, R. (1997).** Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 266–270.*

- Suchéras-Marx, B., Mattioli, E., Pittet, B., Escarguel, G. y Suan, G. (2010).** Astronomically-paced coccolith size variations during the early Pliensbachian (Early Jurassic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295 (1–2): 281–292. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.06.006>.
- Suchéras-Marx, B., Mattioli, E., Giraud, F. y Escarguel, G. (2015).** Paleoenvironmental and paleobiological origins of coccolithophorid genus *Watznaueria* emergence during the late Aalenian–early Bajocian. *Paleobiology*, 41 (3): 415–435. <https://doi.org/10.1017/pab.2015.8>.
- Suchéras-Marx, B., Mattioli, E., Allemand, P., Giraud, F., Pittet, B., Plancq, J., y Escarguel, G. (2019).** The colonization of the oceans by calcifying pelagic algae. *Biogeosciences*, 16 (12): 2501–2510. <https://doi.org/10.5194/bg-16-2501-2019>.
- Suchéras-Marx, B., Viseur, S., Walker, C.E., Beaufort, L., Probert, I. y Bolton, C. (2022).** Coccolith size rules – What controls the size of coccoliths during coccolithogenesis? *Marine Micropaleontology*, 170, 102080. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2021.102080>.
- Svensen, H., Planke, S., Chevallier, L., Malthe-Sørensen, A., Corfu, F. y Jamtveit, B. (2007).** Hydrothermal venting of greenhouse gases triggering Early Jurassic global warming. *Earth and Planetary Science Letters*, 256 (3–4): 554–566. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.013>.
- Svobodová, A., Švábenická, L., Reháková, D., Svobodová, M., Skupien, P., Elbra, T. y Schnabl, P. (2019).** The Jurassic/Cretaceous boundary and high-resolution biostratigraphy of the pelagic sequences of the Kurovice section (Outer Western Carpathians, the northern Tethyan margin). *Geologica Carpathica*, 70 (2): 153–182. <http://doi.org/10.2478/geoca-2019-0009>.
- Taguchi, Y.-H. y Oono, Y. (2005).** Relational patterns of gene expression via non-metric multidimensional scaling analysis. *Bioinformatics* 21:730-740.
- Them, T.R., Gill, B.C., Caruthers, A.H., Gröcke, D.R., Tulskey, E.T., Martindale, R.C., Poulton, T.P. y Smith, P.L. (2017).** High-resolution carbon isotope records of the Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic) from North America and implications for the global drivers of the Toarcian carbon cycle. *Earth and*

Planetary Science Letters, 459: 118–126.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.021>.

**Thibault, N. (2010).** Calcareous nannofossils from the boreal Upper CampanianMaastrichtian chalk of Denmark. *Journal of Nanoplankton Research*, 31 (1): 39-56. *Journal of Nanoplankton Research*, 29 (1): 39–65.

**Thibault, N., Ruhl, M., Ullmann, C.V., Korte, C., Kemp, D.B., Gröcke, D.R. y Hesselbo, S.P. (2018).** The wider context of the Lower Jurassic Toarcian oceanic anoxic event in Yorkshire coastal outcrops, UK. *Proceedings of the Geologists' Association*, 129 (3): 372–391. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2017.10.007>.

**Thierstein, H.R. (1973).** Lower cretaceous calcareous nanoplankton biostratigraphy. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 29: 3–52.

**Thierstein, H.R. y Young, J.R. (2004).** Coccolithophores - From molecular processes to global impact. Springer, Berlin, pp. 570.

**Thissen, J.M. y Pérez Panera, J.P. (2020).** Cretaceous microfossil (foraminifera and calcareous nanofossils) assemblages from the subsurface Magallanes Basin, Tierra del Fuego Island, Chile. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*, 20 (2).  
<https://doi.org/10.5710/PEAPA.24.09.2020.342>.

**Thissen, J.M. y Pérez Panera, J.P. (2021).** Cenozoic microfossil (foraminifera and calcareous nanofossils) assemblages from the subsurface Magallanes Basin, Tierra del Fuego Island, Chile. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*, 21 (1).  
<https://doi.org/10.5710/PEAPA.03.11.2020.327>.

**Tiraboschi, D., Erba, E., y Jenkyns, H. C. (2009).** Origin of rhythmic Albian black shales (Piobbico core, central Italy) Calcareous nannofossil quantitative and statistical analysis and paleoceanographic reconstructions. *Paleoceanography*, 24: PA2222, <https://doi.org/10.1029/2008PA001670>.

**Tiraboschi, D. y Erba, E. (2010).** Calcareous nannofossil biostratigraphy (Upper Bajocian–Lower Bathonian) of the Ravin du Bès section (Bas Auran, Subalpine Basin, SE France): Evolutionary trends of *Watznaueria barnesiae* and new

findings of “*Rucinolithus*” morphotypes. *Geobios*, 43 (1): 59–76.  
<http://doi.org/10.1016/j.geobios.2009.10.002>.

**Tozer, E.T. (1982).** Marine Triassic faunas of North America: Their significance for assessing plate and terrane movements. *Geologische Rundschau*, 71: 1077–1104.  
<https://doi.org/10.1007/BF01821119>.

**Tremolada, F., van de Schootbrugge, B. y Erba, E. (2005).** The Early Jurassic Schizosphaerellid crisis, implications for calcification rates and phytoplankton evolution across the Toarcian OAE in Cantabria, Spain. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 20 (2), PA2011. <https://doi.org/10.1029/2004PA001120>.

**Tremolada, F., Erba, E., y Bralower, T. J. (2006).** Late Barremian to Early Aptian calcareous nannofossil paleoceanography and paleoecology from the Ocean Drilling Program Hole 641C (Galicia Margin). *Cretaceous Research*, 87, 887–897.

**Triantaphyllou, M.V., Karatsolis, B., Dimiza, M.D., Malinverno, E., Cerino, F., Psarra, S., Jordan R.W. y Young, J.R. (2015).** Coccolithophore combination coccospheres from the NE Mediterranean Sea: new evidence and taxonomic revisions. *Micropaleontology*, 61 (6): 457–472. <http://doi.org/10.47894/mpal.61.6.05>.

**Tribovillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., y Riboulleau, A. (2006).** Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, 232: 12–3. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.012>.

**Tunik, M., Concheyro, A., Ottone, E.G. y Aguirre-Urreta, B. (2004).** Paleontología de la Formación Saldeño (Maastrichtiano), Alta Cordillera de Mendoza. *Ameghiniana*, 41 (2): 143–160.

**Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M. y Ramos, V.A. (2010).** Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489 (1–4): 258–273.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.017>.

**Tyrrell, T. y Taylor, A.H. (1996).** A modeling study of *Emiliania huxleyi* in the NE Atlantic. *Journal of Marine Systems*, 9: 83–112.

- Tyson, R.V. (1995).** Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies. Springer Science & Business Media, pp. 615. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-0739-6>.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T. (1988).** Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, 18: 172–190.
- Uliana, M.A. y Dellapé, D.A. (1981).** Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maastrichtiana-terciaria del engolfamiento Neuquino (Patagonia Septentrional). VIII° Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas III: 673–711.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J. (1989).** Mesozoic extension and the dormation of Argentine sedimentary basins. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 46: 599–614.
- Uliana, M.A., Legarreta, L., Laffitte, G.A. y Villar, H.J. (1999).** Estratigrafía y geoquímica de las facies generadoras en las cuencas petrolíferas de Argentina. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Tomo I: 1–91.
- Uliana, M.A., Arteaga, M.E., Legarreta, L., Cerdán, J.J. y Peroni, G.O. (1995).** Inversion structures and hydrocarbon occurrences in Argentina. En: Buchanan, J.G. y Buchanan, P.G. (Eds.), *Basin inversion*. The Geological Society, Special Publication, 88: 211–233. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.088.01.13>.
- Valentine, J.W. y Jablonsky, D. (1991).** Biotic effects of sea level change: The Pleistocene test. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 96 (B4): 6873–6878. <https://doi.org/10.1029/90JB00602>.
- van de Schootbrugge, B., McArthur, J.M., Bailey, T.R., Rosenthal, Y., Wright, J.D. y Miller, K.G. (2005a).** Toarcian oceanic anoxic event: An assessment of global causes using belemnite C isotope records. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 20 (3), PA3008. <https://doi.org/10.1029/2004PA001102>.
- van de Schootbrugge, B., Bailey, T.R., Rosenthal, Y., Katz, M.E., Wright, J.D., Miller, K.G., Feist-Burkhardt, S., y Falkowski, P.G. (2005b).** Early Jurassic Climate Change and the Radiation of Organic-Walled Phytoplankton in the Tethys Ocean.

Paleobiology, 31 (1): 73–97. [https://doi.org/10.1666/0094-8373\(2005\)0312.0.CO;2](https://doi.org/10.1666/0094-8373(2005)0312.0.CO;2).

**van der Meer, D.G., van den Berg van Saparoea, A.P.H., van Hinsbergen, D.J.J., van de Weg, R.M.B., Godderis, Y., Le Hir, G. y Donnadieu, Y. (2017).** Reconstructing first-order changes in sea level during the Phanerozoic and Neoproterozoic using strontium isotopes. *Gondwana Research*, 44: 22–34. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.11.002>.

**van Heck, S.E. (1990).** The ICBN: Things you need to know - 1. *INA Newsletter* 12 (1): 19-20.

**Varol, O. y Girgis, M. (1994).** New taxa and taxonomy of some Jurassic to Cretaceous calcareous nannofossils. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 192: 221–253.

**Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (2005).** The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society, London, Special Publications, 252, pp. 344. ISBN-13: 978-1862391901.

**Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y Schwarz, E. (2009).** Esquema estratigráfico secuencial de alta resolución para los depósitos del Jurásico Inferior a Medio (Grupo Cuyo) en el sector central de la Cuenca Neuquina. Integración de información de afloramientos y subsuelo. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile, S10\_041.

**Veiga, R.D., Hechem, J., Bolatti, N., Agraz, P., Sánchez, E., Saavedra, C., Pángaro, F., García, D. y Moreiras, E. (2001).** Syn-rift deposits as a new play concept in the central portion of the Neuquén Basin: future perspectives from the analysis of physical models. Hedberg Conference AAPG (Mendoza), Program with abstracts, p. 6.

**Veiga de Oliveira, L.C., Duarte, L.V., Perilli, N., Rodrigues, R. y Lemos, V.B. (2005).** Estratigrafia Química (COT, d13C, d13O) e Nanofósseis Calcários na Passagem Pliensbaquiano-Toarciano no Perfil de Peniche (Portugal): Resultados preliminares. *Pesquisas em Geociências*, 32 (2): 3–16.

- Veiga de Oliveira, L.C., Dino, R., Duarte, L.V. y Perilli, N. (2007a).** Calcareous nannofossils and palynomorphs from Pliensbachian–Toarcian boundary in Lusitanian Basin, Portugal. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 10: 5–16.
- Veiga de Oliveira, L.C., Perilli, N. y Duarte, L.V. (2007b).** Calcareous nannofossil assemblages around the Pliensbachian/Toarcian boundary in the reference section of Peniche (Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 45: 45–50.
- Vennari, V.V., Lescano, M., Naipauer, M., Aguirre-Urreta, B., Concheyro, A., Schaltegger, U., Armstrong, R., Pimentel, M. y Ramos, V.A. (2014).** New constraints on the Jurassic–Cretaceous boundary in the High Andes using high-precision U–Pb data. *Gondwana Research*, 26 (1): 374–385. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.07.005>.
- Venturi, F., Bilotta, M y Ricci, C. (2006).** Comparison between western Tethys and Eastern Pacific ammonites: Further evidence for a possible late Sinemurian–early Pliensbachian trans-Pangaean marine connection. *Geological Magazine* 143 (5): 699–711. <https://doi.org/10.1017/S0016756806002068>.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J. (1995).** Tectonic evolution and Paleogeography of the Neuquen Basin, Argentina. En: A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco y H.J. Welsink (eds.) *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists (Tulsa, USA), Memoir 62: 383–402.
- Vergani, G.D, Angelozzi, G. y Ronchi, D. (2003).** Análisis bioestratigráfico del Jurásico Inferior en la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, in: Resúmenes del 1° Simposio Argentino del Jurásico, La Plata, 2003, *Ameghiniana*, 40 (4): 46R–47R.
- Vergani, G.D., Arregui, C. y Carbone, O. (2011).** Sistemas petroleros y tipos de entrapamientos en la cuenca neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (Eds.): *Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, pp. 645–656.
- Vincent, P., Bardet, N. y Mattioli, E. (2013).** A New Pliosaurid from the Pliensbachian, Early Jurassic of Normandy, Northern France. *Acta Palaeontologica Polonica*, 58 (3): 471–485. <http://doi.org/10.4202/app.2011.0113>.



- Vicente, J.C. (2005).** Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60: 221–250.
- Visentin, S. y Erba, E. (2021).** High-resolution calcareous nannofossil biostratigraphy across the toarcian oceanic anoxic event in northern Italy: clues from the Sogno and Gajum Cores (Lombardy basin, Southern Alps). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 127 (3): 539–556. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/16313>.
- Visentin, S., Faucher, G., Mattioli, E. y Erba, E. (2020).** Taxonomic revision of the genus *Carinolithus* (Early - Middle Jurassic) based on morphometric analyses and diagenesis observations: Implications for biostratigraphy and evolutionary trends. *Marine Micropaleontology*, 162, 101950. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2020.101950>.
- Visentin, S., Faucher, G. y Erba, E. (2023).** Calcareous Nannofossil Taxonomy and Biostratigraphy of the Toarcian-Lower Bajocian Colle Di Sogno Section (Lombardy Basin, Southern Alps, Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 29 (1): 207–228. <https://doi.org/10.54103/2039-4942/18615>.
- von Hillebrandt, A. (1973).** Neue Ergebnisse über den Jura in Chile and Argentinien. *Münstersche Forschung zur Geologie und Paläontologie*, 31–32: 167–199.
- von Hillebrandt, A. (1981).** Faunas de amonites del Liásico inferior y medio (Hettangiano hasta Pliensbachiano) de América del Sur (excluyendo Argentina). En: Volkheimer, W. y E. Musacchio (Eds.): *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico América del Sur*, 2: 499–538.
- von Hillebrandt, A. (2002).** Ammoniten aus dem oberen Sinemurium von Südamerika. *Revue de Paleobiologie*, 21 (1): 35–147.
- von Hillebrandt, A. y Schmidt-Effing, R. (1981).** Ammoniten aus dem Toarcium (Jura) von Chile (Südamerika). Die Arten der Gattungen *Daclylioceras*, *Nodicoeloceras*, *Peronoceras* und *Collina*. *Zitteliana*, 6: 1–74.

- von Salis, K. e Immenhauser, A. (1997).** Mesozoic Calcareous Nannofossils from Masirah Island (Sultanate of Oman). *Journal of Nanoplankton Research*, 19 (2): 95–101.
- Volkheimer, W. (1970).** Neuere Ergebnisse der Anden-Stratigraphie von Süd-Mendoza (Argentinien) und benachbarter Gebiete mit Bemerkungen zur Klimageschichte des südlichen Andenraums. *Geologische Rundschau*, 59 (3): 1088–1124.
- Volkheimer, W. (1973).** Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacaico y adyacencias (Cuenca Neuquina, Argentina). I. Estratigrafía de las Formaciones Sierra de Chacaico (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano), Cura Niyeu (Bajociano) y Lajas (Caloviano Inferior). *Ameghiniana*, 10 (2): 105–109.
- Volkheimer, W. (1974).** Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacaico y adyacencias (Cuenca Neuquina). II. Descripción de los palinomorfos del Jurásico inferior y Aaleniano (Formaciones Sierra Chacaico y Los Molles). *Ameghiniana*, 11 (2): 135–172.
- Volkheimer, W. y Quattrocchio, M. (1993).** Formación Sierra Chacai Co. En: Riccardi, A. C. y Damborenea, S. (Eds.), *Léxico estratigráfico de la Argentina, Serie B, N° 21*, pp. 393–394.
- Walker, C.E., Taylor, A.R., Langer, G., Durak, G.M., Heath, S., Probert, I., Tyrrell, T., Brownlee, C. y Wheeler, G.L. (2018).** The requirement for calcification differs between ecologically important coccolithophore species. *New Phytologist*, 220: 147–162. <https://doi.org/10.1111/nph.15272>.
- Waller, T.R. y Stanley, G.D. (2005).** Middle Triassic pteriomorphian bivalvia (Mollusca) from the New Pass Range, west-central Nevada: systematics, biostratigraphy, paleoecology, and paleobiogeography. *Journal of Paleontology*, 79 (61): 1–58. [https://doi.org/10.1666/0022-3360\(2005\)79\[1:MTPBMF\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1666/0022-3360(2005)79[1:MTPBMF]2.0.CO;2).
- Wallich, G.C. (1861).** Remarks on some novel phases of organic life, and on the boring powers of minute annelids, at great depths in the sea. *Annals and Magazine of Natural History, Serie 3*, 8: 52–58.
- Walsworth-Bell, E.B. (2000).** Jurassic calcareous nannofossils and environmental cycles. Tesis doctoral, University College London, Inglaterra, pp. 137.

- Watkins, D.K. (1989).** Nanoplankton productivity fluctuations and rhythmically-bedded pelagic carbonates of the Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 74: 75–86. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(89\)90020-5](https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90020-5).
- Watson, P., Reid, C. y Nairn, E. (2010).** Stratigraphy to Seismic (STS™): A Technique to Provide Digital Biostratigraphic Information for the Seismic Interpreter. En: Ratcliffe, K.T. y Zaitlin, B.A. (Eds.), *Application of Modern Stratigraphic Techniques: Theory and Case Histories*. SEPM Special Publication 94, pp. 81–90. <https://doi.org/10.2110/sepm-sp.094.081>.
- Weaver, C.E. (1931).** Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Memoirs of the University of Washington*, I. University of Washington Press, Seattle, pp. 594.
- Weaver, C.E. (1942).** A general summary of the Mesozoic of South and Central America. *Proceedings 8º American Science Congress (1940), Geology*, 4: 149–193.
- Westermann, G.E.G. y Riccardi, A.C. (1985).** Middle Jurassic ammonite evolution in the Andean province and emigration to tethys. En: Bayer, U. y Seilacher, A. (Eds.), *Sedimentary and Evolutionary Cycles*. *Lecture Notes in Earth Sciences* 1, Springer, Berlin, Heidelberg: 6–34. <https://doi.org/10.1007/BFb0009835>.
- Wiegand, G.E. (1984a).** Two new genera of calcareous nanofossils from the Lower Jurassic. *Journal of Paleontology*, 58 (4): 1151–1155.
- Wiegand, G.E. (1984b).** Jurassic nanofossils from the northwest African margin, Deep Sea Drilling Project leg 79. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 79*: 657-670. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.79.125.1984>.
- Wind, F.H. y Wise, S.W. (1978).** Mesozoic holococcoliths. *Geology*, 6 (3): 140–142. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1978\)6<140:MH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1978)6<140:MH>2.0.CO;2).
- Windhausen, A. (1914).** Contribución al conocimiento geológico de los Territorios del Río Negro y Neuquén. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología y Minería*, 10: 1–60.

- Windhausen, A. (1925).** Informe Preliminar Sobre un Viaje a los Yacimientos de Rafaelita de la Sierra Aucá Mahuida (Territorio de Neuquén). Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, pp. 13.
- Winter, A. y Siesser, W.G. (1994).** Coccolithophores. Cambridge University Press, pp. 242.
- Wirtz, K.W. (2012).** Who is eating whom? Morphology and feeding type determine the size relation between planktonic predators and their ideal prey. *Marine Ecology-Progress Series*, 445: 1–12.
- Wise, S.W. (1983).** Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 71 in the Falkland Plateau region, Southwest Atlantic Ocean. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 71: 481-550. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.71.121.1983>.
- Wise, S.W. (1988).** Mesozoic-Cenozoic history of calcareous nannofossils in the region of the Southern Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 67 (1-2): 157-179. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(88\)90127-7](https://doi.org/10.1016/0031-0182(88)90127-7).
- Wise, S.W. y Mostajo, E. (1983).** Correlation of Eocene- Oligocene Calcareous Nannofossil Assemblages from Piston Cores Taken Near Deep Sea Drilling Sites 511 and 512, Southwest Atlantic Ocean. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 72: 1171–1180.
- Wise, S.W. y Wind, F.H. (1977).** Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 36 drilling on the Falkland Plateau, south-west Atlantic sector of the Southern Ocean. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 36: 269-491. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.36.108.1977>.
- Wise Jr, S.W. (1988).** Mesozoic-cenozoic history of calcareous nannofossils in the region of the southern ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 67 (1–2): 157-179. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(88\)90127-7](https://doi.org/10.1016/0031-0182(88)90127-7).
- Xu, K., Gao, K., Villa fañe, V.E. y Helbling, E.W. (2011).** Photosynthetic responses of *Emiliania huxleyi* to UV radiation and elevated temperature: Roles of calcified coccoliths. *Biogeosciences*, 8: 1441–1452.

- Xu, K.** y **Gao, K. (2012).** Reduced calcification decreases photoprotective capability in the coccolithophorid *Emiliana huxleyi*. *Plant and Cell Physiology*, 53: 1267–1274.
- Xu, W., Ruhl, M., Jenkyns, H.C., Leng, M.J., Huggett, J.M., Minisini, D., Ullmann, C., Riding, J., Weijers, J., Storm, M., Percival, L., Tosca, N., Idiza, Tegelaar, E. y Percival, L.M. (2018).** Evolution of the Toarcian (Early Jurassic) carbon-cycle and global climatic controls on local sedimentary processes (Cardigan Bay Basin, UK). *Earth and Planetary Science Letters* 484: 396–411. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.12.037>.
- Yancey, T.E., Stanley Jr., G.D., Piller, W.E. y Woods, M.A., (2005).** Biogeography of the Late Triassic wallowaconchid megalodontoid bivalves. *Lethaia*, 38 (4): 351–365. <https://doi.org/10.1080/00241160500333431>.
- Young, J.R. (1989).** Observations on heterococcolith rim structure and its relationship to developmental processes. En: *Crux, J.A. y van Heck, S.E. (Eds.), Nanofossils and their applications: Proceedings of the 2nd INA Conference, London 1987. British Micropalaeontological Society Publication Series, pp. 1–20.*
- Young, J.R. (1992).** Report – terminology working group meeting, London April 1992. *INA Newsletter*, 14 (1): 6–8.
- Young, J.R. (1994).** Functions of coccoliths. En: *A. Winter, W. G. Siesser, (Eds.), Coccolithophores, Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 63–82.*
- Young, J.R. y Bown, P.R. (1991).** An ontogenetic sequence of coccoliths from the Late Jurassic Kimmeridge Clay of England. *Palaeontology*, 34: 843–850.
- Young, J.R. y Bown, P.R. (1997a).** Higher classification of calcareous nanofossils. *Journal of Nanoplankton Research*, 19 (1): 15–20.
- Young, J.R. y Bown, P.R. (1997b).** Cenozoic calcareous nanoplankton classification. *Journal of Nanoplankton Research*, 19 (1): 36–47.
- Young, J.R. y Henriksen, K. (2003).** Biomineralization within vesicles: the calcite of coccoliths. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 54: 189–215. <https://doi.org/10.2113/0540189>.

- Young, J.R., Teale, C.T. y Bown, P.R. (1986).** Revision of the stratigraphy of the Longobucco Group (Liassic, southern Italy), based on new data from nannofossils and ammonites. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 79 (1): 117–135.
- Young, J.R., Didymus, J.M., Bown, P.R., Prins, B. y Mann, S. (1992).** Crystal assembly and phylogenetic evolution in heterococcoliths. *Nature*, 356: 516–518.
- Young, J.R., Davis, S.A., Bown, P.R. y Mann, S. (1999).** Coccolith ultrastructure and biomineralisation. *Journal of Structural Biology*, 126: 195–215.
- Young, J.R., Geisen, M., Cros, L., Kleijne, A., Sprengel, C., y Probert, I. (2003).** A guide to extant calcareous nannoplankton taxonomy. *Journal of Nannoplankton Research*, 28 (1): 1–125.
- Young, J.R., Henriksen, K. y Probert, I. (2004).** Structure and morphogenesis of the coccoliths of the CODENET species. En: Thierstein, H.R. y Young, J.R. (eds.), *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 191–216. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-06278-4\\_8](https://doi.org/10.1007/978-3-662-06278-4_8).
- Young, J.R., Geisen, M. y Probert, I. (2005).** A review of selected aspects of coccolithophore biology with implications for paleobiodiversity estimation. *Micropaleontology*, 51 (4): 267–288. <https://doi.org/10.2113/gsmicropal.51.4.267>.
- Zavala, C.A. (1993).** Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén. República Argentina. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca.
- Zavattieri, A.M. y Volkheimer, W. (2006).** Reubicación estratigráfica de la Formación Nestares en el Grupo Cuyo, sur de la Cuenca Neuquina, Argentina. Actas del 9º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Academia Nacional de Ciencias.
- Ziegler, B. (1964).** Boreale Einflüsse im Oberjura Westeuropas? *Geologische Rundschau*, 54: 250–261. <https://doi.org/10.1007/BF01821182>.
- Ziegler, B. (1971).** Biogeographie der Tethys. *Jahreshefte der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg*, 126: 229–243.

**Ziveri, P., de Bernardi, B., Baumann, K.-H., Stoll, H.M., y Mortyn, P.G. (2007).** Sinking of coccolith carbonate and potential contribution to organic carbon ballasting in the deep ocean. *Deep Sea Research Part II*, 54: 659–675. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.01.006>.

**Zweili, F. (1989).** Fossile Coccolithophoriden aus dem Weissensteingebiet. *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Solothurn*, 34: 199–213. <http://doi.org/10.5169/seals-543356>.

## APÉNDICE | *MATÉRIEL SUPPLÉMENTAIRE*

En los archivos adjuntos se encuentra el siguiente material suplementario/ *Dans les fichiers joints, vous trouverez le matériel supplémentaire :*

- Cuadro de distribución de nanofósiles de El Matuasto
- Cuadro de distribución de nanofósiles calcáreos de PTu x-2
- Cuadro de distribución de nanofósiles calcáreos de BCE x-1
- Datos de pirólisis
- Datos de isótopos
- Datos de FRX
- Matriz de datos – análisis de similitud
- Publicación 1 – Chaumeil Rodríguez *et al.* (2022)
- Publicación 2 – Mailliot *et al.* (2023)