

Leticia Martín Bello

Sedimentología y geoquímica de
los depósitos laminados
microbianos y facies asociadas del
Mioceno del sector central de la
cuenca del Ebro

Departamento
Ciencias de la Tierra

Director/es
Arenas Abad, María Concepción
Alonso Zarza, Ana María

<http://zaguan.unizar.es/collection/Tesis>



Reconocimiento – NoComercial – SinObraDerivada (by-nc-nd): No se permite un uso comercial de la obra original ni la generación de obras derivadas.

© Universidad de Zaragoza
Servicio de Publicaciones

ISSN 2254-7606



Universidad
Zaragoza

Tesis Doctoral

SEDIMENTOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS
DEPÓSITOS LAMINADOS MICROBIANOS Y
FACIES ASOCIADAS DEL MIOCENO DEL SECTOR
CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO

Autor

Leticia Martín Bello

Director/es

Arenas Abad, María Concepción
Alonso Zarza, Ana María

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

Ciencias de la Tierra

2020



Universidad
Zaragoza



Facultad de Ciencias
Universidad Zaragoza

SEDIMENTOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS DEPÓSITOS LAMINADOS MICROBIANOS Y FACIES ASOCIADAS DEL MIOCENO DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO

*Sedimentology and Geochemistry of the Microbial
Laminated Deposits and Associated Facies from
the Miocene of the Central Sector of the Ebro Basin*

— LETICIA MARTÍN BELLO —
2020

Directoras: María Concepción Arenas Abad
Ana María Alonso Zarza

Universidad de Zaragoza
Facultad de Ciencias
Departamento de Ciencias de la Tierra
Área de Estratigrafía



Universidad
Zaragoza

Esta memoria, presentada por Dña. Leticia Martín Bello para optar al grado de DOCTOR EN CIENCIAS GEOLÓGICAS, ha sido realizada bajo la dirección de la Dra. Concepción Arenas Abad y la Dra. Ana Alonso Zarza en el Área de Estratigrafía del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza.

Zaragoza, 2020

María Concepción Arenas Abad

Ana María Alonso Zarza

Directoras de Tesis

SEDIMENTOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS DEPÓSITOS LAMINADOS MICROBIANOS Y FACIES ASOCIADAS DEL MIOCENO DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO

Sedimentology and Geochemistry of the Microbial Laminated Deposits and Associated Facies from the Miocene of the Central Sector of the Ebro Basin

Tesis doctoral presentada bajo la modalidad de compendio de publicaciones:

Martín Bello, L., Arenas Abad, C., Alonso Zarza, A.M. y Pardo Tirapu, G. (2016). Características texturales y variaciones morfológicas de los estromatolitos lacustres del Mioceno de la Sierra de Alcubierre (Cuenca del Ebro): interpretación sedimentológica preliminar. *Geo-Temas* 16, 637-640

Martin-Bello, L. Arenas Abad, C. y Alonso Zarza, A.M. (2017). Preliminary interpretation of the stable-isotope composition in lacustrine stromatolites of the Sierra de Alcubierre (Miocene, Ebro Basin, Spain). *Geogaceta* 61, 171–174.

Martin-Bello, L. Arenas, C. y Jones, B. (2019a). Lacustrine stromatolites: useful structures for environmental interpretation – an example from the Miocene Ebro Basin. *Sedimentology* 66, 2098–2133.

Martin-Bello, L., Arenas, C., Andrews, J., Alonso-Zarza, A.A., y Marca, A. (2019b). Lacustrine stromatolites as multi-scale recorders of climate change: insights from the Miocene Ebro Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 530, 312–329.

Pérez-Rivarés, J., Martin-Bello, L., Arenas-Abad, C. (2019). Periodicity in stromatolitic lamination: a potential record of ENSO, NAO and SUNSPOT. The Miocene lacustrine record in the Ebro Basin, Spain. *Sedimentary Geology* 390, 83–99.

Arenas-Abad, C., Martin-Bello, L., Pérez-Rivarés, F.J., Santos-Bueno, N., Vázquez-Urbez, M (2019 in press). Lacustrine and fluvial carbonate microbialites in the Neogene of the Ebro Basin, Spain: a summary of up to date knowledge. En: *Limnogeology: progress, challenges and opportunities*. A tribute to Beth Gierlowski-Kordesch (Eds. Rosen, M.R., Park-Bousch, L., Finkelstein, D.B., Pla Pueyo, S.). Syntheses in Limnogeology. International Association of Limnogeologists (IAL). Springer. ISBN: 978-94-017-9905-8.

*"Each one of us has to start out with developing his or her own definition of success,
and when we have these specific expectations of ourselves, we're more likely to live up to them.
Ultimately, it's not what you get or even what to give,
it's what you become."*

- Mary Gates -

AGRADECIMIENTOS

Agradecer todo lo que ha rodeado a este trabajo es realmente complicado, y las palabras se quedan cortas para expresar el enorme agradecimiento que siento hacia todas las personas que han ayudado a hacer esto posible.

Esta tesis doctoral ha tenido lugar gracias a un conjunto de circunstancias a lo largo de mi vida. En primer lugar, haber tenido la suerte de conocer a quien despertó en mí el interés por la geología en el instituto, Chabier de Jaime; posteriormente, a todos los profesores de los que pude aprender a lo largo de mi carrera universitaria; sin olvidar a quien me inició en el mundo de la investigación, estudiando la Falla de Calamocha, José Luis Simón. A todos ellos les estoy muy agradecida. Quiero hacer un agradecimiento especial a quien me dio la oportunidad, y creyó en mí, para hacer esta tesis doctoral, Concha Arenas.

Durante la realización de la tesis doctoral quiero agradecer a todas esas personas que me han acompañado en este camino. Me siento realmente afortunada. En primer lugar, gracias a mis directoras Concha Arenas y Ana Alonso. De manera especial a Concha, quien ha trabajado constantemente para que todo saliera adelante. Gracias por tu continua disponibilidad, por tu paciencia, por transmitirme tu pasión por los estromatolitos y por enseñarme a trabajar en el mundo de la investigación. Gracias al resto del grupo de investigación, Gonzalo Pardo, Luis Auqué, Cinta Osácar y Javier Pérez, y también al grupo Geotransfer.

Thanks to the supervisors from the research fellowships in Edmonton and Norwich, Brian Jones and Julian Andrews, respectively. They were two amazing experiences where I learnt a lot from them and the rest of the people with whom I worked, Alina Marça and Paul Dennis. Thank you also to all those people who made me have a wonderful time in both cities: Dylan, Aaron, Victoria, James, Richmal.

Gracias a todos los compañeros del área de Estratigrafía. En especial gracias a aquellos con quienes he participado en clases de prácticas y días de campo del grado en geología, de quienes he podido aprender, no solo sobre estratigrafía y sedimentología, sino sobre cómo trasladar estos conocimientos a los alumnos, gracias: Beatriz, Arantxa, Ana Rosa, Antonio, Ángel, Alfonso y Arsenio.

Gracias a los servicios técnicos de preparación de láminas delgadas de la Universidad de Zaragoza (Felipe y Manolo), de la Universidad de Barcelona y de la Universidad Complutense de Madrid por su paciencia con la dificultad de las láminas delgadas. Gracias también a los servicios técnicos de análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno de la Universidad de Barcelona, la Universidad de Salamanca y

la Universidad de East Anglia. Gracias al personal de secretaría del departamento de Ciencias de la Tierra.

Me siento muy afortunada por todas las personas maravillosas que he conocido en estos años. Con algunas de ellas he compartido muchos cafés y de quienes he aprendido enormemente, gracias a los doctores y doctorandos de geología: Lope, Roi, Edu, Rocio, Marcos, Alicia, Cristina, Nerea, y en especial a Javi, mi compañero de despacho que siempre ha estado ahí. Gracias por todos tus consejos, por tu gran ayuda y por las innumerables horas de trabajo.

Por supuesto, gracias a mi familia, a mis padres Lumi y Rafa, que harían cualquier cosa por mí, gracias por apoyarme en todas mis decisiones. Sois los mejores padres que se pueden tener. Gracias a mi hermano Carlos y a Julia por su paciencia y su constante apoyo. Gracias a Aaron, quien aun estando lejos, ha estado cada día a mi lado. Gracias por tu infinita paciencia y por hacerlo todo tan fácil. También gracias a mis amigas y amigos de Calamocha y Zaragoza por sacarme siempre una sonrisa y estar al tanto de la evolución de esta tesis.

A todos, y a los que no alcanzo a nombrar, mi más sincera gratitud.

Thank you very much!

Esta tesis doctoral ha sido financiada por un contrato de Formación de Personal Investigador (FPI) (BES-2014-069389) del proyecto CGL2013-42867-P y dos becas para estancias en centros de investigación EEBB-I-16-11079 y EEBB-I-17-12722. Todos ellos concedidos por el Ministerio de Economía y Competitividad.

ÍNDICE

<u>ABSTRACT</u>	1
<u>CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN GENERAL</u>	5
1.1 INTRODUCCIÓN: PRESENTACIÓN Y ESTRUCTURA	7
1.2 LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN Y JUSTIFICACIÓN DEL TRABAJO	9
1.3 CONTEXTO GEOGRÁFICO	11
1.4 CONTEXTO GEOLÓGICO	13
1.5 ANTECEDENTES DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO	14
1.5.1 ESTRATIGRAFÍA	14
1.5.2 PALEONTOLOGÍA, MAGNETOESTRATIGRAFÍA Y DATOS RADIOMÉTRICOS.....	17
1.5.3 SEDIMENTOLOGÍA Y PALEOGEOGRAFÍA.....	20
1.5.4 DEPÓSITOS MICROBIANOS DE LA CUENCA DEL EBRO.....	25
1.6 OBJETIVOS CONCRETOS	26
1.7 METODOLOGÍA	28
1.7.1 TRABAJO INICIAL DE GABINETE.....	28
1.7.2 TRABAJO DE CAMPO.....	28
1.7.3 TRABAJO DE LABORATORIO Y GABINETE: OBTENCIÓN DE DATOS.....	29
1.7.3.1 Elaboración de secciones pulidas, láminas delgadas y molienda.....	29
1.7.3.2 Lupa binocular, microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido.....	30
1.7.3.3 Difracción de rayos X.....	31
1.7.3.4 Análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno.....	32
1.7.4 TRATAMIENTO DE LOS DATOS SEDIMENTOLÓGICOS E ISOTÓPICOS.....	33
1.7.5 ANÁLISIS DE CICLICIDAD (ANÁLISIS ESPECTRAL).....	34
<u>CAPÍTULO 2. INTRODUCCIÓN GENERAL A LAS MICROBIALITAS LAMINADAS</u>	37
2.1 INTRODUCCIÓN	39
2.2 MICROBIALITAS	39
2.3 ORGANISMOS INVOLUCRADOS EN LA FORMACIÓN DE MICROBIALITAS	41
2.4 PROCESOS DE FORMACIÓN DE MICROBIALITAS	42
2.5 TIPOS DE MICROBIALITAS	44
2.5.1 TIPOS DE ESTROMATOLITOS.....	44
2.5.1.1 Clasificaciones basadas en características macroscópicas: morfología externa y formas de crecimiento interno.....	45
2.5.1.2 Clasificaciones basadas en características microscópicas: variaciones de texturas.....	47
2.5.2 LAMINACIÓN ESTROMATOLÍTICA.....	50
2.5.3 LOS ESTROMATOLITOS EN LOS SISTEMAS LACUSTRES.....	52
<u>CAPÍTULO 3. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE</u>	55
3.1 INTRODUCCIÓN	57
3.2 ESTRATIGRAFÍA	57
3.2.1 DATOS CRONOLÓGICOS.....	61

3.3 SEDIMENTOLOGÍA.....	63
3.3.1 FACIES CARBONATADAS.....	65
3.3.2 FACIES SULFATADAS Y OTRAS SALES.....	71
3.3.3 FACIES SILICICLÁSTICAS.....	74
3.3.4 ASOCIACIONES DE FACIES.....	75
3.4 COMPOSICIÓN ISÓTOPICA DE CARBONO Y OXÍGENO DE LAS DISTINTAS FACIES Y SECUENCIAS DE FACIES.....	77
3.4.1 ANÁLISIS DE ISOTOPOS ESTABLES EN DISTINTAS FACIES DE CARBONATOS.....	77
3.4.2 ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES EN SECUENCIAS TIPO.....	79
3.4.3 EVOLUCIÓN ISOTÓPICA A LO LARGO DEL TIEMPO.....	81
3.5 MODELO DE FACIES LACUSTRE.....	82

CAPÍTULO 4. SEDIMENTOLOGÍA DE LOS ESTROMATOLITOS Y FACIES ASOCIADAS DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE. ESTUDIO DE LA LAMINACIÓN.....

4.1 INTRODUCCIÓN.....	87
4.2 COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE	88
4.3 MORFOLOGÍA DE LOS ESTROMATOLITOS Y ONCOLITOS.....	88
4.4 SECUENCIAS DE FACIES QUE CONTIENEN ESTROMATOLITOS.....	94
4.5 LA LAMINACIÓN ESTROMATOLÍTICA.....	100
4.5.1 TIPOS DE LÁMINAS.....	101
4.5.2 SIGNIFICADO DE LA LAMINACIÓN.....	107
4.5.3 LAS EVIDENCIAS MICROBIANAS.....	108

ARTÍCULO: Martín Bello, L., Arenas Abad, C., Alonso Zarza, A.M. y Pardo Tirapu, G. (2016). Características texturales y variaciones morfológicas de los estromatolitos lacustres del Mioceno de la Sierra de Alcubierre (Cuenca del Ebro): interpretación sedimentológica preliminar. *Geo-Temas* 16, 637-640111

ARTÍCULO: Martin-Bello, L. Arenas, C. y Jones, B. (2019a). Lacustrine stromatolites: useful structures for environmental interpretation – an example from the Miocene Ebro Basin. *Sedimentology* 66, 2098–2133.....115

CAPÍTULO 5. ANÁLISIS ISOTÓPICO DE LOS ESTROMATOLITOS: SECUENCIAS DE FACIES Y LAMINACIÓN.....

5.1 INTRODUCCIÓN.....	153
5.2 ISÓTOPOS ESTABLES.....	154
5.2.1 INTRODUCCIÓN A LOS ISÓTOPOS ESTABLES DE CARBONO Y OXÍGENO.....	154
5.2.2 FACTORES QUE INFLUYEN EN LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL OXÍGENO Y DEL CARBONO EN DEPÓSITOS DE CARBONATOS. EL CONTEXTO DE LAGOS CERRADOS.....	156
5.3 MATERIALES ANALIZADOS.....	160
5.4 RESULTADOS DEL ANÁLISIS ISOTÓPICO (C Y O).....	161
5.4.1 ANÁLISIS DE LAS SUCESIONES DE FACIES.....	162
5.4.2 ANÁLISIS EN ESPECÍMENES DE ESTROMATOLITOS.....	166

ARTÍCULO: Martin-Bello, L. Arenas Abad, C. y Alonso Zarza, A.M. (2017). Preliminary interpretation of the stable-isotope composition in lacustrine stromatolites of the Sierra de Alcubierre (Miocene, Ebro Basin, Spain). *Geogaceta* 61, 171–174.....175

ARTÍCULO: Martin-Bello, L., Arenas, C., Andrews, J., Alonso-Zarza, A.A., y Marca, A. (2019b). Lacustrine stromatolites as multi-scale recorders of climate change: insights from the Miocene Ebro Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 530, 312–329.....179

CAPÍTULO 6. CICLICIDAD EN LA LAMINACIÓN ESTROMATOLITICA Y SU RELACIÓN CON FENÓMENOS CLIMÁTICOS.....197

6.1 INTRODUCCIÓN.....199

6.2 LA CICLOESTRATIGRAFÍA: EL ANÁLISIS DE LOS DEPÓSITOS CÍCLICOS.....200

6.3 RANGO TEMPORAL DE LOS CICLOS AMBIENTALES CAUSANTES DE LA LAMINACIÓN DE LOS ESTROMATOLITOS DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE.....201

6.4 FENÓMENOS DE CIRCULACIÓN CLIMÁTICA Y ACTIVIDAD SOLAR.....203

ARTÍCULO: Pérez-Rivarés, J., Martin-Bello, L., Arenas-Abad, C. (2019). Periodicity in stromatolitic lamination: a potential record of ENSO, NAO and SUNSPOT. The Miocene lacustrine record in the Ebro Basin, Spain. *Sedimentary Geology* 390, 83–99.....211

CAPÍTULO 7. ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE LOS ESTROMATOLITOS LACUSTRES DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE Y OTROS ESTROMATOLITOS LACUSTRES Y FLUVIALES.....229

7.1 INTRODUCCIÓN.....231

7.2 ESTROMATOLITOS LACUSTRES DE LA FORMACIÓN GREEN RIVER (EOCENO).....232

7.3 ESTROMATOLITOS LACUSTRES DEL CUATERNARIO DEL GREAT SALT LAKE (LAGO BONNEVILLE).....238

7.4 ESTROMATOLITOS LACUSTRES DEL HOLOCENO DEL LAGO TANGANICA.....241

7.5 ESTROMATOLITOS FLUVIALES ACTUALES Y CUATERNARIOS DE LOS RÍOS PIEDRA Y AÑAMAZA.....244

7.5.1 LA GEOMETRÍA.....245

7.5.2 LA LAMINACIÓN: ESTRUCTURA Y TEXTURA.....245

7.5.3 LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA.....251

CAPÍTULO DE LIBRO: Arenas-Abad, C., Martin-Bello, L., Pérez-Rivarés, F.J., Santos-Bueno, N., Vázquez-Urbez, M (2019 in press). Lacustrine and fluvial carbonate microbialites in the Neogene of the Ebro Basin, Spain: a summary of up to date knowledge. En: *Limnogeology: progress, challenges and opportunities*. A tribute to Beth Gierlowski-Kordesch (Eds. Rosen, M.R., Park-Bousch, L., Finkelstein, D.B., Pla Pueyo, S.). Syntheses in limnogeology. International Association of Limnogeologists (IAL). Springer. ISBN: 978-94-017-9905-8.....255

CONCLUSIONES.....289

CONCLUSIONS.....297

BIBLIOGRAFÍA.....305

ANEXO I: COLUMNAS DE DETALLE

ANEXO II: DATOS DE ISÓTOPOS ESTABLES DE CARBONO Y OXÍGENO

Material suplementario del artículo Martin-Bello et al. (2019a)

Material suplementario del artículo Martin-Bello et al. (2019b)
Datos isotópicos presentados en el Capítulo 5

ANEXO III: DATOS DE CICLIDADAD

Material suplementario del artículo Pérez-Rivarés et al. (2019)

ANEXO IV: CARTA DE ACEPTACION

Abstract

The lower and middle Miocene sedimentary record of the central part of the Ebro Basin, in the Sierra de Alcubierre, is mainly represented by carbonate and sulphate deposits with less abundant siliciclastics. Stromatolites are distributed throughout the studied record. The interest of these stromatolites is based on their close and diverse relationship with the associated facies, their varied external and internal morphologies, and their lamina arrangement.

This Ph.D. thesis, entitled “Sedimentology and Geochemistry of the Microbial Laminated Deposits and Associated Facies from the Miocene of the Central Sector of the Ebro Basin”, presents a detailed study of the stromatolites and their environmental and temporal significance. This work proposes a new approach to the understanding of stromatolites at different scales, from the external morphology (depositional, climatic, and hydrological connotations) to the simple laminae (depositional, climatic and temporal meanings).

This study includes:

1. Detailed sedimentological analysis of the stromatolites and all facies associated with them, which helps to interpret the depositional conditions in which the stromatolites were formed. The depositional conditions refer mainly to depth, sediment supply and water energy, and other parameters derived from those.
2. Geochemical study through stable isotope analyses of carbon and oxygen performed on different carbonate facies and, indeed, in the stromatolites, at different orders of lamina arrangement, which allows to know the factors that controlled the textural variations of the laminae and infer their temporal meaning.
3. Cyclicity analysis based on the lamina thickness and luminance to detect the lamination cyclic patterns and their possible relation to climate-related agents.
4. A comparison with other fossil and recent lacustrine and fluvial stromatolites.

Materials and Methods

The sedimentological study of the stromatolites and associated facies begun by gathering information from the field. A total of 183 sites were visited, where 1 to 5 stromatolite specimens and associated facies were taken in each of them; 36 stratigraphic sections (1:10 y 1:20), approximately 0,3 to 3 m thick, were made. The stromatolite specimens were used in the laboratory to obtain polished sections (112), thin sections (192) and powder samples. Polished sections helped in defining the structure (laminae shape and thickness, and internal morphologies, i.e., internal growth forms). Thin sections observed in optical microscope and small samples (1x1x1 cm) observed in SEM allowed to make the textural characterization of the types of laminae and the identification of the lamination arrangement. Powder samples were used for X-Ray Diffraction (mineralogical identification) and stable isotope analyses ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$). The isotopic analyses were made at three scales (facies, composite lamina and simple lamina). Spectral analysis was applied to time series of data of stromatolites (thickness and luminance) obtained from polished sections at the scale of simple lamina to detect cyclicity

patterns. Finally, a comparative analysis has been done with other fluvial and lacustrine stromatolites to evaluate the interpretations made in this study.

Main results and interpretations

Stromatolite sedimentology. The observations in the field and polished sections show several external morphologies of the stromatolites in the study area. Thin planar stromatolites have greater lateral extension than height (mm – 10 cm) with smooth, flat to undulatory, laterally continuous laminae. Stratiform stromatolites are 10 to 30 cm high and 10 to 30 m in lateral extension, with complex internal growth forms as domes, columns, and undulatory-laminated to flat-laminated forms. Domed stromatolites are 10 to 30 cm high and similar length, with internal growth forms similar to the stratiform stromatolites. These two types of stromatolites are laterally related on the outcrops. Considering the relationships between the stromatolites (external morphologies and internal growth forms) and the other lacustrine facies associated with them, the different situations in which stromatolites developed reflect mainly the relative changes in water depth, sediment supply and hydrodynamic conditions. Thin planar stromatolites that alternate with laminated limestones with parallel lamination and ripples represent shallow calm water conditions, where the thin planar stromatolites were prone to subaerial exposure. Indeed, these stromatolites represent first colonization after exposure or erosional processes. Domed and stratiform stromatolites developed with higher water level. Vertical and lateral associations of these stromatolites with laminated carbonate facies with hummocky-cross stratification and with parallel lamination suggest variable energy conditions, with better development of stromatolites during still conditions.

Changes in lamina shape. Internal stromatolite morphologies based on lamina shape, lamina lateral continuity, and growth forms indicate water depth variations and changes in water energy. The upward change from slightly undulatory at the base to increasingly convex laminae forming domes and columns represent increasing water depth. Laminae are laterally continuous between columns and domes in still conditions, but if the energy levels are higher the laminae are discontinuous, then unlinked columns and breakage of the previously formed stromatolite occur. The upward change from convex to gently convex to slightly undulate laminae upward would develop as a result of the water level decrease.

Types of laminae and lamina arrangement. Different types of laminae have been distinguished based on textural characteristics, mainly variations of crystal size, porosity and color. There are four types of simple lamina: light dense micrite laminae, light porous micrite to microsparite laminae, dark dense micrite laminae, and fibrous sparite laminae. The combination of the simple micrite laminae forms composite laminae. Dark composite laminae are formed of dark dense laminae that include intercalated thinner light porous laminae, or successive dark dense laminae. Light composite laminae are formed of thick light porous laminae with intercalated thin dark dense simple lamina, or an alternation of porous and light dense laminae. Three lamination patterns have been distinguished from the combination of simple and composite laminae: simple alternating lamination (alternating dark dense and light porous simple laminae), cyclothemic lamination (succession of cycles, each consisting of a light dense lamina, followed by a light porous simple lamina, and a dark dense simple lamina), and

alternating composite lamination (alternating dark composite laminae and light, either simple or composite, laminae).

$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analysis through facies successions. Isotopic analyses along with the sedimentological analyses of several stromatolite-containing facies successions allow to interpret them in terms of water level variation, i.e., as representing deepening or shallowing cycles. The isotopic analyses reveal higher $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in the stromatolites and laminated limestones than in the other carbonated facies (marls, and massive bioclastic and bioturbated limestones), indicating their development during periods of little lake water renewal that led to more saline conditions.

Environmental parameters and lamina significance. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data from stromatolites are used to assess the potential of ancient lacustrine stromatolite lamination as an archive for high-resolution paleoclimatic changes. The significant correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of the laminae suggest that, in the context of the studied closed lake system, the precipitation/evaporation (P/E) ratio was the main factor controlling the isotopic composition of precipitates. Light laminae (simple or composite) have low isotopic values, while dark laminae (simple or composite) have higher isotopic values. This behavior is present at three orders of lamination, and allows to assume an annual duration of each pair of light-dark laminae that is related to seasonal changes in the P/E ratio. The third-order cycles, recorded by the simple laminae, possibly formed by seasonal P/E changes. The second-order cycles, represented by the dark or light composite laminae reflect several years of lower or higher P/E ratio, respectively. The first-order cycles, formed by the succession of a light composite lamina and a dark composite lamina, reveal lake level shallowing evolution during several years due to the decrease of the P/E. The isotopic evolution of the studied stromatolites through the stratigraphic units supports a general trend toward less saline conditions from units T5 and T6 to unit T7.

Climate-related agents affecting stromatolite lamina arrangement. Assuming that each light-dark lamina formed in one year, the spectral analysis of time series based on stromatolite lamina thickness and luminance reflects significant periodicities around 2.5, 3.7, 5, 7, 10, and 22 years. The 2.5 year may correspond to the Quasi Biennial Oscillation (QBO), the biennial component of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) or the North Atlantic Oscillation (NAO) variability. The 3-5 and 5-7 year bands could be linked to ENSO or NAO variability. The 8-11 and 22-23 year bands are related to the 11-year Schwabe and 22-year Hale sunspot cycles. Overall, stromatolite growth is controlled by NAO, ENSO, and solar activity. The cyclicity study also allows to estimate growth rates of the stromatolites, with a mean value of 0.362 mm/yr and lifespan between 120 and 500 years of the studied stromatolite specimens. There is a correlation between the cyclicity orders based on the stable isotope analysis and the periods and climatic signatures. Third-order cycles are identified with the light-dark simple lamina couplets (annual cycles) used in the spectral analyses. Second-order cycles (each dark and each light composite laminae) can be correlated with the cycles of lamina couplets with periods around 3.5, 5, 6, and 8 years, which are related to NAO/ENSO-like variability. First order cycles (each pair of consecutive light and dark composite laminae) are identified with 9-12 couplets, and are related to NAO/ENSO-like or 11-years Schwabe solar cycles. This study also reinforces the evidence of the presence of ENSO and NAO precursors during the Miocene due to the inter-annual, decadal,

and even multi-decadal climatic variability revealed by the persistent significant periods in the time series analysis in the studied stromatolites.

Comparison with other lacustrine and fluvial stromatolites. The external morphology and internal growth forms detected in the Sierra de Alcubierre lacustrine stromatolites are similar to other lacustrine stromatolites and differ from fluvial stromatolite morphologies. The lacustrine stromatolites morphologies compared in this study coincide in the interpretations that their morphologies are mainly influenced by extrinsic factors, such as lake level fluctuations, water energy or detrital sediment supply. Textural characteristics of the stromatolite lamination from the lacustrine stromatolites of Sierra de Alcubierre have some similarities with the lamination from some lacustrine stromatolites from the Green River Formation. The light and dark laminae alternation is also characterised by micrite or microsparite forming the light laminae while micrite form dark laminae. The main similarities with fluvial stromatolites are related to some textural attributes, where simple porous and dense laminae are detected organised in composite laminae. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analyses indicate cyclic variations in fluvial and lacustrine stromatolites that coincide with textural variations. These variations are related to warm and/or dry periods and cold and/or humid periods.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN GENERAL

1.1 INTRODUCCIÓN: PRESENTACIÓN Y ESTRUCTURA.....	7
1.2 LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN Y JUSTIFICACIÓN DEL TRABAJO.....	9
1.3 CONTEXTO GEOGRÁFICO.....	11
1.4 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	13
1.5 ANTECEDENTES DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO.....	14
1.5.1 ESTRATIGRAFÍA	14
1.5.2 PALEONTOLOGÍA, MAGNETOESTRATIGRAFÍA Y DATOS RADIOMÉTRICOS.....	17
1.5.3 SEDIMENTOLOGÍA Y PALEOGEOGRAFÍA.....	20
1.5.4 DEPÓSITOS MICROBIANOS DE LA CUENCA DEL EBRO.....	25
1.6 OBJETIVOS CONCRETOS.....	26
1.7 METODOLOGÍA.....	28
1.7.1 TRABAJO INICIAL DE GABINETE.....	28
1.7.2 TRABAJO DE CAMPO.....	28
1.7.3 TRABAJO DE LABORATORIO Y GABINETE: OBTENCIÓN INFORMACIÓN...29	
1.7.3.1 Elaboración de secciones pulidas, láminas delgadas y molienda.....	29
1.7.3.2 Lupa binocular, microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido.....	30
1.7.3.3 Difracción de rayos X.....	31
1.7.3.4 Análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno.....	32
1.7.4 TRATAMIENTO DE LOS DATOS SEDIMENTOLÓGICOS E ISOTÓPICOS.....	33
1.7.5 ANÁLISIS DE CICLICIDAD (ANÁLISIS ESPECTRAL).....	34

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN GENERAL

1.1 Introducción: presentación y estructura

Esta tesis doctoral ha sido realizada en el Área de Estratigrafía del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza, en el marco del Programa de Doctorado de Geología (489, 2015-2019), bajo la dirección de la Dra. María Concepción Arenas Abad, de la Universidad de Zaragoza, y la Dra. Ana María Alonso Zarza, de la Universidad Complutense de Madrid. Para su desarrollo se ha contado con los medios disponibles en el departamento de Ciencias de la Tierra y los servicios de apoyo a la investigación de la Universidad de Zaragoza y de otras instituciones (Universidades de Barcelona y Complutense de Madrid; University of Alberta, Canadá; University of East Anglia, Reino Unido).

Esta tesis doctoral ha sido financiada por una ayuda del Programa de Formación de Personal Investigador (FPI) (BES-2014-069389) para un contrato predoctoral ligado al proyecto CGL2013-42867-P, ambos concedidos por el Ministerio de Economía y Competitividad. También se ha contado con ayudas económicas puntuales del grupo de investigación Geotransfer, cofinanciado por el Gobierno de Aragón y el Programa Operativo FEDER Aragón 2014-2020, del proyecto CGL2014-54818P y del Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA).

En este tiempo se han realizado dos estancias breves en centros de investigación del extranjero, financiadas por dos becas EEBB-I-16-11079 y EEBB-I-17-12722 del Ministerio de Economía y Competitividad en relación con el contrato FPI. La primera estancia se ha llevado a cabo en la Universidad de Alberta (Edmonton, Canadá) bajo la supervisión del Dr. Brian Jones, en el año 2016, y ha tenido una duración de 3 meses; el objetivo principal ha sido la caracterización textural de la laminación microbiana mediante el empleo de microscopio óptico y microscopio electrónico de barrido. La segunda estancia, de 2 meses de duración, se ha realizado en la Universidad de East Anglia (Norwich, Reino Unido) bajo la supervisión del Dr. Julian Andrews, en el año 2017, en la que se ha llevado a cabo un análisis isotópico de alta resolución en depósitos laminados microbianos.

Este trabajo se ha estructurado con el formato de tesis doctoral por compendio de publicaciones. En la Universidad de Zaragoza, este formato se ajusta al R.D. 99/2011 del 28 de Enero (BOE 10/02/2011) y al Reglamento sobre Tesis Doctoral de la Universidad de Zaragoza (Extracto de 20/12/2013 del Consejo de Gobierno de la Universidad de Zaragoza; Título IV, Capítulo III, arts. 19, 20 y 21), por los cuales las memorias presentadas deben incluir un mínimo de cuatro artículos: al menos tres de ellos publicados en revistas indexadas en *Journal Citation Reports* (JCR). Además, se requiere la presentación de una memoria con los objetivos de la investigación, la metodología, los artículos que constituyen el cuerpo de la tesis y las conclusiones finales.

Siguiendo dicha normativa esta memoria se estructura mediante una introducción general con los objetivos y la metodología empleada para el desarrollo de esta tesis, además de los objetivos concretos, seguidos de un capítulo que incluye información general sobre carbonatos microbianos, y un capítulo sobre la estratigrafía y sedimentología detallada de la zona de estudio. A continuación, en los capítulos 4, 5 y 6, se exponen y resumen los distintos resultados que contienen los diferentes artículos, así como otros resultados que no se han incluido en los artículos. Seguidamente, en el capítulo 7, se presenta un análisis comparativo entre los estromatolitos lacustres de la Sierra de Alcubierre y los estromatolitos lacustres de la Formación Green River, de Great Salt Lake y del Lago Tanganica; y los estromatolitos fluviales de los ríos Piedra y Añamaza. Finalmente, se exponen las conclusiones que se derivan de todo el trabajo.

Los artículos científicos publicados en relación con el desarrollo de esta tesis son:

- 1) Martin-Bello, L., Arenas Abad, C., Alonso Zarza, A.M. y Pardo Tirapu, G. (2016). “Características texturales y variaciones morfológicas de los estromatolitos lacustres del Mioceno de la Sierra de Alcubierre (Cuenca del Ebro): Interpretación sedimentológica preliminar”, publicado en *Geo-Temas* en el que se realiza un estudio preliminar de las asociaciones verticales de facies. Se incluye en el Capítulo 4.
- 2) Martin-Bello, L., Arenas Abad, C. y Alonso Zarza, A.M., (2017). “Preliminary interpretation of the stable-isotope composition in lacustrine stromatolites of the Sierra de Alcubierre (Miocene, Ebro Basin, Spain)”, publicado en *Geogaceta*, en el que se propone una interpretación preliminar sobre la composición isotópica de las láminas microbianas. Está incluido en el Capítulo 5.
- 3) Martin-Bello, L., Arenas Abad, C., Jones, B., (2019a). “Lacustrine stromatolites: useful structures for environmental interpretation. An example from the Miocene Ebro Basin”, publicado en *Sedimentology*, en el que se realizan interpretaciones sobre las condiciones paleoambientales en las que se desarrollaron los estromatolitos a partir de sus morfologías externas e internas y de las facies con las que se asocian. Mediante el estudio textural se identifican los tipos de láminas y la organización que presentan las mismas en los depósitos microbianos. Se incluye en el Capítulo 4.
- 4) Martin-Bello, L., Arenas Abad, C., Andrews, J., Alonso-Zarza, A.M. y Marca-Bell, A., (2019b). “Lacustrine stromatolites as multi-scale recorders of climate change: insights from the Miocene Ebro Basin” publicado en *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, en el que se relacionan las características texturales y la composición de isótopos estables de la laminación microbiana. A partir del análisis de isótopos estables de alta resolución se interpreta la organización de la laminación en diversos rangos y se infiere su significado temporal. Se incluye en el Capítulo 5.

- 5) Pérez-Rivares, J., Martin-Bello, L., Arenas-Abad, C. (2019). "Periodicity in stromatolitic lamination: a potential record of ENSO, NAO and SUNSPOT in the Miocene Lacustrine record of the Ebro Basin, Spain", publicado en *Sedimentary Geology*, incluido en el Capítulo 6, en el que se interpretan los posibles fenómenos atmosféricos y actividad solar que podrían estar influyendo en el crecimiento microbiano.

- 6) Arenas-Abad, C., Martin-Bello L., Pérez-Rivarés, F., Santos-Bueno, N., Vázquez-Urbez, M. (in press). "Lacustrine and fluvial carbonate microbialites in the Neogene of the Ebro Basin, Spain: a summary of up to date knowledge." In: *Limnogeology: Progress, challenges and opportunities. A tribute to Beth Gierlowski-Kordesch.*, (Eds., Rosen, M.R., Pardk-Bousch, L., Finkelstein, D.B. y Pla Pueyo, S.), *Syntheses in Limnogeology*, Springer. Se comparan los estromatolitos y oncolitos lacustres de la Sierra de Alcubierre y de los Montes de Castejón con los estromatolitos fluviales y fluvio-lacustres de la Muela de Borja y Montolar. Aceptado en julio 2019.

En todos los casos, los coautores de los artículos presentados en esta tesis son doctores o han anunciado que los artículos no formarán parte de futuras tesis doctorales.

1.2 Líneas de investigación y justificación del trabajo

Esta tesis doctoral se plantea con el objetivo de aportar nueva información acerca de los depósitos microbianos laminados, a partir del registro de la Sierra de Alcubierre, i.e., estromatolitos y escasos oncolitos. Además de ampliar el conocimiento sedimentológico sobre la zona, este estudio de la Sierra de Alcubierre permite inferir el significado paleoambiental de los depósitos microbianos a diferentes escalas (lámina simple, lámina compuesta y morfología externa de estos depósitos). A partir del estudio sedimentológico detallado se puede deducir información paleoambiental importante en relación con las condiciones de depósito, como es la energía del medio, la profundidad a la que se desarrollaban los depósitos microbianos o el tipo y cantidad de aportes de sedimentos que interaccionan con el crecimiento microbiano. Los estudios en microscopio óptico y electrónico permiten distinguir cambios texturales en la laminación, estos cambios posibilitan la caracterización de los tipos de láminas en función del tamaño y disposición de los cristales y en función de la porosidad; así como deducir patrones de organización en la disposición de las láminas. Asimismo, el análisis isotópico de la laminación también permite extraer información paleoclimática (variaciones de temperatura y precipitaciones) y temporal (velocidad de crecimiento y duración de la formación de las láminas). Por último, el significado temporal y los patrones periódicos que se observan en la laminación permiten relacionar el crecimiento de las láminas con los fenómenos climáticos globales.

El estudio de los depósitos microbianos, y en concreto de los estromatolitos, ha sido abordado desde distintas perspectivas. Algunos trabajos se han centrado en clasificar los distintos tipos de depósitos microbianos según sus morfologías (Hofmann, 1969; Walter, 1972; Monty, 1976). Otros

estudios se han interesado principalmente en el significado de la laminación (Park, 1976; Jones, 1981; Seong-Joo et al., 2000; Storrie-Lombardi y Awramik, 2006). Por otro lado se han realizado estudios relacionados con los componentes biológicos que han contribuido a su formación (Pentecost, 1978; Golubić et al., 2008), y otros trabajos se han centrado en los procesos de precipitación mineral ya sea inducida biológicamente o no (Koban y Schweigert, 1993; Freytet y Verrecchia, 1998; Arp et al., 1999; Dupraz et al., 2009). El objetivo en común de muchos de estos trabajos es relacionar las distintas características de los depósitos microbianos con las condiciones paleoambientales en las que se formaron, como la hidrodinámica del medio, la distribución espacial en zonas más o menos someras, la temperatura del agua en la que se formaron o la salinidad de la misma.

El significado temporal de la laminación es otro de los aspectos que ha intrigado a muchos investigadores. La duración de las láminas ha sido interpretada como resultado de procesos diurnos (Gebelein, 1969; Monty, 1965, 1976; ; Golubić, 1973; Park, 1976), estacionales (Cloud, 1942; Jones, 1981; Kano et al., 2007; Gradzinski, 2010; Arenas y Jones, 2017), anuales (Roddy, 1915; Bradley, 1929; Fischer, 1964; Hudson, 1970) o plurianuales (Petryshyn et al., 2012). El desarrollo de la laminación puede estar condicionado por distintos factores, como la velocidad en el crecimiento microbiano y la velocidad de precipitación mineral (Dupraz et al., 2009, 2004) o el equilibrio entre la capacidad de atrapamiento de granos de carbonato del tapiz microbiano y la cantidad de estos aportes (Tosti y Riding, 2017a y b). Finalmente, las condiciones climáticas e hidrodinámicas también influyen en el espesor y en las variaciones de la textura de la laminación (Riding, 1991a y b; Andres y Reid, 2006).

La investigación que se lleva a cabo en este trabajo constituye el primer estudio detallado de los depósitos microbianos del Mioceno de la Sierra de Alcubierre, en el sector central de la Cuenca del Ebro. Este sector dispone de información estratigráfica, sedimentológica, paleogeográfica, magnetoestratigráfica y cicloestratigráfica, obtenida en trabajos previos realizados en la Sierra de Alcubierre (Arenas, 1993; Arenas et al., 1993, 1997, 1999a y b; Arenas y Pardo, 1999; Pérez-Rivarés et al., 2002, 2018; Pérez Rivarés, 2016). Arenas et al. (1993) realizaron un estudio preliminar de los estromatolitos y escasos oncolitos, que se centró principalmente en sus morfologías. Arenas (1993) y Arenas et al. (1997) abordaron el análisis isotópico de las distintas facies presentes, incluidos algunos de los estromatolitos, en la Sierra de Alcubierre. En 1999, Arenas y Pardo publicaron un trabajo que proponía un modelo de sedimentación para el sistema lacustre del sector central de la Cuenca del Ebro durante el Mioceno inferior y medio. Sin embargo, se desconoce el significado preciso de la relación entre los cuerpos microbialíticos y las demás facies en el contexto del sistema lacustre. En los cuerpos microbialíticos, también queda por conocer el significado paleoambiental, referido a las condiciones de depósito (profundidad, salinidad, energía, aporte de sedimento, desarrollo microbiano) y climáticas (precipitación, evaporación, temperatura), de las formas internas y de la laminación, muy especialmente la organización y duración de las láminas. Existen muy pocos trabajos que hayan abordado el estudio de la laminación desde esta perspectiva. Cabe citar los trabajos de Bouton et al. (2016a), Roche et al. (2018) y Vennin et al. (2018) que se centran en conocer cómo los factores paleoambientales controlan la distribución y la morfología de los

depósitos microbianos de la Cuenca Bonneville, actual Great Salt Lake (EEUU) y en la Cuenca Limagne (Macizo central francés).

La tesis se ha desarrollado en tres líneas de trabajo principales:

- El estudio sedimentológico de detalle de los depósitos microbianos y las facies asociadas, principalmente los rasgos geométricos y análisis de facies, incluyendo atributos texturales, a partir del cual se puede realizar una interpretación paleoambiental referida a las condiciones de depósito (profundidad, energía del medio, aporte de sedimentos, contexto hidrológico).
- El estudio geoquímico, basado en el análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno. Por un lado, se han considerado las distintas facies carbonatadas, con el fin de conocer posibles fluctuaciones del nivel del lago. Por otro lado, a nivel de láminas (tanto simples como compuestas) en los estromatolitos, con el objetivo de inferir los distintos factores climáticos (precipitación, evaporación, temperatura) que influyen en el desarrollo de la laminación y su significado temporal.
- La ciclicidad de la laminación estromatolítica, partiendo del análisis de la periodicidad de las láminas (análisis espectral), para conocer los patrones de repetición de la laminación, sus diversos órdenes y su posible relación con los factores climáticos, hidrológicos y sedimentológicos, incluyendo agentes atmosféricos u orbitales (ENSO, NAO, SUNSPOT) causantes de la laminación.

1.3 Contexto geográfico

El área de estudio corresponde a la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones, que se localizan en la parte nororiental de la Península Ibérica, en la Depresión del Ebro (Fig. 1.1). Se encuentra al noreste de la ciudad de Zaragoza, rodeada por las localidades de Perdiguera, Leciñena, Alcubierre, Lanaja, Castejón de Monegros y Farlete. Los accesos al área son a través de las carreteras A-129, bordeando la sierra por el norte, y A-1104, cruzando el piedemonte sur de la sierra (Fig 1.1).

La Sierra de Alcubierre es un relieve que se dispone en dirección NO-SE, y cubre 40 km, a lo largo de la Comarca de Los Monegros. El área de estudio queda comprendida en la parte oriental de las hojas nº 323 (Zuera) y 355 (Leciñena), el sector suroeste de la hoja nº 356 (Lanaja) y el noroeste de la hoja nº 385 (Castejón de Monegros) (Fig. 1.1C) del Mapa Topográfico de España a escala 1:50.000.

El relieve de la zona muestra un claro contraste entre los relieves más elevados de la Sierra de Alcubierre (cerros de San Caprasio, a 832 m de altura, y Monte Oscuro, a 824 m de altura) y los llanos que la bordean (entre 300 y 500 m de altitud). La sierra se encuentra rodeada por varios cursos fluviales: al sur el río Ebro y al norte los ríos Alcanadre y Flumen.

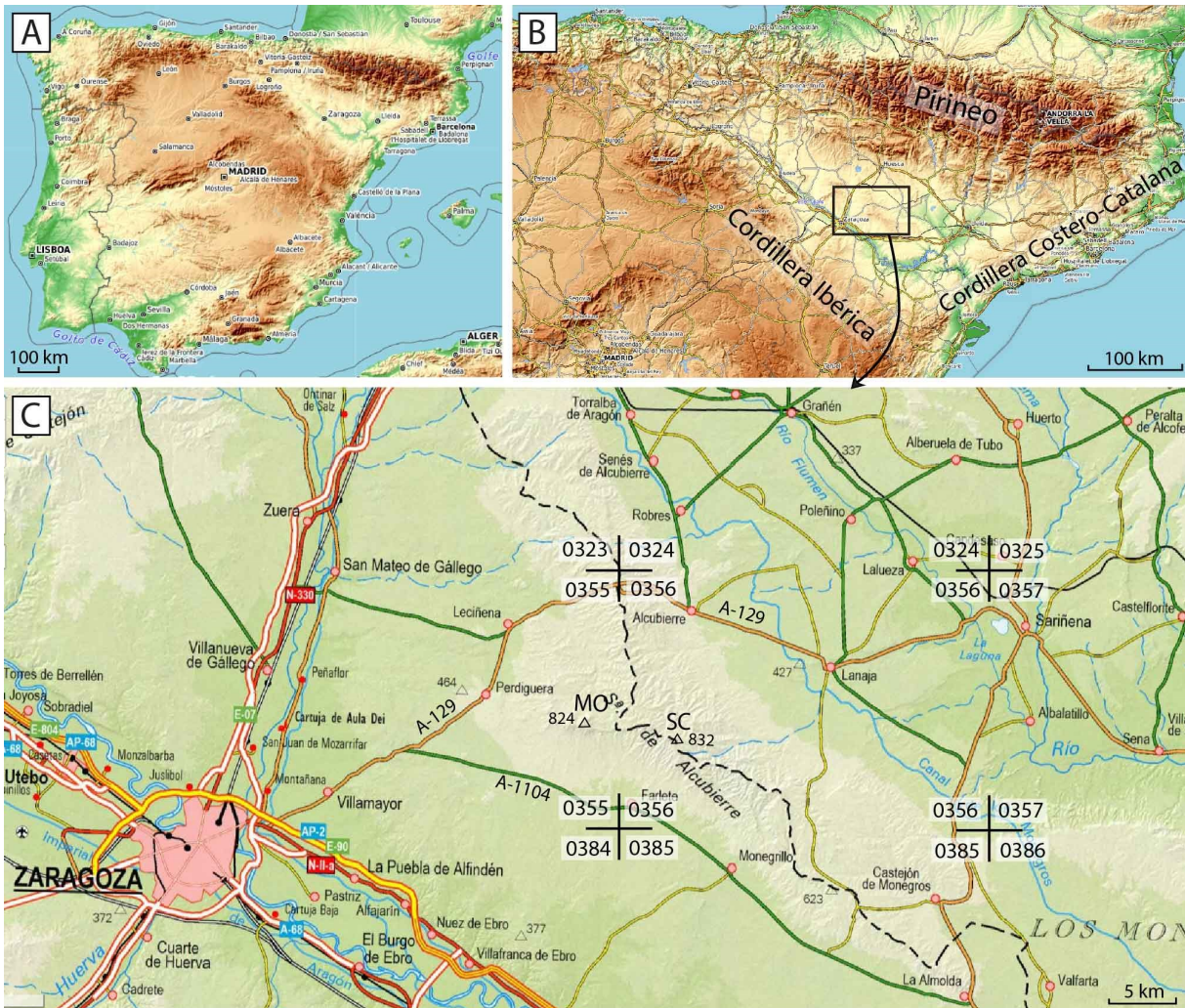


Figura 1.1. Situación geográfica del área de estudio. A) Mapa geográfico de la Península Ibérica. B) Mapa geográfico del sector nororiental de la Península Ibérica en el que se ha enmarcado con un recuadro la zona correspondiente a la figura (C) donde se encuentra la Sierra de Alcubierre, zona de estudio. SC: San Caprasio y MO: Monte Oscuro. En C) se indican los límites de las hojas del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000. Tomado de GeaMap.com

El clima de la Comarca de Los Monegros, en las provincias de Huesca y Zaragoza, es de tipo mediterráneo continental, y presenta características semiáridas, casi desérticas. La precipitación es escasa y se distribuye temporalmente de manera irregular y con intensidades muy diferentes: con un régimen de precipitación mínima en épocas invernal y estival (22 l/m^2), y máxima durante los meses de primavera y otoño (40 l/m^2) (Instituto Aragonés de Estadística). Las elevadas temperaturas estivales contribuyen a la fuerte oscilación anual, fuertes vientos y una gran aridez (Vide y Olcina, 2001). Los contrastes térmicos diarios y estacionales son muy acusados, con temperaturas medias anuales mínimas de 5°C y máximas de 30°C (Agencia Estatal de Meteorología, AEMET). La escasa vegetación está relacionada con la escasez de precipitaciones. La vegetación es esteparia, con presencia de sabinas, enebros y pinares de carrasco con poca espesura (Ruiz de la Torre, 1994).

1.4 Contexto geológico

La zona de estudio se encuentra en la Cuenca del Ebro (Fig. 1.2). Se trata de una de las cuencas cenozoicas más extensas de la Península Ibérica. En la actualidad es una depresión relativa delimitada por relieves que la rodean en todos sus márgenes. El límite norte de la Cuenca del Ebro lo constituye la Cordillera Pirenaica, el sur la Cordillera Ibérica y el este las Cadenas Costero Catalanas.

La Cuenca del Ebro se formó durante el Paleógeno e inicios del Neógeno como resultado de la colisión de las placas Ibérica y Euroasiática. En los sectores oriental y central, presenta una geometría del relleno cenozoico similar a un prisma abierto hacia el norte (Riba et al., 1983). La base del Cenozoico en el borde pirenaico (a más de 3000 m bajo el nivel del mar). Los depósitos cenozoicos presentan un solapamiento expansivo hacia el sur. En estos sectores su evolución está ligada principalmente a la estructuración alpina del orógeno pirenaico, por lo que se puede considerar una cuenca de antepaís de la Cordillera Pirenaica. En la zona más subsidente, el surco navarro-riojano (sector occidental), el relleno alcanza más de 5000 m y se considera una cuenca de antepaís simétrica.

El registro sedimentario comprende depósitos marinos y continentales. Los depósitos marinos son pre-Oligocenos incluyendo carbonatos, margas, facies detríticas costeras y deltaicas y evaporitas. En el Eoceno superior la cuenca adquirió un carácter continental (Riba et al., 1983), con sedimentación de depósitos aluviales, fluviales, y lacustres de agua dulce y salinos. En el Mioceno

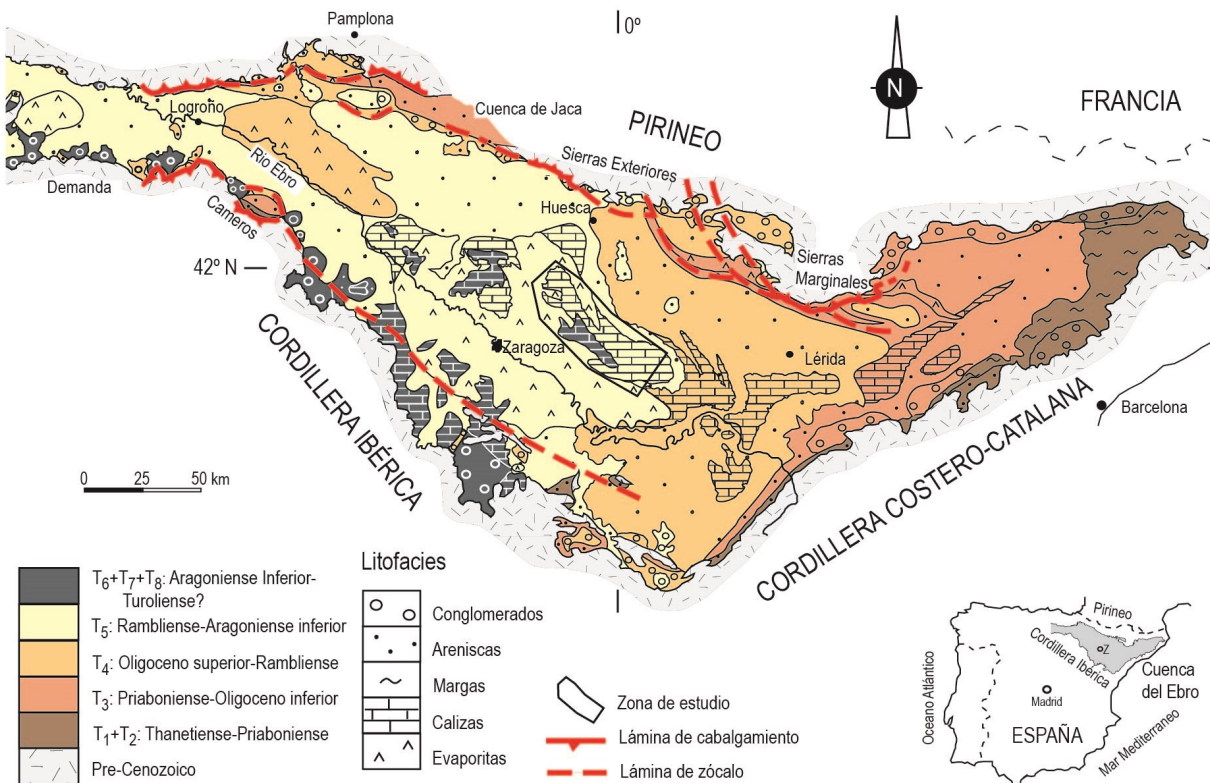


Figura 1.2. Distribución de las litofacies y unidades genéticas del sector central de la Cuenca del Ebro. Tomado de Muñoz et al. (2002a).

medio o superior se produjo la apertura de la cuenca, que comenzó a drenar hacia el Mar Mediterráneo (Vázquez-Urbez et al., 2003; García-Castellanos et al., 2003; Babault et al., 2006).

El relleno de la Cuenca del Ebro fue dividido en 8 unidades estratigráficas genéticas, unidades tectosedimentarias (UTS), denominadas T1-T8, que se extienden desde el Tanetiense (Paleoceno) hasta el Tuoliense (Villena et al., 1996a y b; Muñoz et al., 2002a; Pardo et al., 2004). La evolución de la Cuenca del Ebro estuvo controlada principalmente por la actividad tectónica de las cadenas circundantes. Esta actividad condicionó la topografía, los aportes sedimentarios y la subsidencia a lo largo del Cenozoico.

El área de estudio se centra en la sucesión del Mioceno del sector de la Sierra de Alcubierre (Fig. 1.2) que corresponde a las unidades T5 a T7. Este sector estaba principalmente alimentado por los sistemas aluviales y fluviales del sector pirenaico (Sistema fluvial de Huesca) definido por Hirst y Nichols (1986) (Arenas, 1993). Esta zona los estratos se disponen de manera horizontal o subhorizontal y tampoco presenta deformación tectónica importante.

1.5 Antecedentes del sector central de la Cuenca del Ebro

Los trabajos realizados sobre el sector central de la Cuenca del Ebro son numerosos y están enfocados hacia distintos aspectos o tratan distintas zonas de la cuenca. En este apartado se hace mención a aquellos trabajos cuyo contenido es más relevante para la temática de este trabajo o por su localización están próximos a la zona de estudio. Estos trabajos se centran principalmente en la sedimentología, estratigrafía y paleogeografía del sector central de la Cuenca del Ebro. Más adelante, en el apartado 3.2 *Estratigrafía* se amplía esta información en relación con la Sierra de Alcubierre.

1.5.1 Estratigrafía

Las primeras investigaciones realizadas sobre la Cuenca del Ebro corresponden a los estudios realizados para la confección del Mapa Geológico de España (Martín Donayre, 1866 y 1873; Mallada, 1878; Botella, 1879; Cortázar, 1885 y Palacios, 1893). En estos trabajos, destaca la atribución de un origen continental a las calizas de la zona de la Cuenca del Ebro. Posteriormente, se hizo una distinción entre Oligoceno y Mioceno (Palacios, 1893) a causa de la relación discordante encontrada en el sector meridional de la zona (Belchite-Tarazona). Esta sencilla diferenciación se mantuvo durante los siguientes años (Sáenz, 1929, 1931 y 1942; Ferrando, 1933; Selzer, 1934; Hernández Pacheco, 1949 y Ríos, 1959). No fue hasta los estudios de Solé i Sabarís (1954) y Riba (1955a y b) cuando se comenzaron a definir las unidades litoestratigráficas para distinguir los materiales del relleno de la Cuenca del Ebro.

En los siguientes trabajos (Riba y Pérez Mateos, 1961, Riba, 1964 y Crusafont et al., 1966a y b) se mantuvo la metodología de definir las distintas unidades litoestratigráficas, y se elaboraron varios mapas litoestratigráficos y cronoestratigráficos. En este momento, se produjo un cambio en la concepción que se tenía sobre el aporte de sedimentos a partir del Eoceno; en lugar de asumir una única área fuente, el Pirineo, se contempló también a la Cordillera Ibérica (Riba y Pérez Mateos, 1961).

Quirantes (1969 y 1971, 1978) elaboró una cartografía de litofacies y definió varias formaciones en el Cenozoico del sector aragonés de la Cuenca del Ebro (entre ellas, la Formación Zaragoza, la Formación Sariñena y la Formación Alcubierre). Soler y Puigdefabregas (1970) definieron la Formación Uncastillo, equivalente a la Formación Sariñena de Quirantés (1969), en el margen pirenaico. Posteriormente, Puigdefábregas (1975) distinguió dos unidades en la Formación Uncastillo, una inferior de edad Chattienense-Aquitaniense, y otra superior, de edad Aquitaniense-Burdigaliense, separadas por una discordancia angular.

En la década de 1970 se publicaron varios mapas geológicos del Instituto Geológico y Minero de España referentes a la Cuenca del Ebro: Lérida (Riba, 1971), Zaragoza (Riba et al., 1971), Huesca (Riba et al., 1972) y Tudela (Riba et al., 1981), a escala 1: 200.000; y las hojas 322 (Remolinos), 323 (Zuera), 324 (Grañén), 354 (Alagón), 355 (Leciñena) y 356 (Lanaja), todas ellas de Quirantes (1971), y 320 (Tarazona de Aragón) de Castiella (1977), a escala 1:50.000.

Riba et al. (1983) propusieron una síntesis estratigráfica de la Cuenca del Ebro basada en las distintas relaciones laterales y verticales definidas para las unidades litoestratigráficas.

En la década de los 80 se comenzó a aplicar el Análisis Tectosedimentario, propuesto por Garrido Megías (1973). Esta metodología fue aplicada con éxito en el registro cenozoico, tanto en las cubetas ibéricas como en el margen ibérico de la Cuenca del Ebro (Pérez, 1989 ; González, 1989; Muñoz, 1991).

En la Cuenca del Ebro se definieron ocho UTS, denominadas T1-T8, que abarcan desde el Luteciense al Turoliense? (Pérez, 1989; González, 1989; Muñoz, 1991; Villena et al., 1992; Arenas 1993; Luzón 2001). González (1989) distinguió cuatro unidades Paleógenas y algunos afloramientos de la unidad T5 en la parte más oriental del sector central de la Cuenca del Ebro. Pérez et al. (1988) y Pérez (1989) distinguieron las unidades de T5 a T8 en el margen ibérico del sector central de la Cuenca (Fig. 1.2). González (1989) reconoció cuatro unidades paleógenas, (T1 a T4) y una quinta neógena (T5) en el sector oriental de la Cuenca. Muñoz (1991) diferenció diez unidades, nombradas como A1 hasta A10; A5 a A8 equivalen con las UTS T5 a T8.

La tesis doctoral de Arenas (1993) supuso un aporte de especial importancia al conocimiento de la zona norte de la Cuenca del Ebro. En su estudio distingue las unidades U1, U2 y U3 en depósitos aluviales y fluviales del borde pirenaico, y las unidades N1, N2 y N3 en depósitos lacustres y fluviales distales en las zonas centrales. Propone la equivalencia $U1+U2=T4$ y $U3=N1$. Las unidades N1 a N3

son equivalentes a las de Pérez et al. (1989) y a su vez a las unidades T5, T6 y T7 de Villena et al., (1992).

Calvo et al. (1993) propusieron una síntesis en la que se correlacionan distintas unidades litoestratigráficas y genéticas del Cenozoico de la Península Ibérica (cuencas del Ebro, Tajo, Duero, Levante, Béticas, Calatayud-Teruel y Vallés-Penedés); en dicha correlación se observa que las nueve rupturas sedimentarias principales reconocidas en las unidades tectosedimentarias de la Cuenca del Ebro coinciden en su cronología.

Luzón (1994, 2001) realizó el estudio tectosedimentario de la parte más oriental del sector central de la Cuenca del Ebro, llegando a reconocer dos UTS (T4 y T5). También definió la unidad litoestratigráfica de lutitas y areniscas de Ballobar, que aflora en la base más oriental de la Sierra de Alcubierre. Esta unidad se corresponde con la Formación Sariñena de Quirantes (1978) y se distribuye dentro de la unidad T4 descrita por Arenas (1993) y Luzón (1994, 2001). Arenas et al. (1999b) presentaron un estudio donde se correlacionan las formaciones y las UTS reconocidas anteriormente en la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones más orientales.

Angulo (2000) y Angulo et al. (2000) definieron cinco UTS (B1 a B5) en la zona de enlace de las Cuencas del Ebro y el Duero, que hicieron corresponder con T4 a T7.

Vázquez-Urbez (2008) y Vázquez-Urbez et al. (2013) realizan una reasignación de las unidades descritas hasta entonces por Pérez et al. (1988) y Pérez (1989) en el sector Tarazona-Borja; de esta manera se reconocen tres unidades genéticas en lugar de cuatro, hecho que ya había sido señalado por Murelaga et al. (2008), quienes las denominaron unidades Inferior, Intermedia y Superior. No obstante, fue Vázquez-Urbez (2008) quien propuso, para las tres inferiores, su equivalencia con las unidades T6 y T7.

Muñoz et al. (2002a) y Pardo et al. (2004) elaboraron sendas síntesis de la estratigrafía y paleogeografía de la Cuenca del Ebro basadas en las características de las distintas UTS.

Pérez Rivarés (2016) estudió desde el punto de vista magnetoestratigráfico el registro de la Sierra de Alcubierre. Asignó crones a cada unidad y calculó la duración de las unidades T5 y T6; de la unidad T7 sólo propuso una estimación mínima, ya que el registro de esta unidad está incompleto en la Sierra de Alcubierre debido a la erosión. Así, se estableció la edad de los límites entre las unidades T4/T5, T5/T6 y T6/T7. La correlación magnetoestratigráfica también permitió evaluar las tasas de sedimentación para los depósitos aluviales y lacustres de la sierra.

Pérez-Rivarés et al. (2018) consideran los datos magnetoestratigráficos disponibles del Mioceno a lo largo de toda la cuenca para evaluar el carácter sincrónico de los límites entre unidades en el sector central de la cuenca; además, comparan la edad de los límites T4/T5, T5/T6 y T6/T7 en el centro y en los márgenes ibérico y pirenaico.

Desde un punto de vista tectónico, (Arlegui, 1996) estudió las diaclasas, fallas y campos de esfuerzo del sector central de la Cuenca del Ebro. Arlegui y Soriano (1998), mediante el uso de foto aérea e imágenes satélite, estudiaron el denso complejo de lineamientos presente en la Sierra de Alcubierre. Arlegui y Simón (2001) reconocieron la tendencia dominante de estos lineamientos en la dirección ONO-ESE y mostraron una mayor densidad en las zonas situadas entre el sur de la Sierra de Alcubierre y el Río Ebro.

1.5.2 Paleontología, magnetoestratigrafía y datos radiométricos

En el sector central de la Cuenca del Ebro se han estudiado diversos yacimientos paleontológicos, especialmente de vertebrados. Algunos de estos trabajos presentan interés bioestratigráfico y fueron empleados para la datación de las unidades tectosedimentarias de la cuenca. En este sentido, los primeros trabajos relevantes son los de Lacarra (1920) en el entorno de Monteagudo, posteriormente ampliado por los estudios de Ruiz de Gaona et al. (1946) y Villalta et al. (1946). En torno a 1960 también trabajaron en este yacimiento Llamas (1959a), Crusafont y Truyols (1961), Crusafont et al. (1966b) y Crusafont y Pons (1969). Dos décadas más tarde, en los 80, se llevaron a cabo un buen número de trabajos en la mitad más occidental del sector central de la cuenca (Astibia et al., 1981, 1984; Astibia 1986; Azanza, 1986; Valdés et al., 1986; Astibia, 1987; Astibia et al., 1987; Astibia y Morales, 1987; Azanza et al., 1988; Pérez, 1989; Daams, 1990); así como en la mitad oriental del mismo (Agustí et al., 1985, 1987, 1988, 1994a; Pérez et al., 1985; Álvarez Sierra, 1987; Álvarez Sierra et al., 1987; Lacomba, 1987; Cuenca et al., 1989; Pérez, 1989; Aldana, 1990; Álvarez Sierra et al., 1990; Cuenca, 1991; Cuenca y Canudo, 1991; Daams, 1990; Cuenca et al., 1992a). Cuenca et al. (1992b) realizaron una recopilación de los yacimientos de la Cuenca del Ebro ordenados por unidades bioestratigráficas.

Murelaga et al. (2008) presentaron dos nuevas localidades (Melero-20, en la biozona E del Aragoniense medio, y Melero-30, en la biozona F y G1 del Aragoniense superior) en el entorno de Tarazona-Borja, que contribuyeron a la redefinición de las UTS en esta zona del margen ibérico (Fig. 1.3).

Larrasoña et al. (2006), Ruiz Sánchez et al. (2012, 2013, 2014), Suárez-Hernando et al. (2013) y Suárez-Hernando (2017) estudiaron las faunas de microvertebrados del Ageniense al Aragoniense medio de la Formación Tudela en las Bardenas Reales (Fig. 1.3). Estos artículos son relevantes para la cronología del Ramblense. Además, en algunos se incorporan datos magnetoestratigráficos.

Agustí et al. (2011) estudiaron distintos yacimientos del Ramblense al Aragoniense de la Sierra de Alcubierre, integrando los datos magnetoestratigráficos disponibles. Este estudio contribuyó a la precisión de la edad de las biozonas de mamíferos del Mioceno inferior y medio en Europa, con implicaciones importantes en el límite Ramblense-Aragoniense (Fig. 1.3). Asimismo, se confirmaron las dataciones previas de las UTS en este sector de la cuenca.

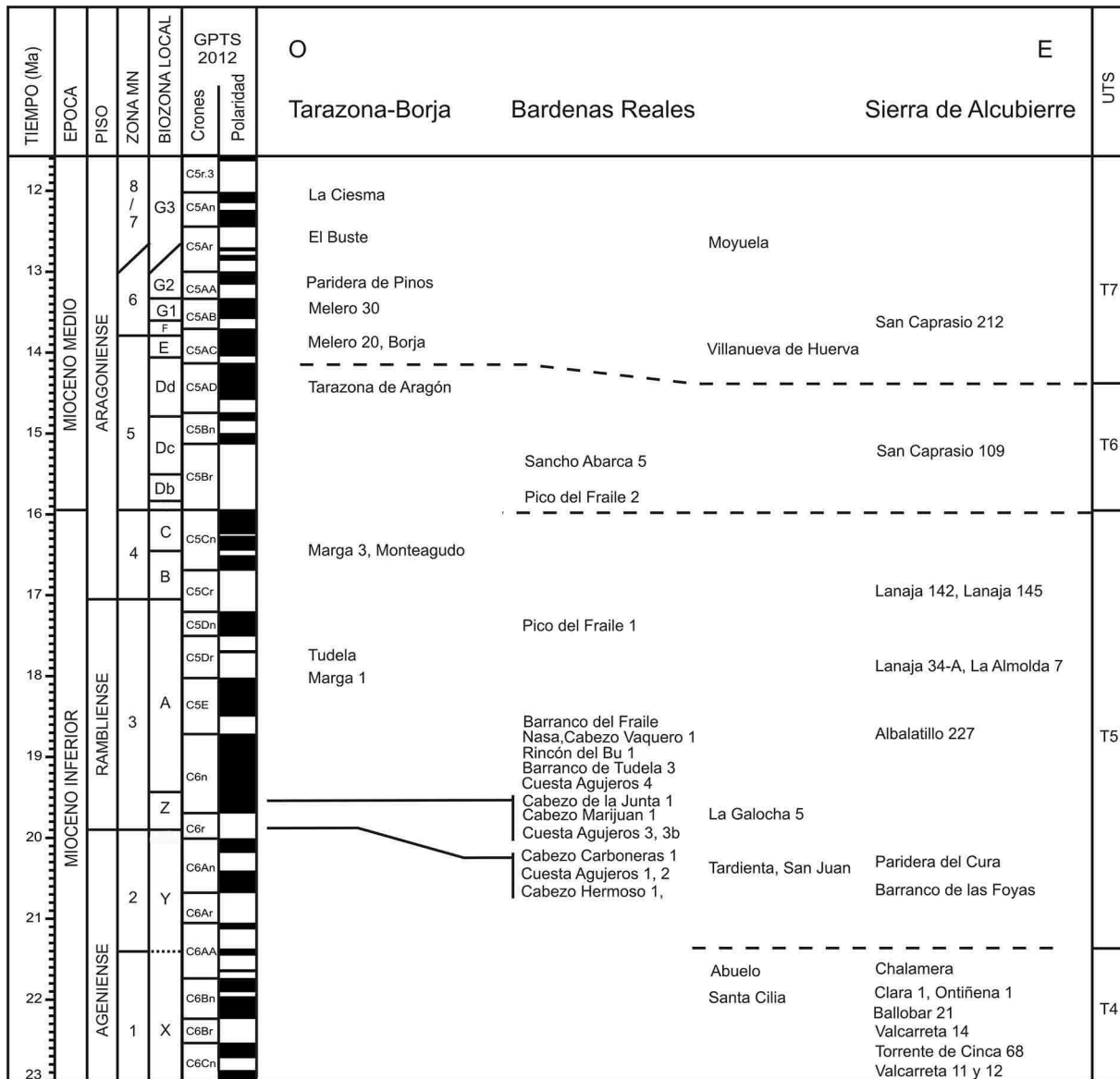


Figura 1.3. Situación bioestratigráfica de las localidades y de los principales yacimientos del sector central de la Cuenca del Ebro. Tomado de Pérez Rivarés (2016).

Respecto a los datos magnetoestratigráficos, a finales de la década de 1980 y principalmente a partir de 1990 comenzó a aplicarse la magnetoestratigrafía como metodología de datación y correlación en la Cuenca del Ebro (Fig. 1.4). Los primeros estudios magnetoestratigráficos en la Cuenca del Ebro fueron realizados por Turner et al. (1984) en el sistema fluvial de Huesca, y por Friend et al. (1988-89) en el Oligoceno Superior del área del Bajo Cinca. En la parte norte de la Cuenca del Ebro, en el sistema fluvial de Luna, Hogan (1993) y Hogan y Burbank (1996) proporcionaron un primer marco cronológico para explicar la evolución tectosedimentaria de la zona. Los datos de estos autores fueron reinterpretados (Arenas et al., 2001) e integrados en los estudios realizados en ese sector norte de la cuenca por Oliva-Urcia et al. (2015, 2019).

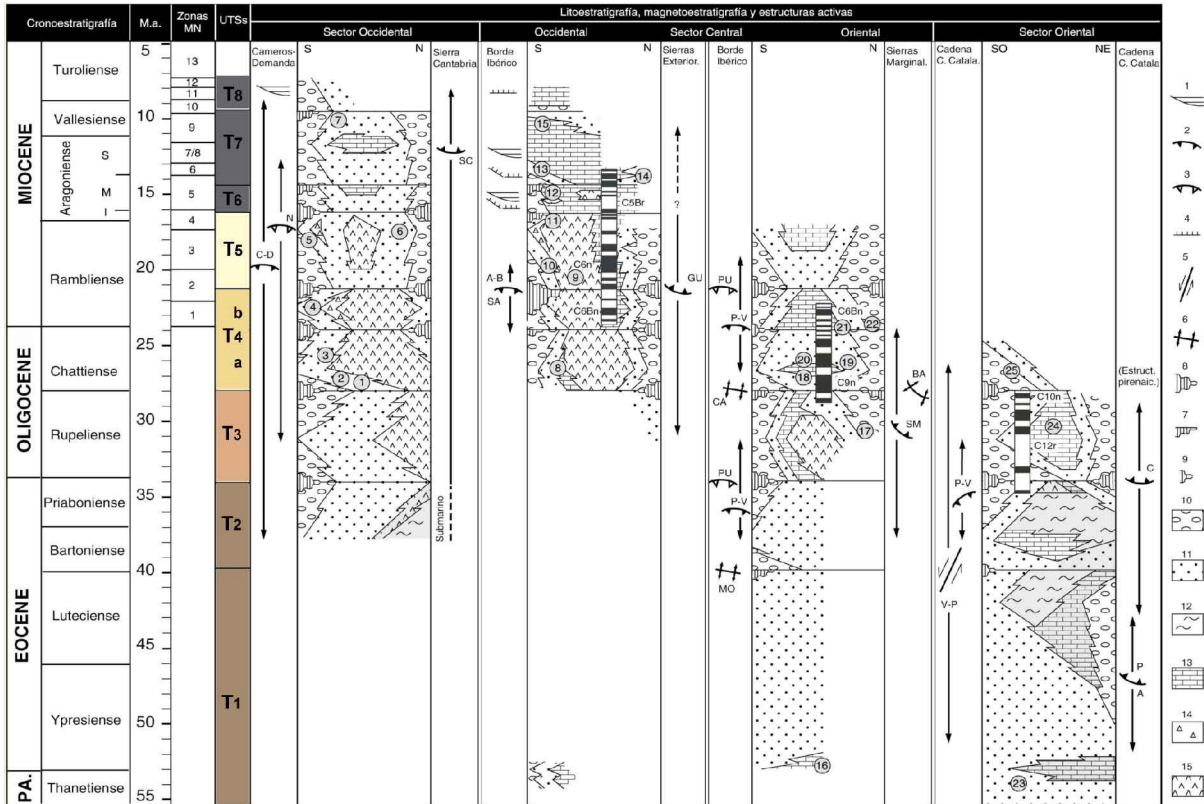


Figura 1.4. Cronoestratigráfica, evolución de las UTS en cada sector, magnetoestratigrafía y actividad de las estructuras de los bordes de la Cuenca del Ebro. Leyenda: 1, solapamiento expansivo (onlap); 2, lámina de cabalgamiento; 3, lámina de zócalo; 4, falla normal; 5, falla de desgarre; 6, anticlinal; 7, discordancia angular; 8, discordancia sintectónica; 9, ídem de carácter local; 10, conglomerados; 11, lutitas y areniscas; 12, margas; 13, carbonatos; 14, evaporitas marginales; 15, evaporitas centrales. (en gris, facies marinas). Yacimientos (números con círculo): 1, Bergasa y Arnedo; 2, Autol; 3, Quel y Carretil; 4, Islallana y Fuenmayor; 5, Los Agudos; 6, Miranda de Arga; 7, Cellórigo; 8, Las Torcas; 9, Barranco de Las Foyas, Ereta de las Monjas, Paridera del Cura, San Juan y La Galocha; 10, Tudela I, II; 11, Tarazona y Monteagudo; 12, Villanueva de Huerva; 13, Moyuela; 14 San Caprasio 214; 15, El Buste y La Ciesma; 16 y 23. Vidaliella gerundensis y carofitas; 17, Peraltilla; 18, Mina Pinar; 19, Torrente del Cinca 4, 7 y 18 y Fraga 4 y 6; 20 Fraga 7, Velilla de Cinca 5 y Ballobar 12; 21, Fraga 11, Torrente de Cinca 68, Clara, Ballobar 21 y Ontiñena; 22, Sta. Cilia; 24, Calaf; 25, Gandesa. Cronología de las biozonas de mamíferos, según Agustí et al. (2001). Magnetoestratigrafía según Agustí et al. (1994b); Barberá et al. (2001) y Pérez-Rivarés et al. (2002 y 2004). Tomado de Pardo et al. (2004).

Barberá et al. (1994) y Agustí et al. (1994a) trabajaron en el límite Oligoceno-Mioceno en los sectores central y oriental (Fig. 1.4). Este estudio fue completado y ampliado al resto del Oligoceno por Gomis (1997), Gomis et al. (1997), Barberá (1999) y Barberá et al. (2001).

Taberner et al. (1999) realizaron un trabajo multidisciplinar sobre la arquitectura y evolución del relleno del sector suoriental de la Cuenca del Ebro durante el Eoceno basándose en la magnetoestratigrafía. Por otro lado, Larrasoña et al. (2006) centran su estudio en la magnetoestratigrafía y bioestratigrafía del Mioceno del sector riojano, navarro y aragonés.

En las áreas de Montes de Castejón y Sierra de Alcubierre, los primeros estudios magnetoestratigráficos son de Pérez-Rivarés et al. (2002, 2004). Posteriormente, Pérez Rivarés (2016) y Pérez-Rivarés et al. (2018) dan a conocer con precisión la edad de los límites de las unidades tectosedimentarias neógenas y su grado de diacronía en los Montes de Castejón, Sierra de Alcubierre y Tarazona-Borja.

Otros trabajos relevantes para la datación del sector central de la cuenca hacen referencia a un nivel ceolítico reconocido en los depósitos lacustres y aluviales distales de la parte norte de la Sierra de Alcubierre, reconocible en una extensión de hasta 100 km (Lago et al., 1993). Fue citado por primera vez por Hirst (1983). Arenas (1993) precisó su posición en la unidad T5. Canudo et al. (1993, 1994) y Lago et al. (1993) realizaron un primer estudio petrológico y la primera datación basada en el yacimiento de micromamíferos de Tardienta. Bauluz et al. (1993, 1994) concluyeron que se trataba de varios niveles, formados por la transformación diagenética a partir de cenizas de origen volcánico. Fue datado radiométricamente en $19,3 \pm 0,7$ Ma (Odin et al., 1997), edad que fue posteriormente recalculada por Van Dam et al. (2006) en $19,7 \pm 0,3$ Ma. El nivel ceolítico se situó magnetoestratigráficamente en una sección al este de la Sierra de Alcubierre, en torno a los 19,9 Ma (Pérez-Rivarés et al., 2002; Pérez Rivarés, 2016).

1.5.3 Sedimentología y paleogeografía

Los primeros estudios en definir los depósitos cenozoicos de la cuenca del Ebro como calizas lacustres fueron los de Martín Donayre (1873), Mallada (1878) y Cortázar (1885). Riba (1955a y b) consideraba que el paso de ambientes marinos a continentales se había producido durante el Eoceno. Propuso además, que durante el Oligoceno se formaron discordancias angulares y progresivas en los márgenes, como resultado de la sedimentación sintectónica, y que en el Mioceno la sedimentación se produjo en régimen endorreico.

Alastrué et al. (1957) propuso una sedimentación continental con abundancia de yesos, sales, margas rojas y areniscas durante el Oligoceno y Mioceno. Poco después, Llamas (1959a y b) realizó su tesis en zonas yesíferas de la Cuenca del Ebro. También centrado en el estudio de yesos, Almela (1962) señaló el desplazamiento hacia el sur de la sedimentación en la Cuenca del Ebro, de manera que los yesos son más modernos cuanto más al sur se encuentran. Otros trabajos en zonas yesíferas son los realizados por Llamas (1959a), Riba y Llamas (1962a y b) y Riba y Maldonado (1969).

Riba y Pérez Mateos (1961) establecieron que se produjo el paso de una sedimentación procedente del sur a una sedimentación con aportes de la Cordillera Ibérica y el Pirineo durante el Eoceno Superior.

Quirantes (1969 y 1971, 1978) se centró en la estratigrafía y sedimentología de los depósitos detríticos, carbonatados y yesíferos de Los Monegros, y el desarrollo de conos de deyección

provenientes del Pirineo y la Cordillera Ibérica. Este autor, al igual que Riba (1955a y b), hablaba del paso de un régimen exorreico a uno endorreico durante el Mioceno en la Cuenca del Ebro.

Se habló por primera vez de la presencia de un gran lago central muy somero y semipermanente, denominado *Aragon Lake*, en la tesis de Birnbaum (1976); estimó que las variaciones de profundidad fueron de 3 m, y que en algunos casos el lago podría llegar a desecarse.

González y Galán (1984), basándose en estudios mineralógicos, propusieron unas condiciones de clima semiárido para el Cenozoico de la zona de Tarazona-Borja. Sin embargo, la abundancia de fauna y flora lacustre que presentan los materiales más modernos de ese estudio sugerían una progresiva humidificación del clima. Mata et al. (1988, 1989) hacen nuevos estudios mineralógicos en la Muela de Zaragoza y en Borja, que indican un aumento de la humedad en la unidad T7 respecto a unidades inferiores.

Hirst (1983), Nichols (1984) y Hirst y Nichols (1986) trabajaron sobre los aspectos sedimentológicos y paleogeográficos de los depósitos aluviales y fluviales del margen pirenaico de la cuenca. Definieron los sistemas fluviales de Huesca y de Luna como dos sistemas distributarios

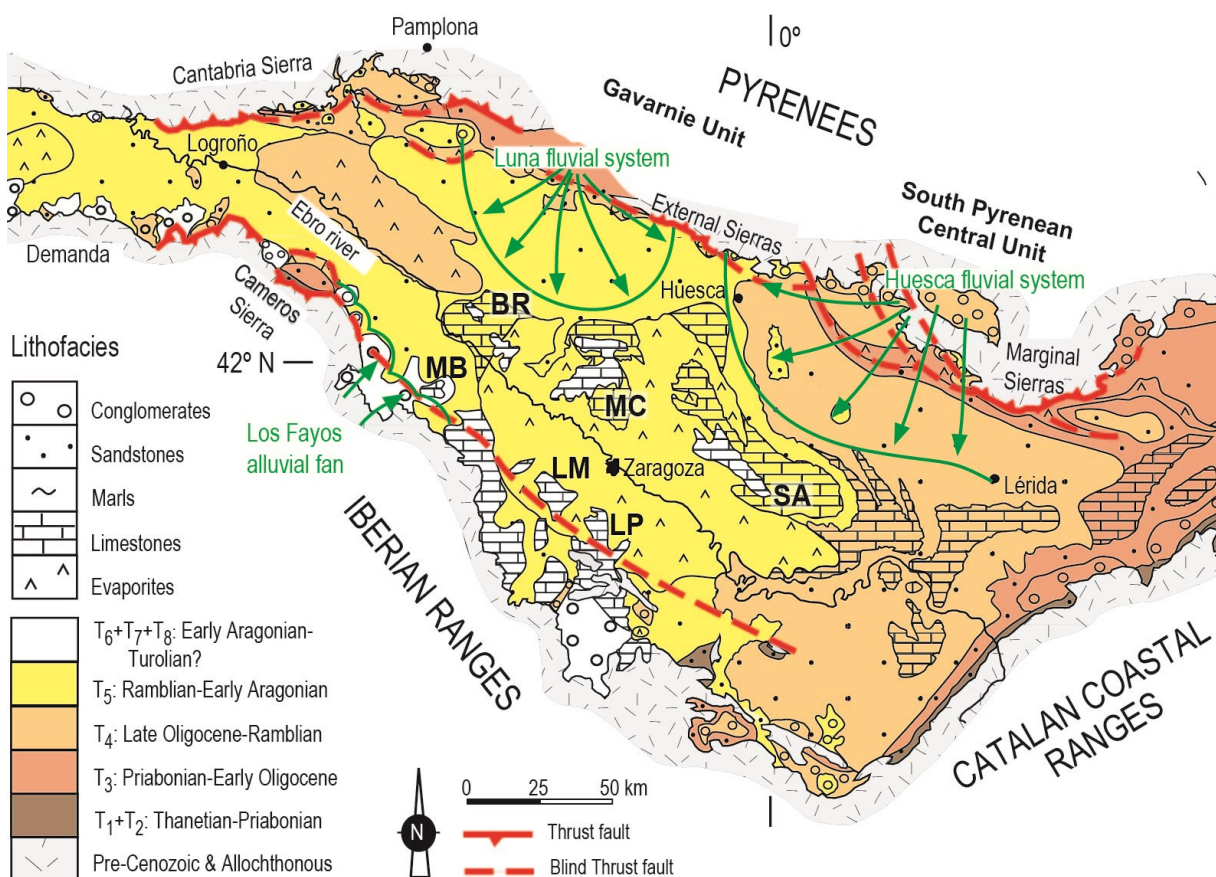


Figura 1.5. Mapa geológico que muestra la distribución de las unidades tectosedimentarias (T1 a T8) y la localización de los sistemas aluviales de Huesca Luna y Los Fayos en la Cuenca del Ebro. Sectores: SA, Sierra de Alcubierre ; MC, Montes de Castejón; BR, Bardenas Reales; MB, Muela de Borja; LM, La Muela; LP, La Plana. Adaptado de Pardo, (2004) por Pérez-Rivarés et al. (2018).

radiales. Los depósitos presentes en la Sierra de Alcubierre se relacionan con el sistema de Huesca (Fig 1.5). Poco después, Pérez (1989) describió el abanico fluvial de Los Fayos, que se encuentra en el margen suroeste del sector central de la cuenca (Fig. 1.5), donde dicho autor detectó un límite de UTS que identificó con el límite T5/T6; posteriormente, apoyado por estudios magnetoestratigráficos, este límite se correlacionó con el límite T6/T7 por Pérez Rivarés (2016).

Años más tarde, Fisher et al. (2007) estudiaron los sistemas de distribución de Luna y Huesca del Mioceno. Se centraron en los niveles finos de areniscas formados como consecuencia de depósitos de flujo en ambientes lacustres. En las zonas más distales, se observa la alternancia entre depósitos lacustres y láminas de arena formadas por entradas de flujo de agua. Esta alternancia la relacionan con variaciones del nivel del lago en respuesta a cambios climáticos.

Mandado (1987) estudió en detalle desde el punto de vista petrológico y geoquímico las facies evaporíticas del sector central de la Cuenca.

Oberhänsli y Allen (1987) centraron su estudio en el análisis de isótopos estables de las calizas lacustres del Eoceno-Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. Determinaron que la señal isotópica de los depósitos lacustres refleja principalmente la naturaleza de los aportes fluviales, así como los procesos autóctonos producidos en el lago: como la actividad biológica o la evaporación.

A partir de este momento comenzaron a aparecer una serie de trabajos muy completos que representaron importantes aportaciones estratigráficas, sedimentológicas y paleogeográficas: Cabrera (1983) y Sáez (1987) en el sector este de la Cuenca del Ebro; Pérez (1989) y González (1989) en la zona meridional; Muñoz (1991) en el margen riojano; Arenas (1993) en la parte septentrional y central del sector central de la cuenca; Luzón (1994 y 2001) en el sector centro-oriental, y Vázquez-Urbez (2008) en el margen ibérico del sector centro-occidental de la cuenca. Estas aportaciones fueron base para trabajos de síntesis (Fig. 1.6).

Algunos estudios centrados en los sistemas lacustres del margen ibérico de la cuenca en el Neógeno son los realizados por Pérez (1989), Pérez et al. (1989) y Pérez et al. (1994), quienes propusieron cuatro tipos de sistemas lacustres: dos someros, con abundante vegetación, otro afectado por mayor actividad hidrodinámica, y otro con sistemas de *playa-lake* con importantes depósitos de sulfatos. Además, propusieron la evolución paleogeográfica de los sistemas lacustres en los sectores central y occidental de la Cuenca del Ebro durante el Mioceno. En la unidad T5 dominaban los sistemas de *playa-lake* salinos, mientras que en las unidades superiores dominaban los sistemas de lagos carbonatados, concluyéndose así una evolución hacia situaciones de mayor humedad. Arenas (1993) y Arenas et al. (1997) apoyaron esta hipótesis, basándose en el estudio de facies lacustres y composición isotópica de las unidades T5, T6 y T7 del sector central, al norte del río Ebro.

El sector estudiado por Arenas y Pardo (1999) comprende Montes de Castejón y Sierra de Alcubierre. Los autores presentaron un modelo de sedimentación para las unidades T5 y T6 que

explica la formación de facies carbonatadas y sulfatadas, y sus relaciones laterales, como resultado de las oscilaciones en el nivel de un sistema lacustre extenso con poca profundidad. Estudios posteriores apoyaron la hipótesis de que las oscilaciones en el nivel del lago estarían controladas por cambios climáticos asociados a los ciclos de Milankovitch (Pérez Rivarés, 2016).

Arenas et al. (1999a) describieron los procesos diagenéticos que habían actuado en los depósitos lacustres salinos del sector de Montes de Castejón. Distinguen dos fases principales: una primera fase de diagénesis sindeposicional con procesos como la dolomitización, desecación y precipitación de sulfatos; y un segundo estadio de diagénesis temprana en el cual se producirían procesos de disolución de sulfatos, dedolomitización y silicificación como resultado de la influencia de las aguas meteóricas.

Arenas y Pardo (2000) propusieron una evolución paleogeográfica para el sector central de la Cuenca del Ebro. La zona de estudio abarca desde las Sierras de Santo Domingo y Loarre hasta los Montes de Castejón y La Sierra de Alcubierre.

En el sector central-oriental, Luzón y González (2000) y Luzón (2001) estudiaron la coexistencia de los sistemas aluviales y los sistemas lacustres en las áreas septentrionales y meridionales a lo largo de las unidades T3, T4 y T5. La evolución de estos sistemas refleja el desplazamiento del depocentro lacustre hacia el sur.

Yuste et al. (2004) estudiaron la naturaleza petrológica y la procedencia de los sistemas aluviales y fluviales desarrollados en el Oligoceno y Mioceno inferior de la parte oriental del sector central de la cuenca. En estos mismos sistemas, Luzón (2005) estudió el control tectónico en la génesis de los sistemas y su correspondencia a unidades genéticas (UTS) y presentó la evolución paleogeográfica de los mismos

Algunos trabajos incluyen la evolución paleogeográfica y tectónica en conjunto a lo largo de las ocho unidades tectosedimentarias de la cuenca (Villena et al., 1996a y b; Muñoz et al., 2002a, Pardo et al., 2004). Arenas et al. (2007a) recogen en una guía de campo diversos itinerarios en la Sierra de Alcubierre, Montes de Castejón y la Muela de Borja, en los que se presentan diversos aspectos sedimentológicos, paleogeográficos, geoquímicos y cronoestratigráficos de estas áreas (Fig. 1.6). Las principales características estratigráficas y sedimentológicas y la evolución paleogeográfica de la Cuenca del Ebro se resumen en Muñoz et al. (2002a) y Pardo et al. (2004).

Hamer et al. (2007) utilizaron un estudio en paleosuelos como herramienta para realizar interpretaciones paleoambientales de depósitos fluviales distales del Oligoceno-Mioceno inferior al este de la Sierra de Alcubierre. A través de los análisis geoquímicos calcularon una temperatura media del aire de $10-14^{\circ}\text{C} \pm 4^{\circ}\text{C}$ y una precipitación anual de $450-830 \text{ mm año}^{-1} \pm 200 \text{ mm año}^{-1}$.

García-Castellanos et al. (2003), basándose en datos tectónicos, hidrológicos y climáticos, propusieron una modelización de la evolución de la Cuenca del Ebro desde un estado inicial

correspondiente a un sistema endorreico hasta un estado final que simula la apertura de la cuenca. Propusieron que el inicio del vaciado de la cuenca pudo producirse entre 13 y 8,5 Ma. Salazar-Rincón (2003) coincide en que la apertura de la cuenca se produjo antes del Messiniense, a finales del Mioceno medio o comienzos del Mioceno superior. Posteriormente, Babault et al. (2006) establecieron la conexión de la Cuenca del Ebro con el Mediterráneo como un evento posterior al Messiniense. García-Castellanos y Larrasoña, (2015) presentaron un modelo de evolución post-tectónica de la Cuenca del Ebro durante el Cenozoico mediante la reconstrucción del levantamiento vertical de la cuenca en respuesta a las características post-tectónicas combinadas con la restitución flexural isostática, lo que les permitió reconocer los movimientos verticales post-tectónicos de la Cuenca del Ebro.

En el sector central occidental, Vázquez-Urbez et al. (2002) presentaron la estratigrafía y sedimentología de los depósitos carbonatados de la unidad T8 de la Muela de Borja. Vázquez-Urbez et al. (2013) revelaron la existencia del paso de condiciones de lago cerrado, de las unidades T6 y

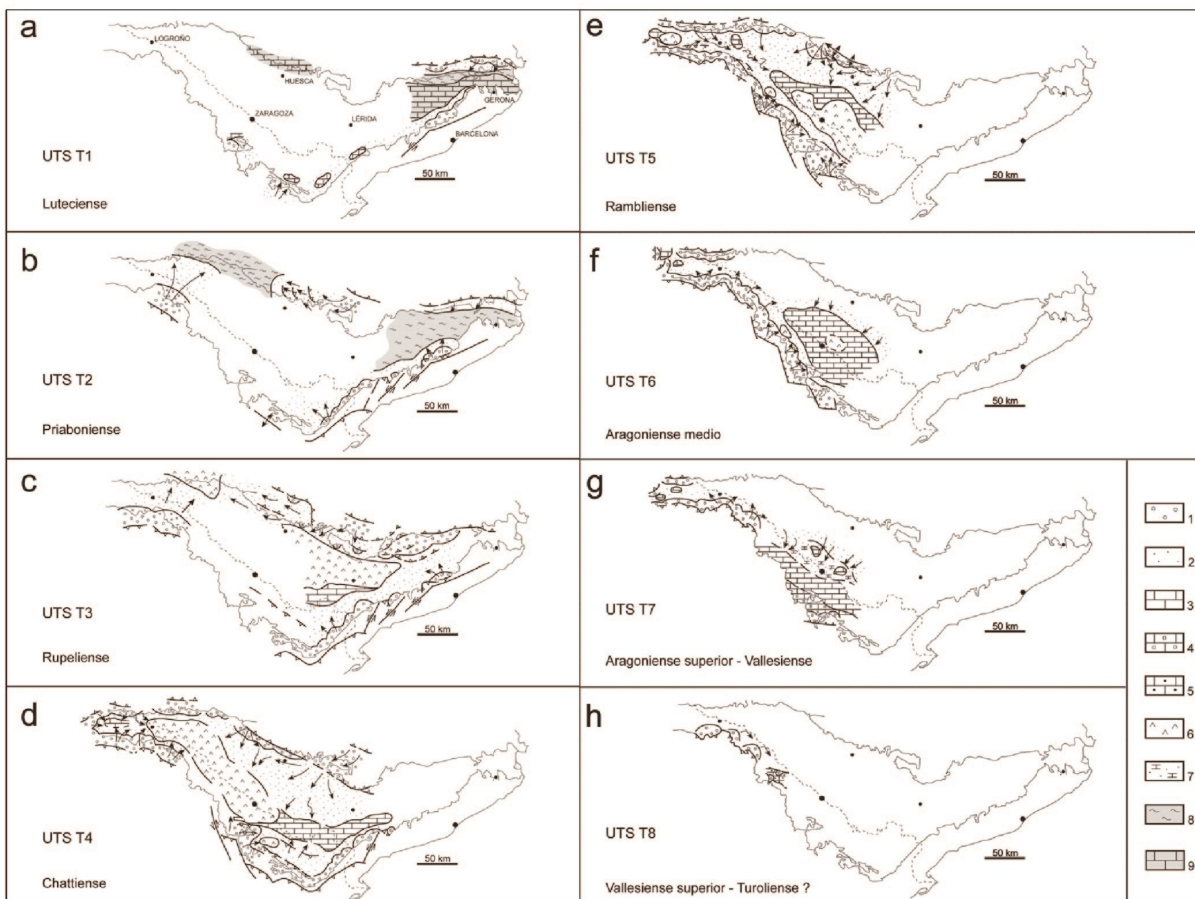


Figura 1.6. Evolución paleogeográfica de las unidades tectosedimentarias (UTS) de la Cuenca del Ebro. Distribución de facies y paleocorrientes. Leyenda: 1, Conglomerados, areniscas y lutitas. Sectores proximales de abanicos fluviales y aluviales. 2, Lutitas y areniscas. Sectores distales de abanicos fluviales y aluviales y abanicos deltaicos (llanura y frente deltaico). 3, Calizas y margas. Sistemas lacustres y palustres carbonatados. 4, Calizas, margas y areniscas. Sistemas lacustres con afinidad marina. 5, Calizas oncolíticas y tobáceas. Sistemas fluviolacustres. 6, Yesos y margas. Sistemas lacustres evaporíticos. 7, Lutitas, areniscas y calizas. Área de expansión-retracción de los sistemas lacustres de la unidad T7. 8, Margas. Prodelta y plataformas marinas externas. 9, Calizas y margas. Plataformas carbonatadas. Tomado de Pardo et al. (2004).

T7, a un sistema abierto fluvio-lacustre, correspondiente con la unidad T8, y lo relacionaron con el momento en el que la Cuenca del Ebro comenzó su drenaje hacia el mar Mediterráneo.

Otra disciplina que se ha tratado en trabajos realizados en el sector central de la Cuenca del Ebro es la cicloestratigrafía. Barberà et al. (1996) y Barberá (1999) realizaron un estudio cicloestratigráfico de las secuencias fluvio-lacustres y lacustres del Oligoceno superior en el sector sureste de la cuenca. El análisis espectral desveló la presencia de periodicidad en el registro estratigráfico, especialmente patente en los intervalos lacustres, de lo cual dedujeron la influencia de cambios climáticos en la organización secuencial de estos materiales.

Luzón et al. (2002) estudiaron la influencia de los parámetros orbitales en la sedimentación lacustre de la unidad Torrente de Cinca (Oligoceno- Mioceno). Dedujeron que en las facies lacustres centrales se registran ciclos periódicos que pueden representar los ciclos de precesión orbital, mientras que las facies marginales no reflejan ningún tipo de ciclicidad periódica.

Valero et al. (2014) interpretaron la cicloestratigrafía del sistema lacustre Oligoceno-Mioceno de Los Monegros a partir de la integración de las magnetoestratigrafías de trabajos anteriores en la Cuenca del Ebro (Gomis et al., 1997; Barberà et al. 2001; Pérez-Rivarés et al., 2002, 2004; Jones et al., 2004) y de la sección de Mequinenza, del Oligoceno superior. Revelaron la influencia de los ciclos cortos y largos de excentricidad (100, 400 Ka y 2,4 Ma) en la evolución de dicho sistema.

En el Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro, Pérez-Rivarés et al. (2002) y Pérez Rivarés (2016), a partir de la información magnetoestratigráfica de varias sucesiones lacustres y aluviales realizaron estudios de periodicidad sedimentaria en los que mostraron la relación de los depósitos lacustres con los ciclos astronómicos de Milankovitch. Además, evaluaron las tasas de sedimentación en este sector diferenciando los sistemas lacustres y aluviales en las distintas unidades.

1.5.4 Depósitos microbianos de la Cuenca del Ebro

El primer estudio publicado centrado en depósitos microbianos es el de Anadón y Zamarreño (1981), quienes describieron y realizaron una interpretación sedimentológica de los estromatolitos y oncolitos presentes en depósitos lacustres, aluviales y fluviales del Paleógeno, en el margen de la Cordillera Costero Catalana de la cuenca. Se forman por la precipitación de carbonato y la esporádica incorporación de granos detríticos que quedarían atrapados en las láminas. En ese mismo sector, Zamarreño et al. (1997) realizaron un estudio sedimentológico e isotópico de los estromatolitos lacustres y fluviales del Paleoceno-Eoceno del este de la Cuenca del Ebro. Indicaron la presencia de estromatolitos con forma de domo en los márgenes de los canales fluviales y de oncoides en las zonas internas de los mismos. Atribuyeron el incremento en los valores isotópicos, desde el Paleoceno al Eoceno, a un incremento en los aportes provenientes de la disolución de

carbonatos marinos y a los cambios en la altitud del área fuente, condicionados ambos por la evolución tectónica.

En la Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón, Arenas (1993) y Arenas et al. (1993, 1997), establecieron una primera clasificación de los estromatolitos y escasos oncolitos basada en su geometría visible en los afloramientos. Estos trabajos incluían análisis mineralógicos por difracción de Rayos X y de isótopos estables de carbono y oxígeno en algunos especímenes de estromatolitos, para su comparación con los valores obtenidos en otras facies carbonatadas lacustres. Asimismo, realizaron análisis isotópicos de conjuntos de láminas para detectar variaciones verticales de las condiciones paleoambientales, pero sin resultados concluyentes.

Arenas et al. (2000) realizaron un estudio en las tobas fluviolacustres al oeste de Zaragoza, en el sector central de la Cuenca del Ebro, posiblemente equivalentes a la unidad T8. Propusieron un modelo para reconstruir el ambiente fluvio-lacustre dominado por el depósito oncolitos, calizas tobáceas y bioclásticas.

Por último, en el sector central oeste, Vázquez-Urbez (2008), en su tesis doctoral, estudió los oncolitos presentes en zonas de canales y zonas palustres asociadas con abundante vegetación de la unidad T8. Se trata de ambientes fluviales, fluvio-lacustres y lacustres que evolucionan a un sistema palustre en el sector de Borja-Tarazona.

1.6 Objetivos concretos

Como se indica en el apartado anterior, los trabajos previos realizados en la Sierra de Alcubierre se centraron principalmente en la estratigrafía, sedimentología, geoquímica, bioestratigrafía, magnetoestratigrafía y cicloestratigrafía de la zona (Arenas, 1993; Arenas et al., 1997; Arenas y Pardo, 1999; Pérez-Rivarés, 2002; Agustí et al., 2011; Pérez Rivarés, 2016). En cambio, todavía no se ha realizado un estudio detallado de los depósitos microbianos presentes en las unidades T5, T6 y T7.

El objetivo general de la tesis doctoral es conocer las implicaciones paleoambientales (condiciones de depósito y paleoclimáticas) derivadas del estudio de los depósitos microbianos laminados y las facies asociadas con ellos, tanto en el contexto de sedimentación lacustre, como a la escala de láminas, incluyendo el significado temporal de la laminación. Para ello se aplicarán metodologías y técnicas de estudio propias de sedimentología, así como geoquímica de isótopos estables y análisis de la ciclicidad de la laminación de los depósitos microbianos del Mioceno de la Sierra de Alcubierre.

Para su consecución se plantean los siguientes objetivos concretos:

Desde un punto de vista sedimentológico:

- Describir las características sedimentológicas de los depósitos microbianos y facies asociadas mediante la realización de columnas y esquemas estratigráfico-sedimentológicos de detalle de los afloramientos que contienen microbialitas, con énfasis en la geometría externa, estructuras sedimentarias y relaciones laterales y verticales.

- Establecer los distintos tipos de asociaciones verticales de facies (i.e., secuencias de facies) en las que participan los depósitos microbianos, y proponer interpretaciones paleoambientales. Describir la geometría externa y la estructura interna de los carbonatos microbianos a escala macroscópica. Determinar las distintas etapas y los periodos de interrupción del crecimiento microbiano que se pueden deducir de la disposición de la estructura microbiana y exponerlos mediante la confección de esquemas 2D sobre la geometría interna de los cuerpos estromatolíticos.

- Conocer la composición mineralógica de las diversas facies de carbonatos lacustres a partir de Difracción de Rayos X.

- Interpretar la distribución espacial y las condiciones hidrodinámicas del medio de sedimentación y elaborar en modelos basados en la geometría de los depósitos laminados microbianos y sus relaciones con las facies adyacentes.

- A nivel de la laminación, 1) caracterizar texturalmente las láminas estromatolíticas, incluyendo los vestigios de componentes biológicos, mediante el análisis *de visu* y de láminas delgadas con el microscopio óptico y el microscopio electrónico de barrido (SEM), y 2) analizar la organización de los diversos tipos de láminas a lo largo del tiempo.

Desde un punto de vista geoquímico:

- Deducir el significado paleoambiental, especialmente climático (temperatura, precipitaciones, evaporación) de los estromatolitos y facies asociadas a partir de la composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$). Este estudio se proyecta a diferentes escalas: desde las láminas hasta las sucesiones de facies, e incluso a lo largo de las unidades estratigráficas genéticas.

- Proponer modelos de desarrollo de las láminas a partir de los cambios deducidos de las variaciones de la composición isotópica y textural.

Desde un punto de vista cicloestratigráfico:

- Investigar los procesos y las causas de la ciclicidad en el registro laminado microbiano, así como su significado temporal, a partir del estudio de los patrones de organización de las láminas sobre imágenes, según las variaciones del espesor y del color de las láminas, con estimaciones de

forma directa y con la ayuda de programas informáticos que incluyen herramientas de análisis semiautomático de imágenes.

- Estimar la periodicidad de la laminación mediante la aplicación de programas de análisis espectral de series temporales construidas con las medidas de espesor y color de las láminas.

Discusión:

- Contrastar los resultados obtenidos sobre las microbialitas en la Sierra de Alcubierre con las de otros registros lacustres y fluviales, tanto actuales como fósiles.

1.7 Metodología

El estudio de los depósitos microbianos de la Sierra de Alcubierre se ha llevado a cabo en varias fases que se explican a continuación.

1.7.1 Trabajo inicial de gabinete

La recopilación bibliográfica es el primer paso en cualquier trabajo científico para familiarizarse con los distintos estudios realizados previamente en un ámbito de estudio concreto (zona geográfica, metodología, ambiente sedimentario, etc.). Se ha buscado información sobre la zona de estudio en la Cuenca del Ebro y sobre aspectos específicos los sistemas de sedimentación, así como de los depósitos microbianos, sus características morfológicas y texturales en diversos medios de sedimentación. Además, se ha recogido bibliografía relacionada con la información que se puede obtener a partir de los análisis isotópicos realizados en la laminación microbiana, así como de análisis de ciclicidad, en casi todos los casos aplicado a depósitos laminados como varvas o espeleotemas.

Otro de los trabajos realizados en gabinete, previo al trabajo de campo, es el estudio del área por medio de fotografías aéreas (1:18000 y 1:33000) mediante el uso del estereoscopio. Esto, junto con la correlación de las columnas estratigráficas realizadas en la Sierra de Alcubierre (Arenas, 1993), permiten la identificación de los afloramientos más adecuados que contienen depósitos microbianos.

1.7.2 Trabajo de campo

Sobre el terreno, la caracterización de los depósitos microbianos y las facies con las que se asocian se ha hecho por medio del levantamiento de columnas estratigráfica-sedimentológicas y esquemas de detalle, la toma de fotografías y de muestras de las distintas facies.

Se revisaron todos los afloramientos en los que se señalaba la presencia de microbialitas, en 8 columnas de la Sierra de Alcubierre del trabajo de Arenas (1993). Se han realizado columnas de detalle de los depósitos microbianos y sus relaciones verticales o laterales con otras facies lacustres (sucesiones de facies), o en aquellos afloramientos en los que la morfología de los depósitos microbianos mostraba características relevantes que podrían ser útiles en el análisis sedimentológico. Se han realizado 36 columnas de detalle (escala 1:10 y 1:20), con un espesor de 20 cm a 4 metros, en las que se toman notas de las sucesiones de facies. También se han tomado fotografías seriadas en la horizontal de los distintos afloramientos de campo y fotografías de detalle.

A lo largo de las columnas de detalle se han tomado 88 especímenes de depósitos microbianos (la gran mayoría de estromatolitos y unos pocos de oncolitos), y 96 de facies asociadas, como calizas masivas, bioturbadas, laminadas y margas. En total fueron muestreados 183 puntos en los cuales se tomaron entre 1 y 5 muestras en cada una de ellos. El tamaño de las muestras es de entre 10 y 20 cm³ aproximadamente.

1.7.3 Trabajo de laboratorio y gabinete: obtención de datos

En este apartado se exponen los distintos procedimientos y análisis llevados a cabo en diversos laboratorios a lo largo de este trabajo. En los capítulos siguientes (4, 5 y 6) se incluyen los detalles de la metodología para cada uno de los tres grandes bloques o “unidades temáticas” que componen esta tesis. En unos casos se complementa y en otros se presenta una descripción más exhaustiva de los mismos.

1.7.3.1 Elaboración de secciones pulidas, láminas delgadas y molienda

Para la preparación de las secciones pulidas se han realizado cortes perpendiculares a la laminación en los especímenes de estromatolitos (68), oncolitos (2) y facies asociadas (42, calizas laminadas, masivas bioclásticas y bioturbadas). Para ello se han utilizado macrocortadoras de abrasión refrigeradas por agua, de 300 y 500 mm de diámetro. A continuación, debido a la fragilidad de las muestras se han pulido en la pulidora manual de dos platos (METASERV 2000). Se ha obtenido un total de 112 secciones pulidas. La otra mitad del espécimen se ha cortado de nuevo para obtener unos paralelepípedos de roca de los cuales se han obtenido láminas delgadas coincidentes con o especulares a las secciones pulidas. En total se han elaborado 192 láminas delgadas: 118 estándar (28 x 48 mm) y 74 grandes (52 x 76 mm). Las láminas delgadas se han llevado a cabo en el “Servicio de preparación de rocas y materiales duros” de los Servicios de Apoyo a la Investigación (SAI) de la Universidad de Zaragoza, en el “Servei de Làmina Prima” de la Universidad de Barcelona y, para unos pocos casos, en el departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid.

Ha sido necesario realizar tinciones en una decena de láminas delgadas para distinguir la calcita, en color rojo, de la dolomita, que queda sin teñir. En las tinciones se ha seguido el método de Dickson (1966), modificado por Lindholm y Finkelman (1972). Han sido llevadas a cabo en el Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid.

La recogida de muestras para la realización de los análisis de DRX e isotópicos se ha llevado a cabo con tres procedimientos distintos dependiendo del tipo de facies y la resolución del muestreo. En el caso de calizas laminadas, masivas bioclásticas y bioturbadas y margas, se ha realizado tomando pequeñas porciones representativas (p. ej, 1x1x1 cm) de cada una de las facies, que posteriormente se han molido (cantidad molida de aproximadamente 1 g) usando un mortero de ágata. Para el caso de los depósitos microbianos se seleccionaron secciones pulidas en las que se muestreó lámina a lámina, en láminas claras y láminas oscuras por separado. Para ello se usó un micro taladro (Micromotor Navfram 25.000 rpm mod. con regulador de velocidad) con un cabezal de 1 y 0,4 mm. Para el análisis de DRX se agruparon muestras de varias láminas claras y varias oscuras de cada espécimen. Para la toma de muestras, la sección pulida se coloca bajo una lupa binocular (Boeco BS 80), se perfora con el micro taladro y se recoge el polvo producido en cada lámina. Se han tomado un total de 226 muestras de aproximadamente 100 µg cada una.

Finalmente, la toma de muestras de alta resolución (HRS) se ha realizado en una porción de 2,1 cm de espesor de estromatolito de composición calcítica. Se tomaron 202 muestras consecutivas, con un promedio de espesor por muestra de ~ 137 µm. El muestreo se ha realizado con una lima colocada en un soporte fijo; sobre la lima se fricciona la porción de muestra, siempre en dirección paralela a la laminación; se tomó un peso de ~ 80 µg por muestra. Las muestras se numeraron y se anotó cada cambio de lámina clara a oscura y viceversa. De este modo se ha obtenido un muestreo continuo de toda la porción de estromatolito.

1.7.3.2 Lupa binocular, microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido

El estudio de la estructura y textura se ha realizado a distintas escalas de observación. Para observaciones en secciones pulidas se ha empleado una lupa binocular (Olympus SZX7). En la observación sobre láminas delgadas se ha utilizado el microscopio óptico (Olympus AX-70). Finalmente, se ha trabajado sobre muestras de aproximadamente 0,5x1x1cm en el microscopio electrónico de barrido (modelos Zeiss Sigma 300 VP-FESEM/EDS y Carl Zeiss MERLIN FESEM).

A escala micro-mesoscópica se han tomado fotografías en una lupa binocular Olympus SZX7 con cámara Olympus DP20, del Área de Estratigrafía de la Universidad de Zaragoza. A escala microscópica se han tomado fotografías seriadas y de detalle de la laminación en un microscopio petrográfico de polarización Olympus AX-70, con una cámara fotográfica digital Olympus E-330 integrada; el equipo se encuentra en el Servicio de microscopía óptica e imagen, de los Servicios de Apoyo a la Investigación (SAI), de la Universidad de Zaragoza. Así mismo, se han estudiado y tomado imágenes de láminas delgadas en el microscopio óptico Nikon ECLIPSE E400 POL de la Universidad

de Alberta (Canada), en el microscopio Leica DM 2500 de la Universidad de East Anglia (Reino Unido) y en el microscopio (Olympus BX51) de la Universidad Complutense de Madrid (España).

Los microscopios electrónicos con los que se han estudiado las muestras son: Zeiss Sigma 300 VP-FESEM/EDS de la Universidad de Alberta (Canadá) y Carl Zeiss MERLIN FESEM del Servicio de microscopía electrónica de materiales (SAI) de la Universidad de Zaragoza operando de 3 a 15 kV y 158 pA. Además, en algunos casos, mientras se realizaba el análisis textural en el SEM, se han realizado análisis puntuales y mapas de elementos de algunos minerales (energy dispersive X-ray spectroscopy, EDS). Para ello se ha utilizado el microscopio Zeiss Sigma 300 VP-FESEM/EDS de la Universidad de Alberta (Canadá) y el Carl Zeiss MERLIN FESEM de Unizar.

Cabe destacar la dificultad que ha supuesto, en el estudio textural, la presencia recurrente de unas partículas oscuras en las láminas delgadas; éstas se presentan independientemente del laboratorio que elaboró las muestras. Se trata de pequeñas zonas de una tonalidad más oscura que el resto de la lámina, entre gris oscuro y negro, con formas irregulares; sólo ocasionalmente tienen formas redondeadas. En ocasiones aparecen irregularmente, sin un orden apreciable, en toda la lámina delgada, mientras que en otros casos presentan cierta alineación, frecuentemente en las láminas más porosas. Para la explicación de estos artefactos se plantearon varias posibilidades. En un principio, se pensó que pudieran ser partículas de carborundo, sustancia empleada en el pulido de las láminas, que durante este proceso hubiesen podido quedar incrustadas en la porosidad de la lámina. Pero quedó refutada al comprobar que en láminas delgadas pulidas sin carborundo los artefactos seguían apareciendo. Una segunda posibilidad era que las partículas coincidieran con relictos de materia orgánica del propio depósito microbiano, como se ha observado en otros casos (Lepot et al., 2009). Sin embargo, como no son visibles en las secciones pulidas ni en las muestras preparadas para uso en el SEM, posiblemente se formasen como resultado de la elaboración de las láminas delgadas. Se concluyó que se trataba de la acumulación de partículas procedentes de la misma roca producidas como resultado del pulido que quedaron almacenadas en las zonas porosas de la lámina delgada. El hecho de que queden zonas porosas sin impregnar es habitual, debido a la dificultad que supone realizar una impregnación homogénea. Esto podría ser debido al pequeño tamaño de los poros y/o la poca interconectividad entre los mismos, aunque no se ha realizado todavía un estudio al respecto.

Finalmente, se indica que en este estudio el término *micrita* se emplea para cristales de calcita o dolomita $\leq 4 \mu\text{m}$. *Microsparita* se refiere a cristales de calcita o dolomita de 4 a 10 μm y el término *esparita* se usa para cristales de calcita $\geq 10 \mu\text{m}$ (p. ej., Tucker y Wright, 1990; Verrecchia et al., 1995; James y Jones, 2015).

1.7.3.3 Difracción de rayos X

El análisis por difracción de rayos X (DRX) se ha aplicado para conocer la composición mineralógica de las distintas facies o rocas presentes en la zona de estudio; de modo particular, para

detectar la presencia de dolomita en las muestras carbonatadas en las que se realizan posteriormente análisis de isótopos estables. Para el ataque químico del análisis de isótopos estables es necesario conocer la mineralogía de la muestra. Arenas (1993) realizó análisis por difracción de rayos X en muchos de puntos que aquí se estudian, por lo que ya se contaba con algunos de estos datos.

Los análisis de DRX se han obtenido a temperatura ambiente, usando un difractómetro marca RIGAKU, modelo D/max 2500, provisto de un ánodo rotante. El difractómetro funciona a 40Kv y 80 mA con un ánodo de Cu, y se ha utilizado un monocromador de grafito para seleccionar la radiación CuKalfa. Para la determinación de fases se ha utilizado la base de datos *JCPDS-International Centre for Diffraction Data-2000* y la cuantificación se ha realizado utilizando el método RIR. El parámetro RIR es el valor de la intensidad del pico más intenso del compuesto dividido por el pico más intenso del corindón en una mezcla al 50%, dato que se obtiene de la ficha de DRX de cada uno de los compuestos. Los análisis se realizaron en el “Servicio de difracción de rayos X y análisis por fluorescencia” con el software JADE 7.5 Materials Data del SAI de la Universidad de Zaragoza.

1.7.3.4 Análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno

El análisis de isótopos estables de oxígeno (O) y carbono (C) está basado en las proporciones de los isótopos $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ presentes en los minerales. Su diferencia relativa respecto a valores conocidos (patrones), expresada en tantos por mil, es el valor de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. La información obtenida a partir de los isótopos estables es variada, puesto que son muchos los parámetros que influyen en las proporciones de los isótopos y depende del ambiente de depósito en el que se trabaje (marino, fluvial o lacustre; actual o fósil).

El análisis de isótopos estables se ha realizado a distintas escalas. Por una parte, se han analizado, con muestra total, las distintas facies que componen las asociaciones de facies (secuencias verticales) y las sucesiones de facies. Por otro lado, en los especímenes de depósitos microbianos se han seleccionado aquellas secciones pulidas en las que las láminas claras y oscuras son claramente reconocibles a simple vista (*bulk* análisis en láminas compuestas, véase Capítulo 4). Finalmente, se ha hecho un análisis de alta resolución en una porción de 2,1 cm de depósito microbiano, en el que se obtiene un registro continuado de una porción de estromatolito.

Los análisis de isótopos estables, se han realizado en los *Serveis científico-tècnics* de la Universidad de Barcelona, usando un *Thermo Finnigan MAT-252 mass spectrometer*, mediante procedimientos estándar (Craig, 1965). Para el ataque, se hace reaccionar la muestra de polvo con H_3PO_4 al 103%, a 50°C durante 4-5 minutos para la fracción calcítica, y a 70°C y durante 15 minutos para la fracción dolomítica. Los datos se han expresado en δ ‰ Vienna Pee-Dee Belemnite (VPDB), calibrados con el estándar internacional NBS-18 ($\delta^{13}\text{C}$ VPDB = -5,10 ‰ y $\delta^{18}\text{O}$ VPDB = -23,20 ‰), certificado como material de referencia por la *International Atomic Energy Agency* (IAEA), con una precisión de 1σ de $\pm 0,04$ para el $\delta^{13}\text{C}$ y $\pm 0,06$ para el $\delta^{18}\text{O}$. Los estándares internos del laboratorio

son RC-1 ($\delta^{13}\text{C VPDB} = +2,83 \text{ ‰}$ y $\delta^{18}\text{O VPDB} = -2,08 \text{ ‰}$), con una precisión de 1σ de $\pm 0,02$ para el $\delta^{13}\text{C}$ y $\pm 0,09$ para el $\delta^{18}\text{O}$, y el estándar CECC ($\delta^{13}\text{C VPDB} = -20,77 \text{ ‰}$ y $\delta^{18}\text{O VPDB} = -17,56 \text{ ‰}$) con 1σ de precisión de $\pm 0,03$ para el $\delta^{13}\text{C}$ y $\pm 0,05$ para el $\delta^{18}\text{O}$. La precisión de los de los datos se ha basado en la repetición de mediciones de los estándares de calibrado.

También se han realizado análisis de isótopos estables en la Universidad de Salamanca. La obtención del CO_2 para la determinación de las relaciones isotópicas de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ se ha realizado por reacción con H_3PO_4 al 103% a 25°C en la "Línea de carbonatos". El análisis se ha realizado mediante el espectrómetro de masas SIRA-II, empleando estándares de referencia internos del laboratorio, como EEZ-1 ($\delta^{13}\text{C PDB} = +2,39 \text{ ‰}$ y $\delta^{18}\text{O PDB} = -4,83 \text{ ‰}$) y el estándar internacional NBS-19 ($\delta^{13}\text{C VPDB} = +1,95 \text{ ‰}$ y $\delta^{18}\text{O VPDB} = -2,20 \text{ ‰}$) certificado por la IAEA. Los datos se expresan en $\delta \text{ ‰ VPDB}$ con 1σ de precisión $\pm 0,1 \text{ ‰}$ para el $\delta^{13}\text{C}$ y el $\delta^{18}\text{O}$ basado en la repetición de los estándares de calibrado.

Las muestras obtenidas para el análisis de alta resolución (HRS) se hicieron reaccionar con ácido fosfórico 103% a 90°C . El CO_2 resultante se purificó y utilizó para analizar los isótopos de carbono y oxígeno en un espectrómetro de masas *Europa SIRA II dual inlet isotope ratio*. Los datos se han calculado en ‰ VPDB calibrados con el estándar internacional NBS-19 ($\delta^{13}\text{C VPDB} = +1,95 \text{ ‰}$ y $\delta^{18}\text{O VPDB} = -2,20 \text{ ‰}$), certificado como material de referencia por la IAEA, y el estándar interno del laboratorio UEACMST ($\delta^{13}\text{C VPDB} = +1,99 \text{ ‰}$ y $\delta^{18}\text{O VPDB} = -2,05 \text{ ‰}$). Los resultados se han expresado en $\delta \text{ ‰ VPDB}$ con una precisión de 1σ de $\pm 0,05 \text{ ‰}$ para el $\delta^{13}\text{C}$ y el $\delta^{18}\text{O}$. El HRS y los análisis correspondientes se han realizado en la Universidad de East Anglia, Reino Unido, en régimen de autoservicio.

1.7.4 Tratamiento de los datos sedimentológicos e isotópicos

Para el estudio sedimentológico se han empleado las técnicas clásicas de análisis de facies, geometría externa e interna de los depósitos, variaciones laterales y correlación. Se han realizado descripciones de facies, detectado secuencias de facies y deducido secuencias (de facies) tipo, que se han interpretado, y finalmente se han elaborado modelos de sedimentación.

A partir de las secciones pulidas se ha digitalizado una parte o mitad de cada ejemplar para obtener una imagen gráfica de 1000 ppp de resolución; se ha usado un scanner EPSON (Epson perfection V350 photo). A partir de estas imágenes se ha llevado a cabo el estudio de los distintos estadios e interrupciones del crecimiento de los depósitos microbianos, así como de la morfología de las láminas.

Los datos de DRX e isótopos estables de C y O se han recopilado en diversas tablas. Los segundos se han representado en gráficas de diverso tipo, tanto X-Y, como verticales para mostrar variaciones de un parámetro a lo largo del tiempo. Se han calculado parámetros estadísticos sencillos.

1.7.5 Análisis de ciclicidad (Análisis espectral)

El análisis de ciclicidad permite identificar, caracterizar, correlacionar e interpretar las variaciones cíclicas (periódicas o cuasiperiódicas) en el registro estratigráfico (Hilgen et al., 2004). Los ciclos sedimentarios con intervalos de recurrencia constante o cuasiconstante pueden ser originados por procesos de distinta duración, agrupados principalmente en las bandas de frecuencia del calendario (ciclos mareales y ciclo estacional), las bandas de frecuencia solar (ciclos NAO, ENSO y de actividad solar) y los ciclos de Milankovitch (ciclos de precesión, oblicuidad y excentricidad) (Herbert y Fischer, 1986). Los factores que controlan dichos ciclos pueden ser gravitacionales (p. ej. ciclos mareales) o climáticos (p. ej. las tres bandas de frecuencia mencionadas).

El requisito previo para la aplicación del análisis de ciclicidad es el reconocimiento de patrones en el registro sedimentario que muestren una repetición y puedan estar vinculados a ciclos climáticos o gravitacionales. En este estudio se observa la repetición de láminas claras y oscuras en la laminación estromatolítica a escala milimétrica o submilimétrica. Los patrones en el registro sedimentario detectables a distintas escalas atañen a cambios físicos, biológicos y/o geoquímicos reiterados que tuvieron que estar controlados o influidos, directa o indirectamente, por los cambios en la insolación inducidos por la propia actividad solar o por la interacción orbital Sol-Tierra (Hathaway, 2015; Zhai, 2017).

Los ciclos sedimentarios periódicos pueden expresarse matemáticamente como una función periódica, por lo que es posible la aplicación de métodos estadísticos, como el análisis de la densidad espectral de potencia (análisis espectral), para detectar los procesos periódicos y eliminar los aleatorios.

Para revelar la periodicidad presente en la laminación se ha aplicado el análisis espectral de series temporales. Se han elaborado series temporales con datos de luminancia y espesor de láminas (en píxeles) obtenidos a partir de imágenes de secciones pulidas de estromatolitos. Para ello se ha contado con la ayuda del software semi-automático de análisis de la señal estratigráfica Strati-Signal (Ndiaye, 2007; Ndiaye et al., 2012). El análisis espectral se ha aplicado siguiendo el método de la transformada de Fourier REDFIT (Schulz y Mudelsee, 2002), y el método de la transformada continua Wavelet (Torrence y Compo, 1998), implementados ambos en el paquete de software PAST (PAleontological STatistics; Hammer et al., 2001).

Se han estudiado cinco especímenes (PL-22, VS-22, AC-5, SC-6 y SC-141). La adquisición de los datos se ha realizado sobre imágenes escaneadas de los especímenes (1000 ppp) perpendicularmente a la laminación, de base a techo de los depósitos microbianos laminados. En tres de los especímenes (PL-22, VS-22, y SC-6) se han marcado dos trazados (Path-A y Path-B) para poder contrastar los resultados obtenidos, ya que corresponden al mismo periodo de tiempo. En cada trazado de adquisición de datos se han definido varios segmentos sucesivos para evitar zonas con excesiva curvatura de las láminas, u otros artefactos que pudieran llevar a una interpretación errónea de la laminación. Para cada pixel del trazado se ha medido un valor de luminancia. Estos

valores se han obtenido aplicando una ventana de integración de valores máximos de luminancia de 8 píxeles. Los datos se han obtenido en el espacio de color CIE-L*ab (CIE, *International Commission on Illumination*, 1971-1978).

A partir de los datos de luminancia se han elaborado series temporales de dos tipos: continuos, directamente de los datos de luminancia; y discretos, midiendo espesores de láminas clasificadas en claras y oscuras. Para la elaboración de las series temporales de espesor de las láminas se ha usado una clasificación de los datos aplicando una discriminación booleana entre la curva obtenida de los datos brutos de luminancia y otra de los mismos datos pero suavizada mediante la aplicación de una media móvil (Moving average). La clasificación ha permitido establecer dos clases principales (láminas claras y láminas oscuras) y se ha medido su espesor utilizando una técnica de contaje semi-automático (Strati-Signal). Los datos de espesor obtenidos de la clasificación han sido revisados y corregidos manualmente en los casos en los que la clasificación había resultado fallida.

Se ha usado un análisis espectral basado en la transformada de Fourier para descomponer las series temporales de luminancia y de espesor de láminas en sus frecuencias componentes. Las frecuencias aisladas de cada serie temporal se han representado en periodogramas de Lomb-Scargle suavizados que representan la densidad espectral (power spectrum) frente a la frecuencia (Lomb, 1976; Scargle, 1982). Por otro lado, se han realizado también análisis espectrales basados en la transformada continua wavelet, que permite examinar la persistencia del power spectrum de una frecuencia a lo largo de la muestra (Torrence y Compo, 1998). Como criterios de fiabilidad, para validar y calibrar los análisis espectrales, se han aplicado modelos espectrales correspondientes a procesos autorregresivos de primer orden (AR (1)) como métodos de hipótesis nula del ruido rojo, estos test de significancia también se han realizado basados en simulaciones de Monte Carlo.

Una explicación más detallada de los procedimientos metodológicos puede consultarse en el apartado de métodos de la publicación "Periodicity in stromatolitic lamination: a potential record of ENSO, NAO and SUNSPOT. The Miocene lacustrine record in the Ebro Basin, Spain" incluido en el Capítulo 6.

CAPÍTULO 2. INTRODUCCIÓN GENERAL A LAS MICROBIALITAS LAMINADAS

2.1 INTRODUCCIÓN.....	39
2.2 MICROBIALITAS.....	39
2.3 ORGANISMOS INVOLUCRADOS EN LA FORMACIÓN DE MICROBIALITAS.....	41
2.4 PROCESOS DE FORMACIÓN DE MICROBIALITAS.....	42
2.5 TIPOS DE MICROBIALITAS.....	44
2.5.1 TIPOS DE ESTROMATOLITOS.....	44
2.5.1.1 Clasificaciones basadas en características macroscópicas: morfología externa y formas de crecimiento interno.....	45
2.5.1.2 Clasificaciones basadas en características microscópicas: variaciones de texturas.....	47
2.5.2 LAMINACIÓN ESTROMATOLÍTICA.....	50
2.5.3 LOS ESTROMATOLITOS EN LOS SISTEMAS LACUSTRES.....	52

Capítulo 2. INTRODUCCIÓN GENERAL A LAS MICROBIALITAS LAMINADAS

2.1 Introducción

En estudios previos (Arenas, 1993; Arenas et al., 1993) ya se hace patente el interés en los depósitos microbianos de la Sierra de Alcubierre, debido a la variada información que de ellos se puede obtener, principalmente sedimentológica y climática (cf, Riding, 2000; Suárez González, 2015). Para comprender el desarrollo de este trabajo y el alcance de los resultados, es interesante conocer los componentes y procesos que dan lugar a las microbialitas laminadas.

En la bibliografía estudiada no siempre hay un claro consenso sobre el uso de los distintos términos empleados para los depósitos microbianos, comenzando por el término más ampliamente utilizado “estromatolito” (p. ej., Suosaari et al., 2019a). Por ello, este capítulo pretende aclarar el uso de los distintos términos empleados en relación con las microbialitas. Se recogen definiciones de los diversos tipos de microbialitas y los principales organismos que contribuyen a su formación, prestando especial interés en los estromatolitos, ya que son el principal objeto de estudio de este trabajo. Se presentan algunas clasificaciones de los estromatolitos basadas en características macroscópicas y microscópicas. En ellas se encuentran algunos de los términos relacionados con la descripción de la morfología de los estromatolitos empleados en el resto de la tesis doctoral. Se incluye también una clasificación de los distintos patrones de laminación. Finalmente, se hace una pequeña introducción a los estromatolitos en sistemas lacustres.

2.2 Microbialitas

Diversos autores han propuesto diferentes términos para definir los distintos tipos de microbialitas. Por ejemplo, entre los trabajos que discuten los términos usados en las descripciones y las definiciones de microbialitas están los de Hofmann, (1969), Monty (1977), Krumbein (1983), Grey (1989), Riding (1999, 2011a), Suárez González (2015) y Suosaari et al. (2019a). La mayoría de las definiciones se basan en dos características principales: la laminación y el origen biogénico.

El primero en definir los depósitos microbianos fue Steele (1825). Este autor estudió depósitos microbianos asociados a facies oolíticas del Cámbrico y usó el término “concreciones calcáreas/*calcareous concretions*”. Más tarde, Hall (1883) interpretó un origen orgánico para las concreciones calcáreas. El término “estromatolito/*stromatolite*” fue propuesto por Kalkowsky (1908), para describir rocas laminadas de origen microbiano del Buntsandstein (Triásico inferior) en el norte de

Alemania. Mucho más tarde, Awramik y Margulis (1974), Walter (1976) y Awramik et al. (1976) usan el término “estromatolito” de forma más amplia, referido a estructuras organosedimentarias producidas por el atrapamiento de granos de sedimento y la precipitación de carbonatos, como resultado de la acción microbiana; incluyendo tanto estructuras laminadas como no laminadas. Krumbein (1983) emplea el término de nuevo para referirse a rocas calcáreas laminadas formadas por microorganismos, y Schopf (1983) se centra en la idea de que los estromatolitos estarían formados por microorganismos filamentosos y fotoautótrofos.

Por otro lado, Aitken (1967) introdujo el término “trombolito/*thrombolite*”, para caracterizar estructuras microbianas con morfologías parecidas a las de los estromatolitos, pero sin contar con estructura laminada. Ante la controversia entre los distintos términos y definiciones, y para resolver la diferencia entre estructuras laminadas y no laminadas, Burne y Moore (1987) proponen el término “microbialita/*microbialite*”, que abarca todos aquellos depósitos formados como consecuencia de la influencia de comunidades microbianas bentónicas (*benthic microbial communities, BMC*), conocidas como “tapices microbianos/*microbial mats*” (Reitner, 2011). Riding (1991b) plantea el uso de “carbonatos microbianos/*microbial carbonates*” como sinónimo de microbialitas; sin embargo, este término no incluye los depósitos microbianos de otras mineralogías, como manganeso, hierro o fosfato (p.ej., Dromart et al., 1994; Martín-Algarra y Vera, 1994; Rossi et al., 2010).

También se ha utilizado el término “biolaminitas/*biolaminites*” para referirse a un tipo de microbialita formada por la superposición de tapices microbianos y láminas de sedimento ricas en materia orgánica (Gerdes y Krumbein 1987; Gerdes et al., 1991; Krumbein et al., 2003; Tang et al., 2014). Incluso ha sido acuñado el término de “biolaminitas siliciclásticas” para definir los sedimentos laminados formados por la alternancia de tapices microbianos y láminas de sedimentos siliciclásticos que no tienen una cementación carbonatada (Bouougri y Porada, 2007).

La definición de estromatolito más frecuentemente utilizada hoy en día es la propuesta por Riding (1991b): “depósitos laminados de comunidades microbianas bentónicas” (p. ej., en Dupraz et al., 2011; Riding, 2000; 2011b). Los estromatolitos son, por tanto, microbialitas laminadas según la definición de microbialita de Burne y Moore (1987). De esta forma y siguiendo criterios de organización interna, Riding (2011b; véase 2.5. *Tipos de microbialitas*), subdivide las microbialitas en: estromatolitos y oncolitos (con estructura laminada), dendrolitos (con formas dendríticas), trombolitos (con textura clotted) y leiolitos (con textura afanítica).

En la memoria de esta tesis (y en los artículos publicados), el concepto que se ha empleado para describir los depósitos microbianos de la Sierra de Alcubierre es el de “estromatolito”: como un tipo de microbialita laminada que se desarrolla sobre un sustrato fijo. En el *Capítulo 4* se describen los distintos tipos de estromatolitos (basados en su geometría externa) de la zona de estudio con más detalle.

2.3 Organismos involucrados en la formación de microbialitas

En la literatura relacionada con depósitos microbianos se emplean distintos términos referidos a los organismos responsables de la formación de depósitos microbianos. A continuación, se han recopilado algunos de ellos:

-Microbios. Los microbios son organismos microscópicos con una organización biológica elemental, y son los responsables de la formación de los carbonatos microbianos. Se trata de las formas de vida más primitivas que han existido a lo largo de la historia de la Tierra (Schopf, 1983), por lo que el registro microbiano abarca un amplio periodo de tiempo. Se han reconocido numerosas variedades de microbios desde el Arcaico hasta la actualidad. Estos organismos se encuentran ampliamente distribuidos en ambientes muy variados de la superficie de la Tierra (Brock et al., 1994). Los microbios pueden vivir en casi cualquier ambiente, y son muy comunes en ambientes húmedos muy diversos (mares, ríos o lagos), donde las condiciones de profundidad, luz, salinidad, pH o temperatura pueden ser muy variadas. Los microbios están representados por una gran variedad de formas de vida, entre las cuales destacan bacterias (p. ej., cianobacterias), hongos, algas y protozoos (Madigan et al., 2009). Se ha reconocido también la presencia de otras entidades biológicas microbianas, como los virus, en carbonatos microbianos actuales (Desnues et al., 2008; Perri et al., 2018).

-Bacterias. Las bacterias son los organismos clave en la formación de carbonatos microbianos (Riding, 2000), de las cuales existe una gran diversidad (Brock et al., 1994). Las cianobacterias, antes conocidas como algas verde-azules (*blue-green algae, sensu* Aitken, 1967), bacterias verde azules o cianofitas, son útiles en sedimentología por su relación y respuesta a las variaciones del medio. Pueden ser aeróbicas y aneróbicas. Las cianobacterias intervienen en la formación de carbonatos a través de varios procesos (Dupraz et al., 2009). Presentan la habilidad de fijar sedimento y favorecer la precipitación química (Riding, 2000).

-Algas. Las algas microscópicas están normalmente asociadas con los tapices microbianos (ver abajo) donde atrapan y estabilizan el sedimento (Walter, 1972; Golubić, 1976). La mayoría presentan formas filamentosas (Riding et al., 1991); sin embargo, las diatomeas son algas unicelulares que presentan formas más equidimensionales. Estas últimas aportan estabilidad por medio de las sustancias mucilaginosas que segregan, tanto en sedimentos de ambientes marinos (Neuman et al., 1970; Awramik y Riding, 1988) como continentales (Winsborough y Golubić, 1987; Winsborough, 2000).

-EPS. Las *Extracellular Polymeric Substances* (EPS), son sustancias mucilaginosas producidas por algunos microbios (Decho, 1990), que también resultan clave para la formación de los depósitos microbianos (Dupraz et al., 2009). Su composición es rica en polisacáridos, proteínas, glycoproteínas, ácidos nucleicos, fosfolípidos y ácidos húmicos (McSwain et al., 2005); forman las membranas celulares de algunas cianobacterias ("sheaths") y también se segregan al exterior. Las EPS se acumulan en la parte externa de las células como una matriz, favoreciendo la adhesión de los

microbios al sedimento (Costerton et al., 1978), lo que les confiere estabilidad física y facilidad para la adsorción de nutrientes (Christensen y Characklis, 1990; Lawrance et al., 1994). Tanto las cianobacterias como las diatomeas pueden secretar cantidades abundantes de EPS. Presentan dos funciones principales, por una parte crean gradientes de alcalinidad que inicialmente inhiben la precipitación de calcita (Dupraz et al., 2009). En subsuperficie, la degradación del propio EPS por bacterias heterotróficas libera iones de Ca^{2+} que aumentan la saturación y favorecen la precipitación de calcita (Dupraz y Visscher, 2005; Dupraz et al., 2009).

-Biofilms. Los *biofilms* son revestimientos submilimétricos compuestos por una matriz de EPS, segregada por las comunidades bacterianas que lo componen y que les permite adherirse a un substrato en un ambiente acuático (Riding, 2000). Pueden presentar una estructura heterogénea (Wolfaardt et al., 1994; Decho, 2000). Los *biofilms* pueden atrapar pequeños granos de sedimento y también pueden ser calcificados por los procesos bacterianos (Pedley, 1992; Perry, 1999).

-Tapices microbianos (*microbial mats*). Se trata de estructuras formadas por comunidades microbianas que presentan cierta estratificación (Krumbein, 1983; Krumbein et al., 2003; Gerdes, 2010). Presentan pocos milímetros de espesor; pueden atrapar sedimento de distinto tamaño y procedencia (micrita, arena o incluso granos más gruesos). Los tapices microbianos incluyen organismos de distinta naturaleza como: cianobacterias, diatomeas, algas filamentosas y otras comunidades microbianas (Dupraz et al., 2009). Existe un equilibrio entre la parte superior del tapiz, en la que se realiza la fotosíntesis, y la parte inferior, donde se producen procesos de descomposición (Madigan et al., 2009). Dependiendo del tipo de tapiz, los microbios se organizan en grupos en función de su tipo de metabolismo (Dupraz et al., 2009). Las cianobacterias se sitúan cerca de la superficie, realizando así la fotosíntesis; los microbios fotótrofos anóxicos debajo y, por último, los quimio-organótrofos, que no requieren oxígeno o luz (Revsbech et al., 1983; Pierson et al., 1987). La actividad de estos microbios determina la calcificación y conservación del tapiz (Canfield y Raiswell, 1991). En la mayoría de los carbonatos microbianos son las cianobacterias calcificadas las que en ocasiones se conservan (Riding, 2000).

2.4 Procesos de formación de microbialitas

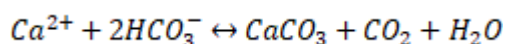
La formación de la mayoría de microbialitas proviene de la acción de varios procesos. Los tres procesos principales involucrados en la formación de microbialitas son: el atrapamiento y sellado/fijación (*trapping and binding*) de las partículas sedimentarias, la precipitación orgánica y la precipitación inorgánica (Black, 1933; Gebelein, 1969; Monty, 1976; Arenas-Abad et al., 2010; Bosak, 2011; Suárez-González et al., 2019a):

-Atrapamiento y sellado/fijación (*Trapping and binding*): este proceso está controlado por la capacidad de atrapamiento de las comunidades microbianas bentónicas, la disponibilidad de sedimentos detríticos y la tasa de sedimentación (Black, 1933; Monty, 1976; Gebelein, 1969; Burne y Moore, 1987). Las comunidades microbianas bentónicas (BMC) generarían EPS que facilitarían el

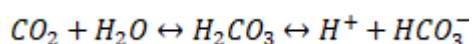
atrapamiento. Los estudios recientes (Suarez-Gonzalez et al., 2019a) revelan que los factores que favorecen el atrapamiento y sellado/fijación son: la presencia de sedimentos en el entorno de las microbialitas, la existencia de unas corrientes que movilicen estos sedimentos, una alta concentración de electrolitos en el agua y una saturación apropiada en calcita. La adherencia del EPS se ve incrementada por una alta concentración de electrolitos y por una baja saturación en calcita; sin embargo, una saturación de calcita suficiente es necesaria para la precipitación de carbonato inducida por el EPS (Suarez-Gonzalez et al., 2019a). El proceso es fundamental en el caso de estromatolitos aglutinantes (ver más adelante 2.5.1.2. *Clasificaciones basadas en características microscópicas: variaciones de texturas*).

-Precipitación orgánica: la precipitación de carbonato cálcico se ve inducida por el incremento de la concentración del ion de carbonato en las EPS. La concentración de carbonato aumenta debido al incremento local del pH producido por procesos metabólicos microbianos como la sulfato reducción en medios marinos (Visscher et al., 2000; Dupraz y Visscher, 2005; Visscher y Stolz, 2005; Vasconcelos et al., 2006; Dupraz et al., 2009) o la fotosíntesis en arroyos y lagos de agua dulce. La precipitación es el resultado de la creación de gradientes alcalinos asociados a la disminución del CO₂ producida por la fotosíntesis. Muchas bacterias obtienen nutrientes y energía degradando minerales u otros compuestos, como las EPS. La disolución mineral generada por las bacterias modifica la composición química del agua. Algunas de ellas disuelven los minerales mediante ácidos orgánicos o inorgánicos, mientras que otras lo hacen por medio de la reducción de constituyentes como el Fe y el Mn (Ehrlich, 1998). Una vez que se ha producido este degradado de los minerales y la concentración de calcio y carbonato en el agua es alta, se produce la precipitación de carbonato (Arp et al., 2003; Decho et al., 2005).

-Precipitación inorgánica: en ambientes continentales, las calizas se forman como consecuencia de variaciones en la evaporación, temperatura y la desgasificación de CO₂ en las aguas. La evaporación aumenta la concentración de iones Ca²⁺ en el agua y disminuye la cantidad de CO₂ disuelto en el agua, lo que da lugar a la precipitación de carbonato cálcico. La temperatura controla la precipitación de la calcita debido a que la solubilidad de la calcita y el CO₂ es mayor en condiciones más frías, por lo que el índice de saturación en calcita se incrementa con el aumento de la temperatura (p. ej., Wray y Daniels 1957; Burton y Walter, 1987; Dietzel et al., 2009). La siguiente fórmula química explica la precipitación o disolución de calcita en función del contenido en CO₂ del agua controlado por la temperatura:



Por otro lado, la precipitación de la calcita también está controlada por la desgasificación del CO₂ producida por la turbulencia del agua o por la evaporación (Andrews et al., 1997; Dupraz et al., 2009); la desgasificación del CO₂ genera una mayor alcalinidad y un incremento del pH. La siguiente fórmula química la variación del pH en función del contenido en CO₂ del agua:



2.5 Tipos de microbialitas

Las microbialitas se pueden clasificar según distintos criterios (textura, estructura, morfología externa, morfología interna o forma de las láminas). Riding (1991b, 2000, 2011b) distingue cuatro tipos de microbialitas (Fig. 2.1):

-**Estromatolitos** (*stromatolites*) y **oncolitos** (*oncolites*): los estromatolitos (del griego, *stroma*, capa que cubre; *lithos*, roca) y oncolitos (del griego *ónkos*, masa, bulto, y *lithos*, roca) son un tipo de microbialitas que presentan una estructura interna laminada u organizada en capas finas. La diferencia fundamental entre estromatolitos y oncolitos es el sustrato en el que se desarrollan: fijo para los estromatolitos y móvil en el caso de los oncolitos. Los estromatolitos pueden presentar morfologías macroscópicas en domo o formar columnas. Los oncolitos presentan morfologías subesféricas u ovoides, concéntricas alrededor del sustrato móvil (Riding, 2000).

-**Trombolitos** (*thrombolites*; del griego, *thrombos*, grumo; *lithos*, roca): son microbialitas que presentan textura de tipo *clotted* o grumosa (Aitken, 1967) (Fig. 2.1). Estos depósitos pueden mostrar distintas morfologías macroscópicas y formar columnas, domos o cuerpos planares (Riding et al., 1991; Kennard, 1994).

-**Dendrolitos** (*dendrolites*; del griego, *dendron*, árbol; *lithos*, roca) (Riding, 1991b): son microbialitas calcificadas, que a diferencia de estromatolitos y trombolitos no aglutinan partículas. Los dendrolitos se estructuran en cuerpos macroscópicos centimétricos de tipo dendrítico o ramoso y forman grandes domos y columnas. Estos depósitos generalmente preservan filamentos microbianos calcificados (Riding, 1991b; 2000).

-**Leiolitos** (*leiolites*; del griego, *leios*, uniforme; *lithos*, roca): son un tipo de microbialitas que suelen presentar una textura interna desorganizada, sin laminación clara y tampoco es habitual la presencia de grumos (*clots*) o formas dendríticas (Braga et al., 1995) (Fig. 2.1).

2.5.1 Tipos de estromatolitos

La complejidad y variedad de las distintas características morfológicas y texturales de los estromatolitos, tanto macro como microscópicas, inducen a realizar clasificaciones de este tipo de microbialitas siguiendo distintos criterios. Normalmente, los estromatolitos han sido descritos en función de características relacionadas con su morfología externa, su forma de crecimiento interno, el tipo de precipitación (orgánica o inorgánica), la morfología de las láminas que los constituyen, la textura de las láminas (el tamaño de los cristales, presencia o ausencia de granos detríticos) y su mineralogía, y la distinción entre comunidades microbianas; todo ello relacionado con el origen de su formación. Debido a todas estas características no resulta fácil proponer una única clasificación de los estromatolitos; a veces es necesario establecer términos intermedios. Las principales clasificaciones se basan en características macroscópicas y microscópicas.

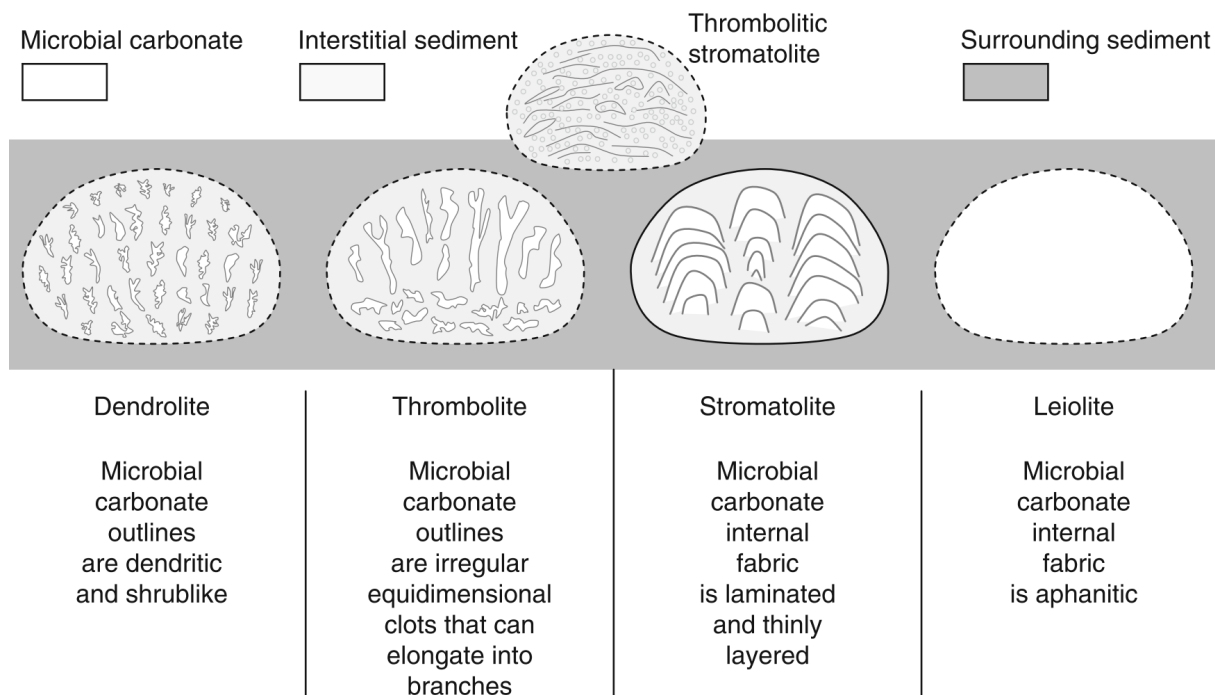


Figura 2.1. Tipos de microbialitas. Tomado de Riding (2011b).

2.5.1.1 Clasificaciones basadas en características macroscópicas: morfología externa y formas de crecimiento interno

Las primeras clasificaciones de estromatolitos se basaron principalmente en la morfología de las láminas (Logan et al., 1964) y la morfología externa de los cuerpos estromatolíticos (Hofmann, 1969), aunque puntualmente también se tenían en cuenta otros criterios, como la continuidad lateral de las láminas. Cabe también recordar los primeros intentos en hacer clasificaciones taxonómicas aplicadas a estromatolitos fósiles (ver Hofmann, 1969; Flügel, 2010), aunque no han trascendido.

Logan et al. (1964) clasifican los estromatolitos basándose en la morfología de las láminas y las variaciones morfológicas que presentan en la vertical y horizontal. Proponen una serie de fórmulas estructurales en las que agrupan a los estromatolitos en su mayoría columnares. Las fórmulas reflejan las variaciones laterales de la forma de las láminas de base a techo del estromatolito (Fig. 2.2), desde formas hemisféricas individuales (*discrete vertically stacked hemispheroids-SH-V*) que mantienen su morfología columnar, o formas hemisféricas individuales que pasan verticalmente a láminas lateralmente unidas (*Laterally liked hemispheroids-LLH*); o laminas lateralmente unidas que pasan verticalmente a morfologías columnares individuales, así como situaciones en las que se alternan las distintas disposiciones (Fig. 2.2). En el caso de que las láminas sean concéntricas, como en los oncolitos, los clasifican como *spheroids structures (SS)* (Fig. 2.2).

Kennard y Burne (1989) recogen numerosas características de los estromatolitos que son de utilidad para describirlos (Fig. 2.3). En este trabajo (véase en Capítulo 4, 4.3 Morfología de los


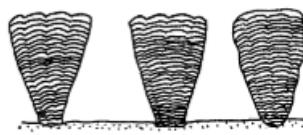
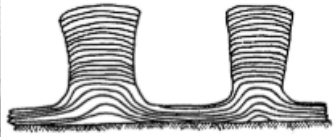
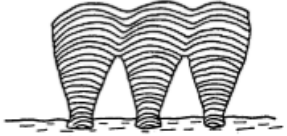
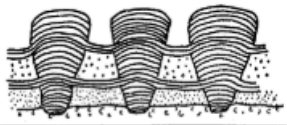
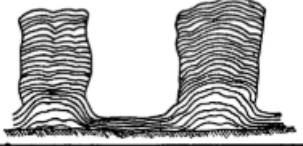
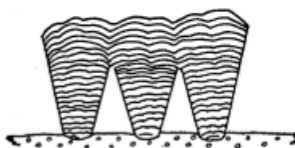

STRUCTURAL FORMULAE	DESCRIPTION	VERTICAL SECTION OF STROMATOLITE STRUCTURES
$\frac{LLH-S}{LLH-C}$	Space-linked hemispheroids with close-linked hemispheroids as a microstructure in the constituent laminae.	
$\frac{SH-V}{LLH-C}$	Discrete, vertically stacked hemispheroids composed of close-linked hemispheroidal laminae on a microscale.	
LLH-S → SH-V	Initial space-linked hemispheroids passing into discrete, vertically stacked hemispheroids with upward growth of structures and continued differentiation of domes and interareas.	
SH-V → LLH-C	Initial discrete, vertically stacked hemispheroids passing into close-linked hemispheroids by upward growth expansion.	
SH-V → LLH-S → SH-V → LLH-S → SH-V	Alternation of discrete, vertically stacked hemispheroids and spaced-linked hemispheroids due to periodic sediment infilling of interstructure spaces.	
$\frac{LLH-S \rightarrow SH-V}{LLH-C}$	Initial space-linked hemispheroids passing into discrete, vertically stacked hemispheroids; both with laminae of close-linked hemispheroids.	
$\frac{SH-V \rightarrow LLH-C}{LLH-C}$	Initial discrete, vertically stacked hemispheroids passing into close-linked hemispheroids; both with laminae of close-linked hemispheroids.	
$\frac{SS-C}{LLH-C}$	Concentrically stacked spheroids with laminae composed of close-linked hemispheroids.	

Figura 2.2. Clasificación de estromatolitos basada en su morfología externa. Láminas unidas lateralmente *Laterally linked hemispheroids (LLH)* de forma cercana LLH-C o espaciada LLH-S, *discrete vertically stacked hemispheroids (SH-V)*, *spheroids structures (SS)*. Tomado de Logan et al. (1964).

estromatolitos y oncolitos) se emplean algunos de los términos de la clasificación propuesta por Kennard y Burne (1989), basada en los trabajos de Preiss (1972, 1976) y Walter (1972), relacionados con la forma de las láminas (Fig. 2.3):

- Planas (*flat*, sensu Kennard y Burne, 1989): donde las láminas presentan una morfología plana y se mantienen relativamente paralelas en la vertical (Fig. 2.3).

- Ligeramente convexas (*gently convex*): en las que se observan una superposición de láminas con forma convexa y manteniendo el mismo grado de convexidad entre ellas (Fig. 2.3).
- Progresivamente convexas (*steeply convex*): donde las láminas presentan un aumento en el grado de convexidad de base a techo (Fig. 2.3).

2.5.1.2 Clasificaciones basadas en características microscópicas: variaciones de texturas

Las clasificaciones basadas en aspectos texturales de la laminación se centran en cambios del tipo de componentes y el tamaño y disposición de los cristales que las forman (micrita, microesparítica o esparítica) (Bertrand-Sarfati, 1976; Monty, 1976). Una de las clasificaciones más destacables es la que hemos seguido en este trabajo, es la clasificación propuesta por Riding, (2000, 2008, 2011b):

-Estromatolitos con tapiz microbiano litificado (*Lithified microbial mat stromatolites, sensu* Riding 2008) (Fig. 2.4 y 2.5):

- **Estromatolitos esqueléticos** (*skeletal*; Fig. 2.4A) (Riding, 1977) (*porostromate stromatolites, sensu* Monty, 1981): son un tipo de estromatolitos que han preservado los organismos responsables de su formación calcificados. Se trata de láminas micríticas separadas por láminas de cianobacterias (*porostromate*).
- **Estromatolitos aglutinantes** (*agglutinated*; Fig. 2.4B) (Riding, 1991a): formados por láminas compuestas de granos detríticos atrapados y fijados por los tapices microbianos (Riding, 1991a). Los granos atrapados suelen ser ooides, peloides, bioclastos e intraclastos. Las cavidades entre los granos son rellenas por *esparita*. Existen casos donde se atrapan principalmente granos siliciclásticos, por lo que los denominan estromatolitos siliciclásticos (Fig. 2.4) (Martín et al., 1993).
- **Estromatolitos micríticos** (*fine-grained*; Fig. 2.4C) (Riding, 2000): están formados por láminas de textura micrítica, ya sea micrita densa, grumosa o clotted, peloidal o clotted-peloidal. En este trabajo los estromatolitos son de tipo micrítico.

-Estromatolitos de toba (*tufa stromatolite*; Fig 2.4D) (Riding, 2000): se forman asociados a depósitos de tobas, en muchas ocasiones fluviales. Se forman por la precipitación inorgánica de carbonato cálcico alrededor de filamentos microbianos, generalmente formando tubos.

-Costras cristalinas (*sparry crust*; Fig 2.4F) (Riding, 2008): formadas por láminas o costras cristalinas con texturas variadas. Se interpretan como resultado de precipitación inorgánica. Se trata de estromatolitos principalmente del Precámbrico.

STROMATOLITE WORK SHEET.			LOCALITY:		SAMPLE NO.:	
Hand specimen	Polished face	Slabs	Thin Section	Collector:	F No.:	
Bed thickness		Bed length		Single unit	Cyclic unit	
MODE OF OCCURRENCE LITHOMERES: (BIOHERMS) SUBSPHERICAL, DOMED, TABULAR, IRREGULARLY LITHOSTROME: (BIOSTROMES) TABULAR, DOMED				PLAN OUTLINE:		
NON-COLUMNAR	FLAT-LAMINATED, UNDULATORY, PSEUDOCOLUMNAR, COLUMNAR-LAYERED, CUMATE, ONCOTIC					
	COLUMNAR	TABETE, CYLINDRICAL, TURBINATE, BULBOSUS, NODULAR, HEMISPHERICAL, CONICAL				
BRANCHING		BRANCHING STYLE: MULTIPPLICATE, BIFURCATE, LATERAL, DENDROID, COALESCED, ANASTOMOSSED			COLUMN HEIGHT: COLUMN WIDTH:	
		PARALLEL, MODERATELY DIVERGENT, PARABOLICALLY DIVERGENT			WALLS: Absent, Patchy, Single-layered, Thin-layered, Multi-layered	
ATTITUDE: ERECT, INCLINED, ARCULATE, DECUMBENT, STROBILE		VARIABILITY: UNIFORM, CONSTRICTED, RAGGED		SHAPE: CRUMPLED, STUBBY, SLENDER		
ORNAMENT: Smooth, Bumpy, Tobruous, Lobate, Projections, Niche and Projections, Ribs, Cornice, Sidge, Peaks		LAMINA SHAPE: FLAT, GENTLY CONVEX, MODERATELY CONVEX, STEEPLY CONVEX, PARABOLIC, RECTANGULAR, RHOMBIC			MICROSTRUCTURE:	
REMARKS:						

Figura 2.3. Ficha de trabajo que recoge una clasificación de estromatolitos basada en la morfología externa, aspecto en planta, formas de crecimiento interno y morfología de las láminas. Tomado de Kennard y Burne (1989).

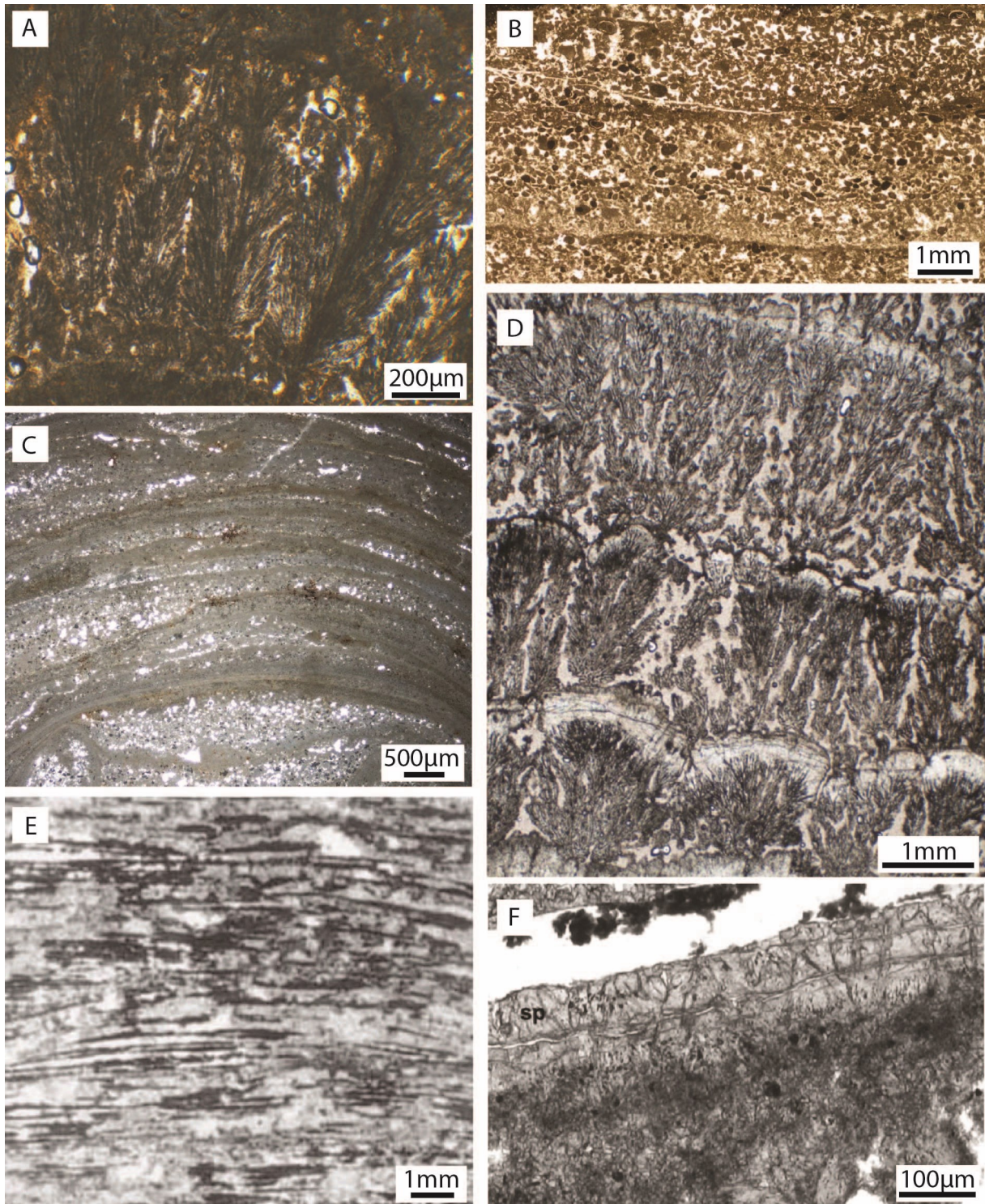


Figura 2.4. Tipos de estromatolitos según sus características texturales. A) Estromatolito esquelético que ha preservado los organismos responsables de su formación, tomado de Vázquez-Urbez et al. (2012). B) Estromatolito aglutinante formado por láminas compuestas por granos detríticos, tomado de Suarez-González et al. (2014). C) Estromatolito micrítico formado por láminas de textura micrítica de la Sierra de Alcubierre. D) Estromatolito de tipo toba, tomado de Arenas et al. (2014a). E) Estromatolito híbrido formado por láminas o costras cristalinas con intercalaciones de láminas micríticas tomado de Riding (2008). F) Estromatolito con presencia de sparry crust (sp) tomado de Manzo et al. (2012).

-**Estromatolitos híbridos** (*hybrid crust*; Fig 2.4E) (Riding, 2008): formados por láminas o costras cristalinas con intercalaciones de láminas micríticas, ambas de espesor milimétrico. La laminación es intermedia entre la de las costras cristalinas y la de los estromatolitos micríticos. Se interpretan como resultado de la calcificación de un tapiz microbiano. Este tipo de estromatolitos son más comunes en el Paleozoico (p.ej., Sami y James, 1996) y en el Mesoproterozoico (p.ej., Petrov y Semikhatov, 2001).

2.5.2 Laminación estromatolítica

La laminación es la principal característica de los estromatolitos; registra interrupciones y/o variaciones en el comportamiento microbiano y/o en las características de la sedimentación según un patrón a lo largo del tiempo. Los procesos microbianos que conducen a la formación de la laminación ocurren en la parte más superior del tapiz microbiano, entre 1 y 10 mm de espesor (Seong-Joo et al., 2000), donde se produce la actividad metabólica microbiana junto con la acumulación de sedimentos. El estromatolito resultante es el registro acumulativo de tapices microbianos a lo largo de un tiempo (Hofmann, 1969). La laminación, por tanto, se forma como resultado de la combinación entre la sedimentación y el crecimiento microbiano que dan lugar a una gran variedad de texturas y diferentes formas de organización de la laminación, tanto en estromatolitos actuales como antiguos (Seong-Joo et al., 2000; Storrie-Lombardi y Awramik, 2006; Petryshyn et al., 2012).

Monty (1976) realizó la primera clasificación de los tipos de laminación estromatolítica, en la que integra ejemplos actuales y fósiles (Fig. 2.6):

-Laminación repetitiva:

Simple: superposición de láminas de naturaleza y configuración similar separadas por discontinuidades físicas (Fig. 2.6A).

Compuesta: superposición de grupos de láminas separados por discontinuidades físicas que determinan la laminación prominente; puede formarse también por la superposición de microestromatolitos (Fig. 2.6B y C).

-Laminación alternante:

Simple: alternancia de dos tipos de láminas texturalmente y/o mineralógicamente diferentes (Fig. 2.6D).

Compuesta: alternancia de dos tipos de láminas, en la que uno o los dos tipos contienen una laminación de segundo orden (Fig. 2.6E).

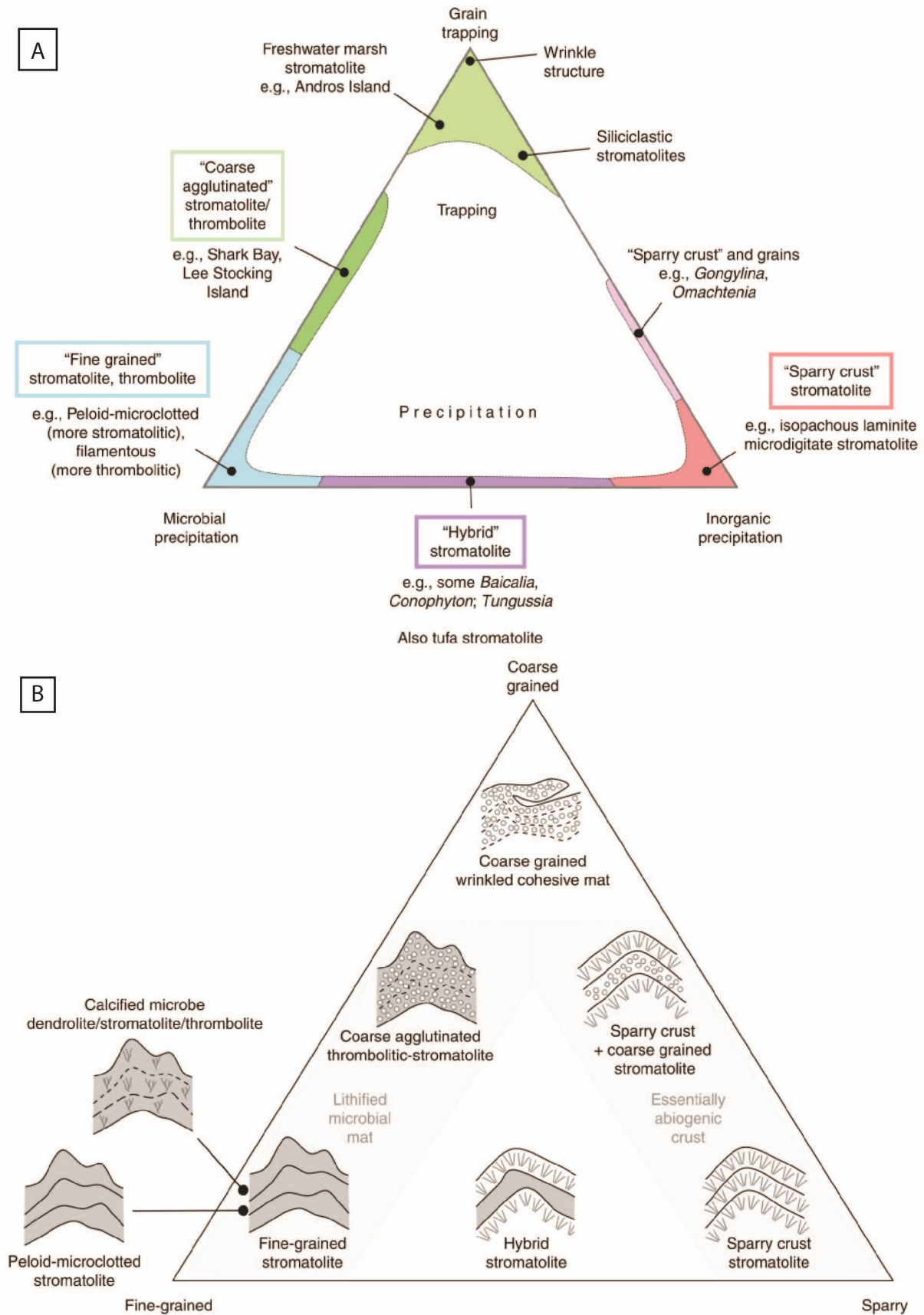


Figura 2.5. Clasificación de estromatolitos basada en los procesos dominantes (A) y las características texturales microscópicas (B). Tomado de Riding (2011b).

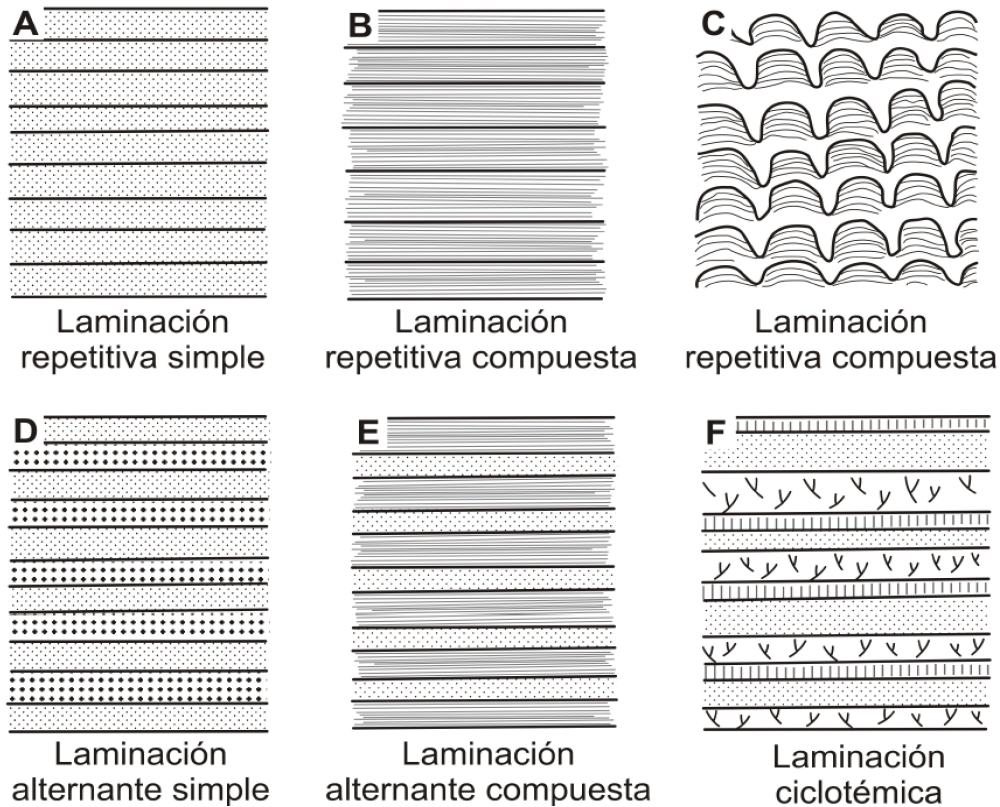


Figura 2.6. Tipos de laminación estromatolítica. Adaptada por Suárez-González (2015) a partir de Monty (1976).

-Laminación ciclométrica: sucesión de al menos tres láminas diferentes (por su textura o mineralogía) que siempre aparecen en el mismo orden y que pueden ser agrupadas en secuencias genéticas (Fig. 2.6F).

En este trabajo se han empleado algunos de los términos de la clasificación de Monty (1976), como la laminación alternante simple, la laminación alternante compuesta y la laminación ciclométrica. Se explican en detalle en el Capítulo 4, donde se incluyen imágenes de microscopio óptico de los tipos de laminación de los estromatolitos estudiados, y en el artículo Martin-Bello et al. (2019a).

2.5.3 Los estromatolitos en los sistemas lacustres

Las microbialitas se han formado a lo largo de la historia de la Tierra en distintos medios sedimentarios (p.ej., Grotzinger y Knoll, 1999; Riding, 2011a; Bosak et al., 2013). Aunque las microbialitas marinas y continentales presenten diferencias, se pueden establecer analogías en las interpretaciones que se realizan sobre ellas, especialmente aquellas que están relacionadas con la morfología de las microbialitas y su posición respecto al margen costero o lacustre o a la

profundidad a la que se sitúan. El estudio de estromatolitos formados en sistemas lacustres se inició por algunos autores como Rezak (1957), Horodyski y von der Haar (1975), Eggleston y Dean (1976), Brock (1976), Horodyski (1977), Monty y Mas (1981), Warren (1982), Casanova (1986), Gerdes y Krumbein (1987) y Braithwaite et al. (1989).

Los estudios de estromatolitos lacustres pueden abordarse mediante distintas líneas de investigación debido a la gran variedad de información que pueden aportar en relación con las características del sistema lacustre en el que se han formado. Pueden registrar los efectos de los distintos factores paleoambientales, relacionados con las condiciones de depósito (profundidad, hidrodinámica, aporte de sedimento, salinidad) y climáticos (temperatura, evaporación, precipitación), que han influido en su desarrollo a distintas escalas temporales. Además, los estromatolitos lacustres, al desarrollarse en sistemas sedimentarios de menor tamaño, pueden ser más sensibles a los cambios climáticos que los estromatolitos desarrollados en medios marinos (cf. Bohacs et al., 2000).

Las relaciones entre las distintas morfologías externas de los estromatolitos y el tipo de facies con las que se asocian permiten conocer la posición que los estromatolitos ocupaban en zonas más o menos someras, así como las variaciones en la hidrodinámica del medio (Andres y Reid, 2006; Bouton et al., 2016a, 2016b, Vennin et al. 2018; Roche et al. 2018). También es de gran interés su valor como indicadores de salinidad (Surdam y Wray, 1976; Chidsey et al., 2015), dado que sus características texturales, estructurales y geoquímicas varían según la salinidad (Arenas et al., 2019). La morfología externa de los estromatolitos y la forma de sus láminas aportan información sobre los componentes microbianos (Arenas et al., 2007b), la energía del medio y los aportes sedimentarios que influyen en el crecimiento de los estromatolitos (Tosti y Riding, 2017a y b). La velocidad de sedimentación puede interferir en el desarrollo del estromatolito; si la velocidad de sedimentación es alta puede provocar el enterramiento completo del estromatolito, mientras que si la velocidad de sedimentación es menor el desarrollo del estromatolito puede incluir algunas de las partículas de los sedimentos adyacentes y continuar su crecimiento, o dar lugar a estromatolitos aglutinantes.

Se han realizado varios estudios en los que se muestra la correspondencia entre las variaciones texturales de la laminación y las variaciones geoquímicas, principalmente en estromatolitos recientes y cuaternarios (Chafetz et al., 1991; Arp et al., 2010; Brasier et al., 2010; Dabkowski et al., 2015; Osácar Soriano et al., 2017; Rodríguez-Berriguete et al., 2018). El estudio geoquímico supone otra forma de aproximación al conocimiento de los factores medioambientales. En estromatolitos modernos permite conocer la bondad o adecuación de estas estructuras para deducciones sobre la composición química del agua y la temperatura a la cual se formaron, por lo que pueden servir de análogos para estromatolitos fósiles. Los análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno en estromatolitos fósiles de lagos cerrados pueden aportar información relacionada con la salinidad del lago o las variaciones entre los periodos de mayor evaporación o precipitaciones. A partir de los análisis de isótopos estables en láminas sucesivas también es posible inferir un significado temporal de la laminación (Brasier et al., 2010; Arenas et al., 2015).

La laminación estromatolítica implica ciclicidad; la dificultad está en saber el tiempo representado por esta ciclicidad. Uno de los grandes enigmas sobre los estromatolitos desde los primeros trabajos ha sido conocer el significado temporal de la laminación. Roddy (1915) y Pia (1933) proponen que las parejas de láminas son el producto de ciclos anuales de crecimiento y depósito, y Bradley (1929) incluso se aventura a decir que un año es la mínima expresión temporal que pueden reflejar. Cloud (1942) amplía el campo de posibilidades en cuanto a la duración de las parejas de láminas y establece que éstas pueden representar tanto ciclos anuales, o de mayor duración, como estacionales, o marcar otros sucesos puntuales como tormentas. Posteriormente, Fischer (1964) y Hudson (1970) confirman de nuevo el significado anual de la laminación en estromatolitos Triásicos y Jurásicos. Por otro lado, Monty (1965, 1967) y Gebelein (1969) demostraron que el crecimiento estromatolítico actual es esencialmente diurno ya sea debido a distintas comunidades o alternando láminas ricas en depósito con láminas microbianas. Golubić (1973) y Park (1976) proponían que un crecimiento de la laminación rápido puede estar reflejando ciclos solares o lunares donde se produciría una laminación diaria. En los estudios más recientes todavía no hay un claro consenso. Las parejas de láminas pueden formarse en menos de unos pocos meses (Jones, 1981; Gradzinski, 2010; Arenas y Jones, 2017), representar variaciones estacionales o anuales (Kano et al., 2007; Gradzinski, 2010) o plurianuales (Petryshyn et al., 2012).

Todas estas aproximaciones en el estudio de estromatolitos lacustres permiten una caracterización de las condiciones en las que se desarrollaron los estromatolitos. Por ello, en la Sierra de Alcubierre se ha abordado el estudio de los estromatolitos desde un punto de vista sedimentológico (facies asociadas, morfologías externas y formas de crecimiento interno de los estromatolitos) para obtener información sobre las condiciones de depósito en las que se formaron. Se han realizado estudios texturales y geoquímicos para conocer la naturaleza de las láminas a distintas escalas y los posibles factores climáticos que influirían en su desarrollo, así como inferir un significado temporal. Finalmente, se ha realizado un estudio de ciclicidad de la laminación, tanto para aclarar significado temporal de las parejas de láminas en sistemas lacustres, como para obtener información sobre los posibles fenómenos atmosféricos que podrían influir en el crecimiento estromatolítico.

CAPÍTULO 3. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE

3.1 INTRODUCCIÓN.....	57
3.2 ESTRATIGRAFÍA.....	57
3.2.1 DATOS CRONOLÓGICOS.....	61
3.3 SEDIMENTOLOGÍA.....	63
3.3.1 FACIES CARBONATADAS.....	65
3.3.2 FACIES SULFATADAS.....	71
3.3.3 FACIES SILICICLÁSTICAS.....	74
3.3.4 ASOCIACIONES DE FACIES.....	75
3.4 COMPOSICIÓN ISÓTOPICA DE CARBONO Y OXÍGENO DE LAS DISTINTAS FACIES Y SECUENCIAS DE FACIES.....	77
3.4.1 ANÁLISIS DE ISOTOPOS ESTABLES EN DISTINTAS FACIES DE CARBONATOS.....	77
3.4.2 ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES EN SECUENCIAS TIPO.....	79
3.4.3 EVOLUCIÓN ISOTÓPICA A LO LARGO DEL TIEMPO.....	81
3.5 MODELO DE FACIES LACUSTRE.....	82

Capítulo 3. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE

3.1 Introducción

La Sierra de Alcubierre (Fig. 3.1) ha sido objeto de varios trabajos en los que se han aplicado distintas disciplinas: estratigrafía, sedimentología, análisis de cuencas, mineralogía, geoquímica de isótopos estables, magnetoestratigrafía y cicloestratigrafía (Arenas, 1993; Arenas et al., 1997; Arenas y Pardo, 1999, 2000; Pérez-Rivarés et al., 2002; Agustí et al., 2011; Pérez Rivarés, 2016). El propósito de este capítulo es proporcionar la información necesaria para conocer el contexto en el que se formaron los estromatolitos objeto de estudio:

- En primer lugar, el contexto estratigráfico, como base para comprender la distribución espacial y temporal del conjunto de las facies, y en particular de las microbialitas. Relacionado con lo anterior, los datos obtenidos a partir de distintas metodologías y técnicas aplicadas para datar el registro sedimentario: paleontológicas, magnetoestratigráficas y radiométricas.
- Las condiciones ambientales de depósito, partiendo de las características de las diversas facies y sus asociaciones en secuencias, y su significado referido a la dinámica lacustre (i.e., procesos sedimentarios y modelos de facies propuestos).
- Los datos disponibles sobre isótopos estables en carbonatos de las distintas facies y secuencias de facies, como herramientas para conocer algunas características ambientales (condiciones de depósito y climáticas), y la evolución del sistema lacustre a diversas escalas.

3.2 Estratigrafía

Litoestratigráficamente, en la Sierra de Alcubierre se reconocen tres formaciones: Sariñena, Alcubierre y Zaragoza (Quirantes, 1978) (Fig. 3.1). La Formación Sariñena se compone de depósitos lutíticos que engloban cuerpos de areniscas con forma de canales o mantos y estratos tabulares de caliza (Arenas et al., 1997). La Formación Alcubierre está formada por calizas y margas, y algunas intercalaciones de lutitas y areniscas. La parte superior de la formación en la Sierra de Alcubierre incluye una intercalación evaporítica, formada por yesos y margas, denominada Miembro Perdiguera (Arenas y Pardo, 1991; Arenas, 1993). La Formación Zaragoza está compuesta por depósitos evaporíticos (fundamentalmente yesos) y margas grises y verdes con intercalaciones de calizas y dolomías (Arenas, 1993). Todas estas formaciones, relacionadas lateral y verticalmente

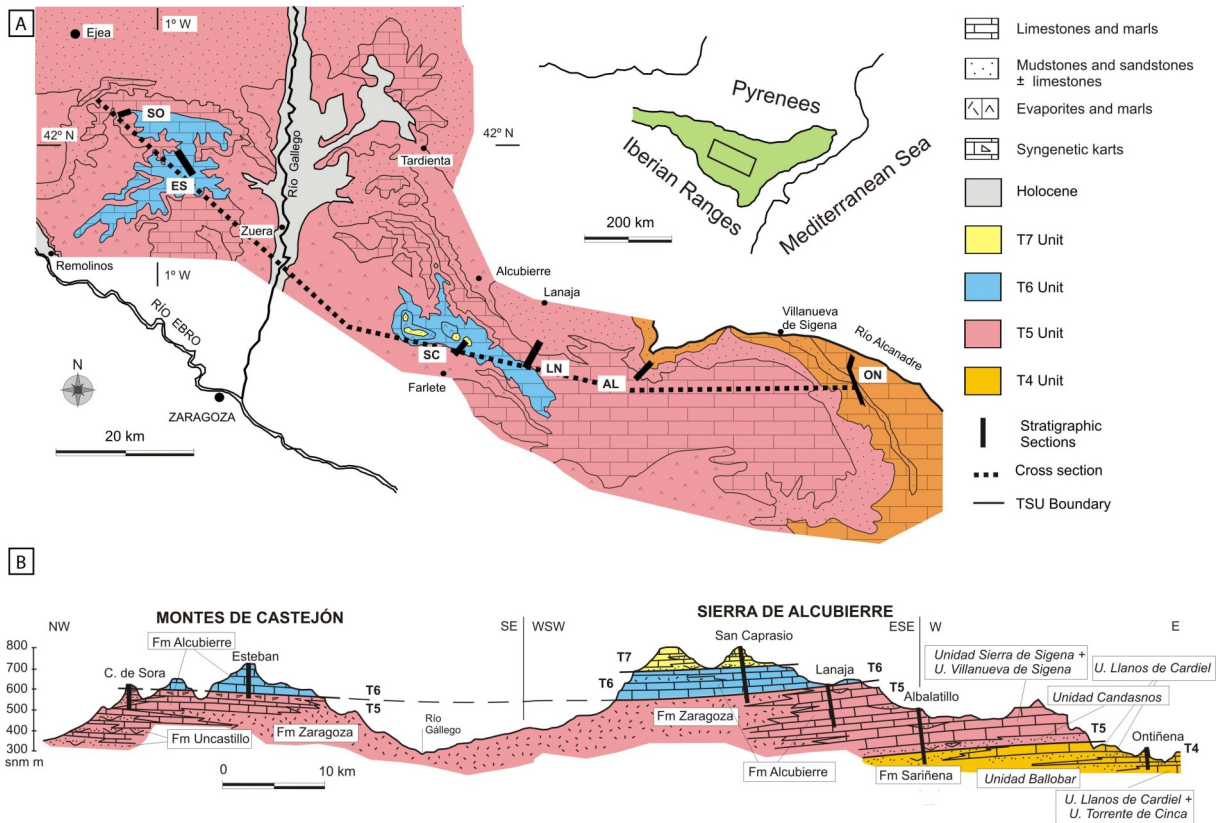


Figura 3.1. A: Mapa geológico de la Sierra de Alcubierre y los Montes de Castejón (al este y oeste del río Gállego, respectivamente), modificado por Pérez Rivarés (2016) a partir de Arenas (1993) y Luzón (2001). B: Corte geológico E-O de la Sierra de Alcubierre y NO-SE de los Montes de Castejón. De Pérez-Rivarés et al. (2018), basado en Arenas (1993).

(Figs. 3.1 y 3.2), se distribuyen dentro de las Unidades Tectosedimentarias (UTS) T4 a T7, descritas por Arenas (1993) y Luzón (1994, 2001) en este sector de la Cuenca del Ebro. Las UTS reconocidas en la Sierra de Alcubierre están caracterizadas por cambios en la evolución secuencial o cambios bruscos en el tamaño de grano o litología, ambos debidos a cambios en la actividad tectónica o a cambios climáticos.

El registro sedimentario de la Sierra de Alcubierre está dividido en tres unidades tectosedimentarias: T5, T6 y T7. Por debajo de ellas está la unidad T4, que sólo aflora en las estribaciones norte y este de la Sierra de Alcubierre, a lo largo del río Alcanadre (Fig. 3.1). Allí está constituida por margas, calizas, lutitas y areniscas que pasan lateralmente hacia el oeste a facies de carbonatos y evaporíticas (Arenas et al., 1999b).

El límite T4/T5 se reconoce, en las partes centrales de la cuenca, por el cambio de tendencia granocreciente a granodecreciente en la evolución vertical de las sucesiones.

La unidad T5 (Ramblense- Aragoniense inferior) se extiende por toda la Sierra, en la base y las estribaciones de la misma. Está constituida por calizas y margas, con escasas intercalaciones de

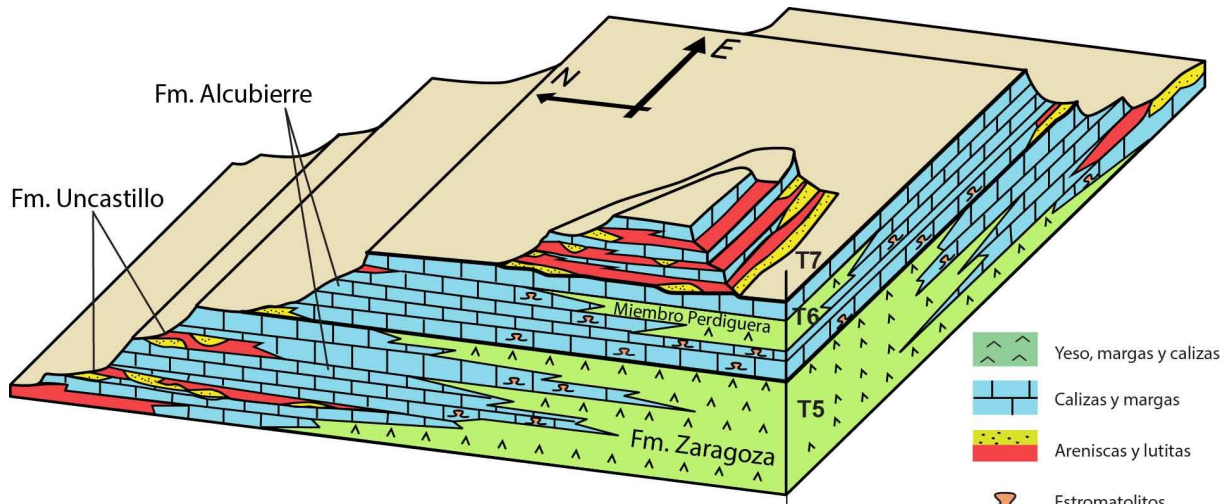


Figura 3.2. Bloque diagrama general de la Sierra de Alcubierre que ilustra, de modo aproximado, la relación entre las UTS y las unidades litoestratigráficas. Tomado de Arenas et al. (1997).

lutitas y areniscas, de la Formación Alcubierre (Fig. 3.1 y 3.3). Hacia el sur, estos materiales pasan lateralmente a yesos y margas con intercalaciones de calizas de la Formación Zaragoza (Fig. 3.1 y 3.2). La abundancia de los depósitos sulfatados de esta unidad representa un periodo de intensa evaporación. En el norte de la Sierra de Alcubierre el espesor de esta unidad se estimó en un máximo de 450 m (Arenas, 1993; Pérez-Rivarés et al., 2018).

El límite T5/T6 se caracteriza, en el área de estudio y en otros sectores del centro de la cuenca, por un cambio litológico neto de depósitos de sulfatos, correspondientes a T5, a depósitos de carbonatos de T6 (Fig. 3.2). Esto es visible en la zona sur de la sierra, mientras que en las zonas norte y este el límite aparece dentro de una sucesión de calizas (Fig. 3.2 y 3.3).

La unidad T6 (Aragoniense inferior y medio) conforma los relieves tabulares altos de la zona central de la Cuenca del Ebro (Fig. 3.1 y 3.2). En la Sierra de Alcubierre dominan las calizas y margas, con pequeñas intercalaciones de depósitos siliciclásticos (Formación Alcubierre) (Fig. 3.1). Los cambios laterales más importantes corresponden a una cuña de margas y yesos en el sector oeste de la sierra (Miembro Perdiguera; Arenas y Pardo, 1991). Los depósitos de carbonatos representan la mayor expansión lacustre respecto a las unidades inferiores. Presenta un espesor máximo de 116 m (Arenas, 1993; Pérez-Rivarés et al., 2018).

El límite T6/T7, en la Sierra de Alcubierre, se caracteriza por el cambio brusco de sedimentos de carbonatos lacustres del final de la unidad T6 a siliciclásticos fluviales (lutitas y areniscas) de T7 (Fig. 3.2 y 3.3).

La unidad T7 (Aragoniense medio- Aragoniense superior) está presente en la parte mas alta de la sierra y consta principalmente de lutitas, areniscas, margas y calizas en distintas proporciones.

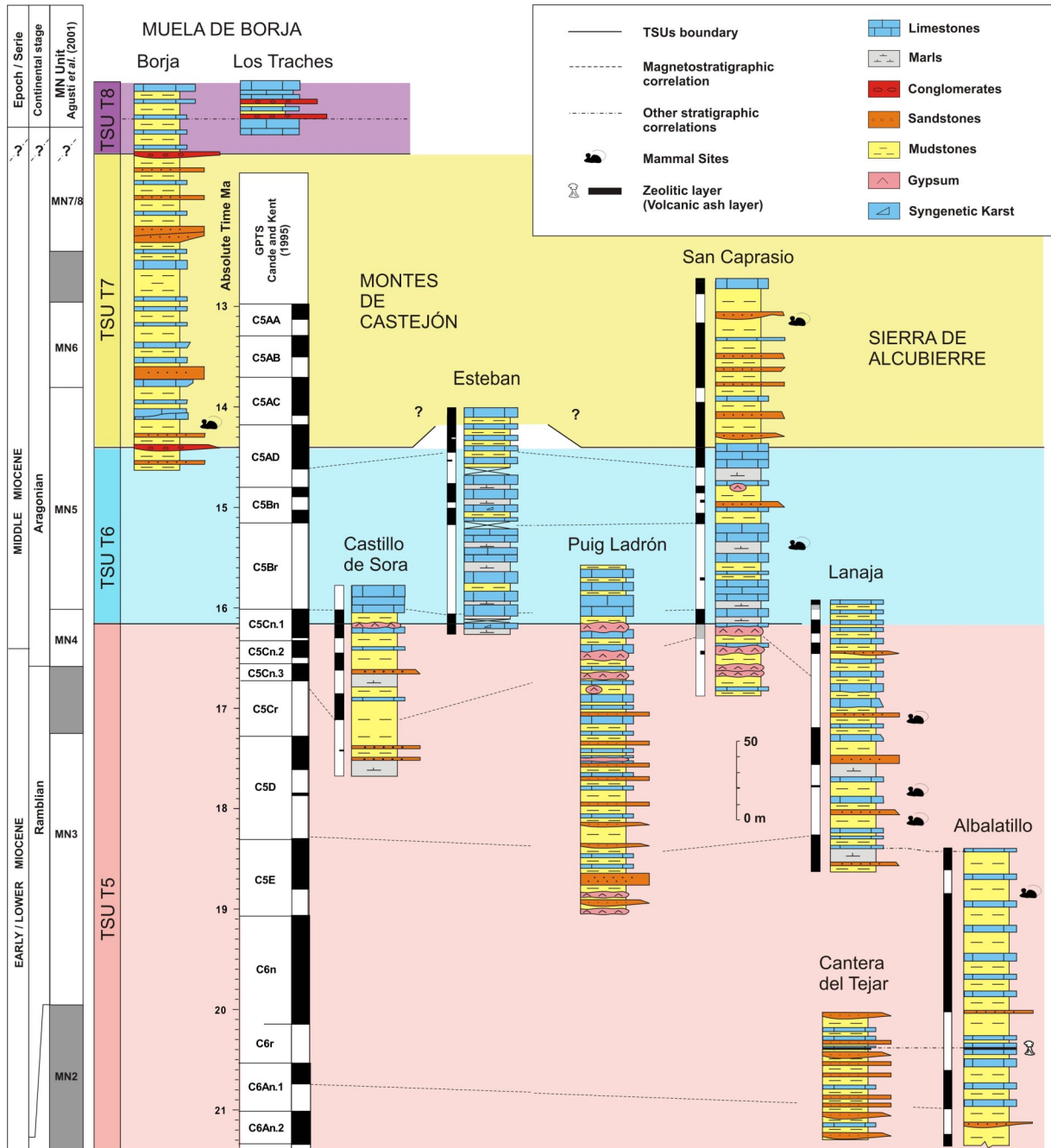


Figura 3.3. Correlación estratigráfica y magnetoestratigráfica de algunas de las columnas de la Sierra de Alcubierre y de los sectores próximos de la Muela de Borja y los Montes de Castejón. Modificado de Arenas et al. (2007a) y basado en Pérez Rivarés (2016).

Los depósitos detríticos de la unidad T7 representan una progradación de los sistemas fluviales provenientes del norte (Arenas y Pardo, 1999). En el área de estudio la unidad no está completa; se conservan hasta 108 m en la columna de San Caprasio, que corresponden a la parte inferior de la unidad (Fig. 3.1). Esa porción tiene una evolución vertical granodecreciente. La unidad T7 está completa en el sector Borja-Tarazona (Fig. 3.3), donde alcanza 215 m de potencia (Pérez-Rivarés et al., 2018).

3.2.1 Datos cronológicos

La datación de los materiales de la Sierra de Alcubierre se realizó inicialmente por medio de la correlación estratigráfica con otras zonas de la cuenca que disponían de datos paleontológicos (Arenas, 1993), así como por la presencia de escasos yacimientos paleontológicos en la propia sierra (Fig. 3.4). Más adelante, los análisis magnetoestratigráficos y radiométricos obtenidos en diversos trabajos realizados en la sierra o en otras zonas del sector central de la cuenca proporcionaron edades absolutas al registro sedimentario (Fig. 3.3). En el apartado 1.6.2 (*Paleontología, magnetoestratigrafía y datos radiométricos*) se incluyen varios yacimientos del sector central de la Cuenca del Ebro que han contribuido a la datación de las unidades tectosedimentarias reconocidas en la sierra (ver Pérez Rivarés, 2016).

En la figura 3.4 se sitúan los principales yacimientos paleontológicos estudiados en la Sierra de Alcubierre y su entorno más próximo. En la unidad T4 se encuentran varios yacimientos del Ageniense: Valcarreta 11, 12 y 14 (Cuenca y Canudo, 1991), Torrente de Cinca 68 (Agustí et al., 1985, 1988, 1994a), Ballobar 21 (Agustí et al., 1985; 1988; 1994a), Clara 1 y Ontiñena 1 (Cuenca, 1991). Estos yacimientos fueron asignados a la unidad MN1 de Mein (1975), correlacionable con la biozona local X de Daams y Freudenthal (1981).

En la unidad T5 se encuentran los yacimientos (también del Ageniense) denominados Barranco de las Foyas (Cuenca et al., 1989, 1992b) y Paridera del Cura (Azanza et al., 1988; Cuenca et al., 1989; Aldana, 1990; Cuenca et al., 1992b). Su

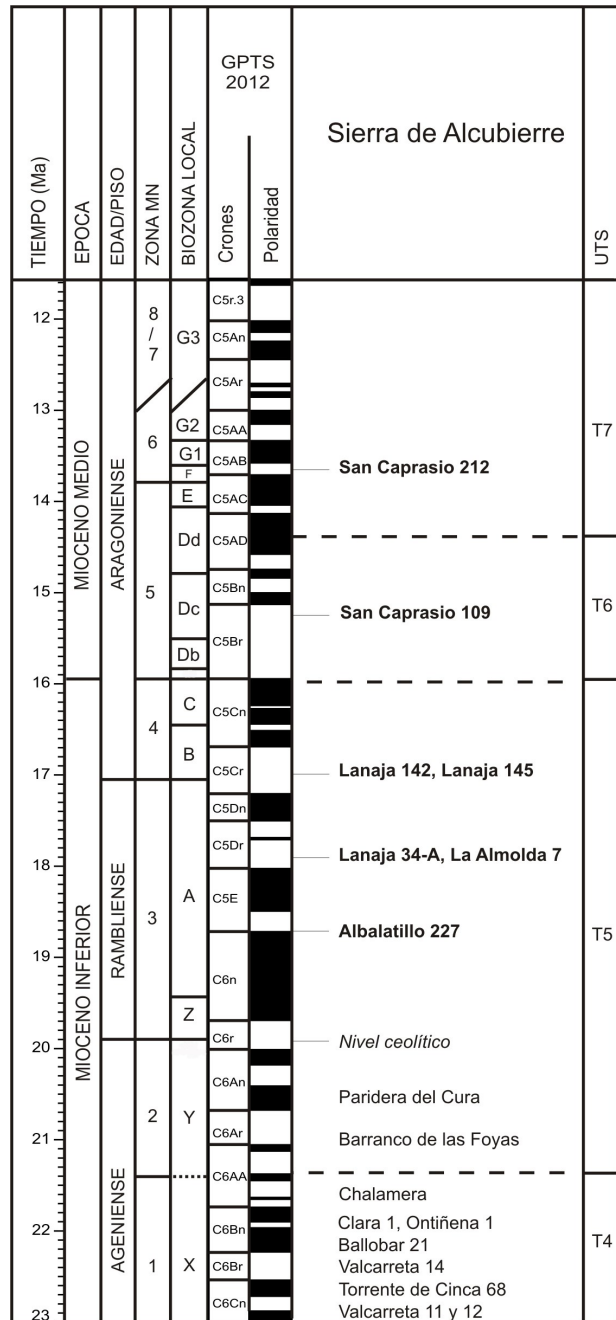


Figura 3.4. Situación bioestratigráfica de las localidades y de los principales yacimientos de la Sierra de Alcubierre. En negrita están marcados los yacimientos que se encuentran en el área de estudio de este trabajo (Agustí et al. 2011). Las líneas junto a los nombres de los yacimientos indican que están situados magnetoestratigráficamente. En tipografía regular se indican los yacimientos próximos a la sierra (Cuenca et al., 1992b). En cursiva esta indicado el nivel ceolítico datado radiométricamente (Odin et al., 1997). Modificado de Pérez Rivarés (2016).

asignación biocronológica es MN2b, correlacionado con la Biozona Y (Fig. 3.4). En el Ramblense de la Sierra de Alcubierre se encuentra el yacimiento de Albalatillo 227 (Agustí et al., 2011), situado en la Formación Sariñena. Este yacimiento fue asignado a la unidad MN3, y se correlaciona con la biozona Z (Fig. 3.4). Los yacimientos de Lanaja 34-A y La Almolda 7 se asignaron a la unidad MN3 y fueron correlacionados con la biozona A (Agustí et al., 2011); ambos yacimientos se encuentran situados en niveles carbonatados lacustres de la Formación Alcubierre. Ya en el Aragoniense, se presentan los últimos yacimientos localizados en la UTS T5 de la Sierra de Alcubierre: Lanaja 142 y Lanaja 145 (Agustí et al., 2011), ambos situados en la Formación Alcubierre. Estas localidades de mamíferos son asignadas biocronológicamente a MN4, y correlacionadas con las biozonas B y C (Fig. 3.4).

En la unidad T6, en la Sierra de Alcubierre sólo se encuentra el yacimiento SC 109 (Agustí et al., 2011), cuya asignación es del Aragoniense al Vallesiense (Fig. 3.4).

En la unidad T7 se encuentra el yacimiento de San Caprasio 212 (Fig. 3.4) (Agustí et al., 1994b). La asignación cronoestratigráfica Vallesiense (MN9) previa de este yacimiento fue posteriormente modificada, y asignada al Aragoniense, concretamente MN6 (Agustí et al., 2011).

La magnetoestratigrafía de la Sierra de Alcubierre a lo largo de aproximadamente 630 metros de sucesión estratigráfica (Pérez-Rivarés et al., 2002; Pérez-Rivarés, 2016; Pérez-Rivarés et al., 2018) ha permitido establecer la edad absoluta de los límites de las unidades y confirmar la correlación hecha anteriormente por medios estratigráficos. Los límites entre las unidades tectosedimentarias no son isócronos; en distintos puntos de la cuenca se registraron diferencias de edad de hasta 300 ka (Pérez-Rivarés et al., 2018) (Fig. 3.5).

En la vertiente norte de la Sierra de Alcubierre se localizó un nivel rico en ceolitas en varios afloramientos (p. ej., en los perfiles de Cantera del Tejar y Albalatillo; Fig. 3.3) que indican que el nivel se extiende a lo largo de varios kilómetros (Hirst, 1983; Arenas, 1993; Canudo et al., 1993; Bauluz et al., 1993; Lago et al., 1993). Diversos trabajos mineralógicos y petrológicos indicaron el origen volcánico del nivel ceolítico, en concreto rico en analcima (Lago et al., 1993; Bauluz et al., 1994; Canudo et al., 1994; Odin et al., 1997). Desde un punto de vista estratigráfico, Arenas (1993) indica su posición en la unidad T5, y hace notar que, a pesar de la proximidad de los distintos niveles ceolíticos detectados, no se puede afirmar si se trata de un único nivel o de varios muy próximos estratigráficamente. Las diferencias mineralógicas y composicionales de elementos traza entre dos de los niveles sugieren que el nivel ceolítico respondería a dos eventos volcánicos diferentes (Bauluz et al., 1994). Odin et al. (1997) dataron cristales de sanidina pura mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obteniendo una edad estimada K-Ar de $19,3 \pm 0,7$ Ma. Posteriormente, van Dam et al. (2006) realizaron una reevaluación de la datación radiométrica del nivel, situándolo en $19,7 \pm 0,3$ Ma. En la sección de Albalatillo, el estudio magnetoestratigráfico situó el nivel de ceolitas en el cron C6r (aproximadamente a 19,9 Ma; Pérez-Rivarés, 2016).

Todos estos datos han permitido datar las unidades T5, T6 y T7 en la Sierra de Alcubierre entre el piso Ageniense y el Aragoniense (Burdigaliense y Languiense), con una duración de en torno a 7,7

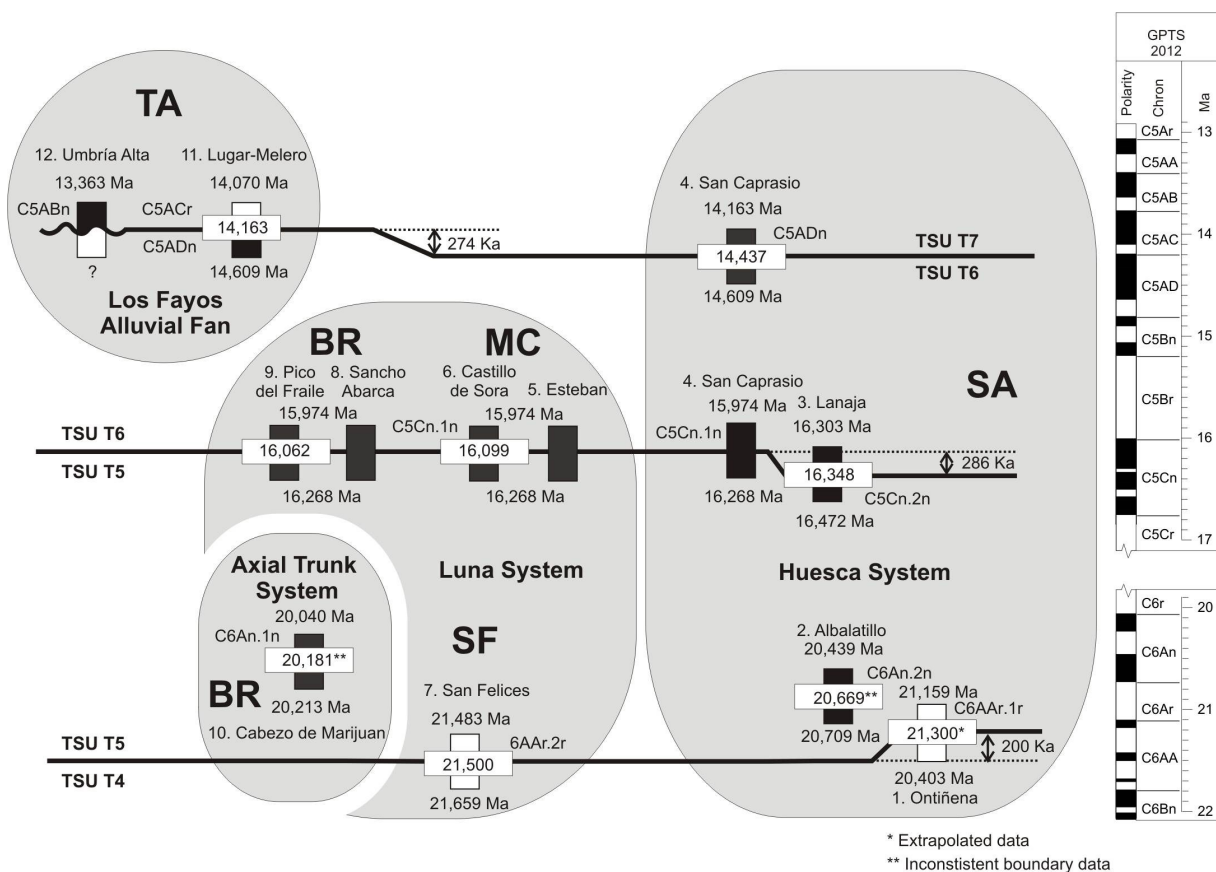


Figura 3.5. Dataciones magnetoestratigráficas de los límites de UTS reconocidos en el sector central de la Cuenca del Ebro y la diacronía detectada entre ellos. Los rectángulos blancos y negros indican que el cron que incluye los límites de UTS tiene una polaridad inversa o normal respectivamente. Área geográfica: TA, Tarazona; BR, Bardenas Reales; MC, Montes de Castejón; SA, Sierra de Alcubierre; SF, San Felices. Tomado de Pérez-Rivarés et al. (2018).

Ma, desde 21,3 hasta 13,5 Ma (Pérez Rivarés, 2016; Pérez-Rivarés et al., 2018). Las edades de los límites se han estimado en (Pérez-Rivarés et al., 2018) (Fig. 3.5):

-21,30 Ma (cron C6AAr.1r) para el límite T4/T5.

-16,34 Ma (cron C5Cn.2n) para el límite T5/T6 en la columna de Lanaja y en el cron C5Cn.1n en la columna de San Caprasio.

-14,44 Ma (cron C5ADn) para el límite T6/T7.

3.3 Sedimentología

El estudio sedimentológico más reciente en la Sierra de Alcubierre es el realizado por Arenas (1993) y Arenas y Pardo (1998), donde se aplica el análisis de facies y se proponen modelos de

sedimentación que relacionan las facies de carbonatos, sulfatadas y siliciclásticas. Las facies carbonatadas están principalmente compuestas de calcita, con menor presencia de dolomita y cuentan con menor presencia de cuarzo, feldspatos y minerales de la arcilla (*véase 5.3 Materiales analizados*). Las facies sulfatadas están formadas mayoritariamente por yeso alabastrino, principalmente en forma de nódulos, aislados o formando capas. Las facies siliciclásticas están compuestas por minerales de la arcilla (Ilita, clorita), cuarzo, feldspato potásico y plagioclasas. Las características de las distintas facies se resumen en la tabla 3.1 y tabla 3.2.

Facies sedimentarias		Textura y componentes	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Calizas bioturbadas: Lb		Mudstones y wackestones. Gasterópodos, ostrácodos y carofitas.	Bioturbación (trazas de raíces), grietas de desecación, nódulos y brechas.	Condiciones palustres. Sustrato carbonatado sometidos a variaciones del nivel freático e incluso a exposición subaérea.
Calizas masivas bioclásticas: Lm		Mudstones y wackestones. Gasterópodos, ostrácodos y carofitas.	Masivas, no laminadas. En ocasiones bioturbación débil.	Agua dulce, zonas lacustres poco profundas. Aporte de agua continuado.
Calizas laminadas: Ll	Ll.1	Micrita y dolomicrita con intercalaciones de láminas y lenticulas de mm a cm, compuestas por granos. Los granos detríticos incluyen cuarzo, intraclastos micríticos, <i>coated grains</i> (ooides), y bioclastos. Los granos de carbonato suelen formar láminas mm a cm de <i>packstones</i> y en ocasiones <i>rudstones</i> . Los granos silíceos constituyen láminas y lenticulas de limos y de areniscas de grano fino a grueso.	Estratificación wavy o lenticular.	Acción de oleaje durante condiciones de buen tiempo, por encima del nivel de oleaje tormenta.
	Ll.2		Estratificación cruzada hummocky.	Acción dominante de oleaje de tormentas por debajo del nivel de oleaje de buen tiempo.
	Ll.3		Laminación paralela.	Flujos de agua no confinados costeros o flujos de fondo similares a corrientes de turbidez.
Margas: M (Mm, MI)		Sedimento siliciclástico de tamaño de grano fino (arcillas y limos) y lodo de calcita. Gasterópodos, ostrácodos y carofitas.	Sin estructura (Mm) o con laminación horizontal o estratificación lenticular (MI).	Asentamiento de sedimentos de tamaño arcilla y limo en áreas tranquilas de los lagos, en relación con las entradas de agua.
Estromatolitos: Ls		Boundstones.	Incrustaciones planares, biohermos y biostromos (1). Estromatolitos planares, con forma de domo y estratiformes (2)	Estructuras resultantes del crecimiento microbiano en áreas lacustres someras/marginales.
Oncolitos: Lo		Rara vez, rudstones.	Oncolitos.	
Lutitas: Fg, Fo		Verdes, grises (Fg) y ocre (Fo). Sedimentos siliciclásticos (arcillas y limos). Pueden contener fragmentos vegetales carbonosos y restos de gasterópodos.	Sin estructura o con laminación horizontal.	Zonas lacustres cercanas a la costa o llanuras aluviales que rodean zonas lacustres. Depósitos locales deltaicos.

Areniscas: Sm, Sr, Sh, St	Grises, marrones, naranjas, verdes o gris-verdoso. Formadas principalmente por cuarzo y minerales de la arcilla.	Estratificación masiva (Sm), con ripples (Sr), con laminación paralela (Sh) y estratificación cruzada en surco (St).	Flujos laminados no confinados y canales de llanura aluvial próximos o dentro del lago.
Yeso nodular: Gn	Blanco, microcristalino de tipo alabastrino con textura masiva.	Nódulos, agrupados en capas o aislados con otros depósitos.	Precipitación intersticial de sulfatos en depósitos carbonatados margosos previos. Procesos de evaporación en la llanura de barros salina.
Yeso con forma de ripples, laminado y macrocristalino: Gr, Gl	Gr y Gl blanco, microcristalino de tipo alabastrino o sacaroideo.	Yeso con laminación paralela y ripples (Gr), formando capas lenticulares (Gl).	Precipitación de yeso en el lago hipersalino, a veces con oleaje.
Yeso lenticular: Glen	Blanco, en lenticulas de hasta 0,5 – 4 cm.	Cristales dispersos y puntualmente formando láminas. A menudo como pseudomorfo.	Precipitación de yeso en el agua del lago e intersticial en el sedimento.
Yeso macrocristalino: Gmac	Gris translúcido macrocristalino.	Tabulares masivos.	Posible reemplazamiento de otras formas de yeso.
Halita (H)	Blanca, cristales cúbicos y en chevron, incluso tolva.	En capas tabulares.	Precipitación en salinas someras e intersticialmente en las llanuras de barro salinas.

Tabla 3.1. Facies sedimentarias con sus características texturales y estructurales y la interpretación sedimentológica en la Sierra de Alcubierre (Arenas et al., 1997, 2007a). (1) Según Arenas et al., (1993) (2) Según Martín-Bello et al., (2019a).

3.3.1 Facies carbonatadas

En el área de la Sierra de Alcubierre, Arenas (1993) describió diversas facies de carbonatos: margas (M), calizas y dolomías laminadas (LI), estromatolitos (Ls), oncolitos (Lo), calizas masivas (Lm) y calizas bioturbadas (Lb) (Tabla 3.1).

Las facies de **margas (M)** (Fig. 3.6 y 3.7A y B) presentan tonos grises y verdes formando capas tabulares. La composición mineralógica es principalmente de calcita, minerales de la arcilla (ilita y clorita). Pueden carecer de estructuras o mostrar laminación paralela e incluso, en ocasiones, contienen láminas y lenticulas de arenisca. Las margas masivas forman estratos que presentan espesores de pocos centímetros a metros (2 cm a 4 m). Las margas laminadas forman niveles cuya potencia varía entre pocos centímetros y 2 m. Los niveles margosos pueden mostrar evolución granodecreciente o granocreciente. En algunos casos estas evoluciones culminan con un termino arenoso que a veces incluye lenticulas de material lutítico o margoso, dando lugar a estratificación *flaser*. En ocasiones aparecen fragmentos de gasterópodos, ostrácodos, carofitas y restos vegetales transportados. Tanto en las margas sin estructura interna como en las laminadas, pueden encontrarse acumulaciones de fragmentos carbonosos en niveles de color casi negro, de pocos milímetros a 3 cm de espesor. Las margas representan sedimentación, en su mayor parte *offshore*,

como consecuencia de la entrada de agua en el lago que contiene sedimento detrítico fino. Las facies de margas se han producido principalmente por procesos de decantación. Las margas masivas corresponderían a zonas internas o marginales del lago alejadas de la influencia directa de aportes de terrígenos, en donde podrían vivir diversos organismos, que en parte producirían remoción del fondo. Las margas laminadas con intervalos detríticos, estarían relacionadas con mayor afluencia de terrígenos. En ocasiones, las margas pueden presentar grietas de desecación, lo que revela periodos de exposición subaérea (Fig. 3.6) (p. ej., Newton, 1994).



Figura 3.6. Detalle de aspecto en campo de margas con grietas de desecación rellenas por arenas.

Las facies de **calizas laminadas (LI)** (Fig. 3.8A, B, D y E, y Fig. 3.9A y B) son de color beige, amarillo, blanco y gris claro. Están formadas por calizas y calizas margosas, así como dolomías, que se disponen en estratos tabulares o lenticulares de pocos centímetros a 1 m de potencia. La composición mineralógica consiste en calcita con pequeñas proporciones de minerales de la arcilla (ilita y esmectita; 0-15%) y cuarzo (0-15%). En ocasiones presentan en torno al 80% de dolomita en su composición y, en muy raros casos, hasta un 20% de aragonito. En general no presentan bioturbación o fósiles. A veces contienen trazas verticales irregulares (como tubos) rellenas de sedimento detrítico del entorno, que pueden atribuirse a bioturbación por insectos; en otros casos, las trazas tienen extensión horizontal de varios cm o dm, en forma de “diques” y pueden atribuirse a fracturas relacionadas con fenómenos sísmicos (p. ej., Lafuente et al., 2008).

La laminación se caracteriza por la alternancia de niveles finos con granos detríticos, de tamaño limo o arena, e intervalos ricos en micrita. Ambos intervalos presentan potencia milimétrica a centimétrica o más raramente decimétrica (p. ej., Gierlowsky-Kordesch, 2010).

Los niveles detríticos consisten en láminas y lentículas, de espesor milimétrico a centimétrico y extensión lateral muy variable (habitualmente de milímetros a varios decímetros, ocasionalmente de mayor espesor) (Fig. 3.7A). Incluyen granos de cuarzo de tamaño submilimétrico a milimétrico y/o bioclastos (fragmentos de talos de carofitas, ostrácodos y gasterópodos), intraclastos (incluyendo fragmentos de estromatolitos) y ooides (Fig. 3.7B y C). La proporción de granos silíceos o granos carbonatados varía. En el caso en el que los niveles detríticos estén formados por granos carbonatados pueden estar formando packstones y rudstones, con matriz micrítica, y presencia esporádica de cemento intersticial. Los niveles detríticos tienen un contacto basal neto erosivo (Fig. 3.7D), plano o ligeramente cóncavo, sobre el cual se disponen los granos. A menudo se observa granoselección positiva y/o una disminución progresiva en la cantidad de granos, pasando gradualmente del nivel detrítico al nivel micrítico suprayacente.

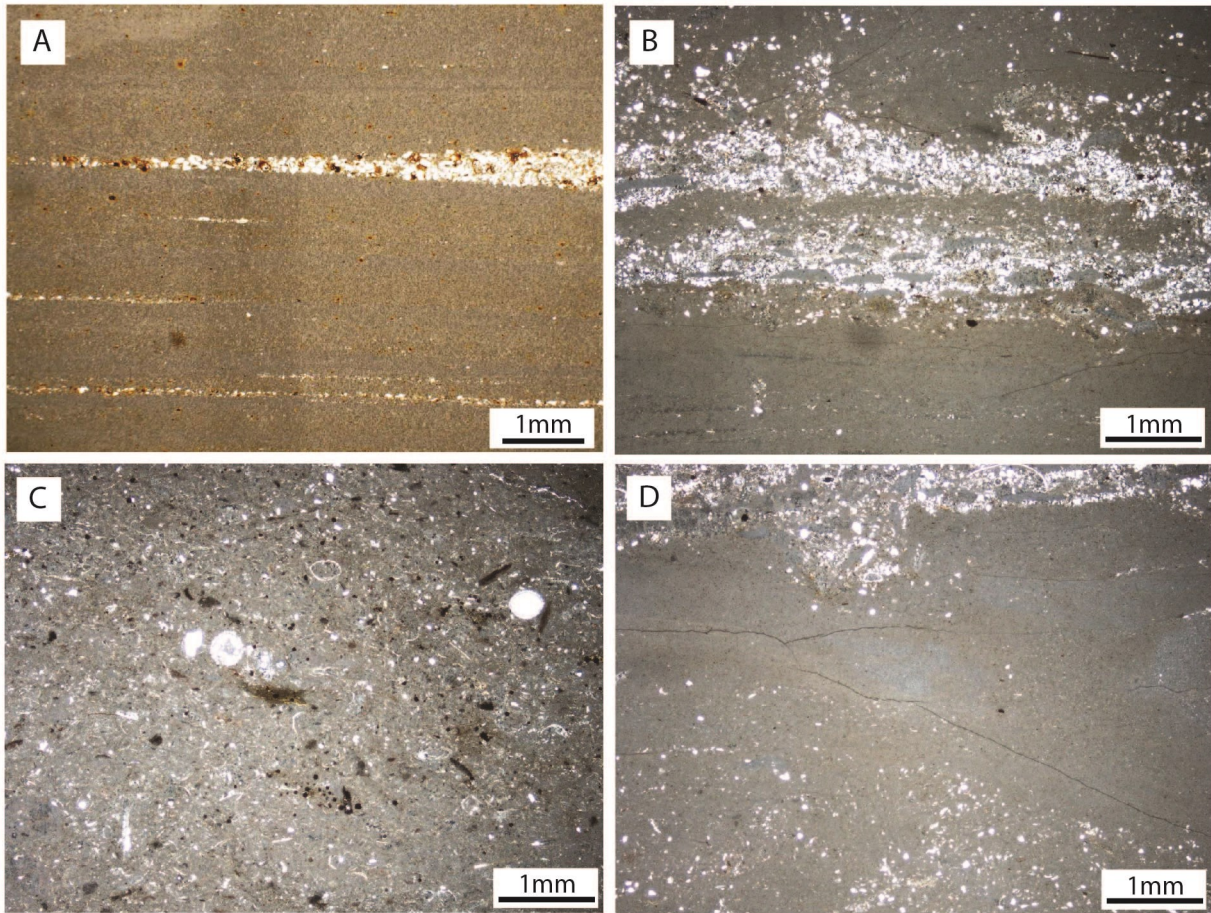


Figura 3.7. Fotos de calizas laminadas en microscopio óptico. A) Intervalos micríticos y detríticos siliciclásticos alternando. Los intervalos detríticos muestran poca continuidad lateral. B) Alternancia de intervalos micríticos con *wackestone-packstone* de intraclastos y granos siliciclásticos. C) Nivel micrítico *wackestone* que forma parte de una caliza laminada. Se observan ostrácodos y carofitas entre otros intraclastos. D) Nivel micrítico sobre el que se observa un contacto neto erosivo sobre el que se deposita un *wackestone-packstone* de intraclastos y granos siliciclásticos.

Los niveles micríticos son dominantes en el conjunto de la facies, variando entre espesor submilimétrico, milimétrico y centimétrico, con extensión lateral mayor que la de los detríticos con los que se asocian (Fig. 3.7A). Los intervalos micríticos son principalmente *mudstones*, aunque también pueden ser *wackestones*, que contienen el mismo tipo de granos que los presentes en la fracción detrítica infrayacente (Fig. 3.7B y C).

Esta facies puede contener yeso, tanto en forma de nódulos milimétricos a decimétricos, como en forma de cristales o moldes de cristales lenticulares, en ambos casos dispersos. Asimismo, también contiene sílex, bien en nódulos dispersos de tamaño milimétrico o de hasta unos pocos centímetros, bien en láminas de unos pocos milímetros de espesor; las láminas de sílex son paralelas a la laminación.

Se diferencian tres subfacies de calizas laminadas según las estructuras sedimentarias que presentan: calizas laminadas con estratificación lenticular o *wavy* (LI.1), calizas laminadas con estratificación cruzada *hummocky* (LI.2) y calizas laminadas con laminación paralela (LI.3).

Las **calizas laminadas con estratificación lenticular o *wavy* (LI.1)** (Fig. 3.8B y Fig.3.9A) se presentan en estratos tabulares centimétricos a decimétricos, donde se observan intervalos detríticos de hasta 4-5 cm e intervalos micríticos de potencia milimétrica a centimétrica (2-3 cm). Los intervalos detríticos se disponen en niveles tabulares y lenticulares y también forman ripples (sin estructura interna reconocible), constituyendo estratificación lenticular o *wavy*; están compuestos principalmente por intraclastos, bioclastos, ooides y granos de cuarzo (0,1 a 1 mm). En muchos casos dominan los componentes de carbonato (Arenas, 1993).

Las **calizas laminadas con estratificación cruzada *hummocky* (LI.2)** (Fig. 3.8B y E) se encuentran en niveles tabulares de 0,1 a 1 m de espesor. La fracción detrítica de las láminas varía entre tamaños de grano fino a medio, en ocasiones grueso, con presencia de clastos de carbonato y principalmente de granos silíceos. Existen variaciones de espesor de las láminas según pasan de un relieve cóncavo a convexo. La estructura consiste en una sucesión de relieves convexos, denominados *hummocks*, y cóncavos, denominados *swales*, con longitud de onda decimétrica a métrica y altura decimétrica. Estas estructuras se corresponden con estratificación cruzada *hummocky* (*Hummocky Cross Stratification*, HCS), aunque en ocasiones los *hummocks* son solo visibles en un plano de observación, mientras que en el plano perpendicular aparecen como superficies menos inclinadas (Dumas y Arnott, 2006).

Una característica de esta subfacies es la presencia de superficies erosivas como acanaladuras (*scours*, *gutter casts*), de anchura y altura decimétricas, que pueden aparecer en la base o dentro de los intervalos de las calizas laminadas con estratificación cruzada *hummocky*, y pueden estar rellenos por sedimento detrítico. Es interesante resaltar que, en ocasiones, estas superficies de erosión se encuentran tapizadas por estromatolitos.

Las facies de **calizas laminadas con laminación paralela (LI.3)** (Fig. 3.8A y D y Fig.3.9B) se reconocen en estratos de geometría tabular, con espesor centimétrico a 1 m y continuidad lateral métrica a decamétrica de las láminas. La laminación se presenta como una alternancia de niveles detríticos de tamaño limo, principalmente extraclastos, y niveles de micrita, ambos de espesor milimétrico. A escala microscópica los intervalos micríticos, de tonalidades grises y marrón claro, son *mudstone* a *wackestone* con presencia de granos de cuarzo, intraclastos y bioclastos. Los intervalos micríticos están separados entre sí mediante límites netos. Los intervalos detríticos, de color marrón oscuro, rojizo y anaranjado, están formados por granos de cuarzo, intraclastos y bioclastos (oogonios, fragmentos de tallos de carofitas, ostrácodos, gasterópodos, ooides y fragmentos de estromatolitos). En ocasiones presentan predominancia de granos de carbonato o mezcla de granos silíceos y de carbonato .

Esta subfacies puede contener láminas milimétricas de sílex, de color gris claro, paralelas a la laminación, y nódulos de sílex de tamaño decimétrico.

Las calizas laminadas son un registro cíclico de las variaciones en la cantidad de sedimentos detríticos, que llegan como depósitos externos a la cuenca, y de las condiciones hidrodinámicas en las áreas lacustres (Arenas, 1993). Así pues, el inicio de cada intervalo detrítico supone la entrada de sedimentos nuevos y/o a la remoción del sedimento preexistente, con la consiguiente interrupción de la sedimentación de lodo micrítico. Las distintas subfacies de las calizas laminadas se forman en función de su posición en el sistema lacustre y el distinto nivel de energía del medio. Así, las calizas laminadas con estratificación lenticular o wavy se forman en zonas someras afectadas por oleaje; en la zona de rompiente, se produciría la remoción y fragmentación de los depósitos previos, produciendo los tamaños de grano más gruesos de las tres subfacies (p. ej., Gierlowski-Kordesch, 2010). Las calizas laminadas con estratificación cruzada *hummocky*, que también pueden presentar tamaño de grano grueso en las láminas detríticas, revelan una mayor energía en el medio al estar relacionadas con situaciones de oleaje de tormenta y corrientes unidireccionales (Duke, 1985; Dumas y Arnott, 2006). Las calizas laminadas con laminación paralela muestran los tamaños de grano menores, formándose bien en zonas alejadas de la orilla, como resultado de flujos de fondo en offshore en relación con corrientes de retorno de las tormentas, bien en zonas someras en relación con la entrada de flujos de agua laminares (Eckman et al., 2008). En cualquiera de las subfacies, los intervalos micríticos representan los momentos de menor energía durante los cuales se reanudan las condiciones normales de formación de carbonato (Arenas, 1993).

Los **estromatolitos (Ls)** (Fig. 3.8B y D y Fig. 3.9A) están formados principalmente de calcita de tonos blanquecinos grises y marrón claro y, en menor proporción, de dolomita (0-45%). Presentan espesores variables: centimétricos en los niveles denominados “incrustaciones” (Arenas, 1993; Arenas y Pardo, 1999), de hasta 40 cm de espesor y una extensión lateral similar en los “biohermos”, y de 30 a 40 cm de espesor y extensión lateral de 20 m en el caso de los “biostromos” (Arenas et al., 1993). Los términos “incrustaciones”, “biohermos” y “biostromos” son los que usaron esos autores, pero que, como se verá en el Capítulo 4, se han sustituido por otros más apropiados. Los diversos tipos morfológicos se encuentran relacionados con las calizas laminadas, en especial las subfacies Ll.1 y Ll.2) y pueden contener nódulos de yeso. En ocasiones aparecen recubriendo superficies de erosión dentro de las calizas laminadas y también sobre superficies que han tenido exposición subaérea (p. ej., sobre calizas bioturbadas). Todos estos rasgos se describen en profundidad en el Capítulo 4.

La presencia de **oncolitos (Lo)** es muy escasa en el área estudiada. Presentan dimensiones de entre 3 y 6 cm de diámetro; tienen secciones circulares, oblongas y elípticas (Arenas, 1993).

Las **calizas masivas (Lm)** (Fig. 3.8C), comúnmente bioclásticas, incluyen calizas y calizas margosas de tonos grises, beige y blancos. Se presentan en estratos tabulares de espesor centimétrico a decimétrico. Están formadas principalmente por calcita (90-99%), con escaso contenido en cuarzo (0-20%), minerales de la arcilla (ilita y clorita; 0-5%) y dolomita (1-2%). Se trata

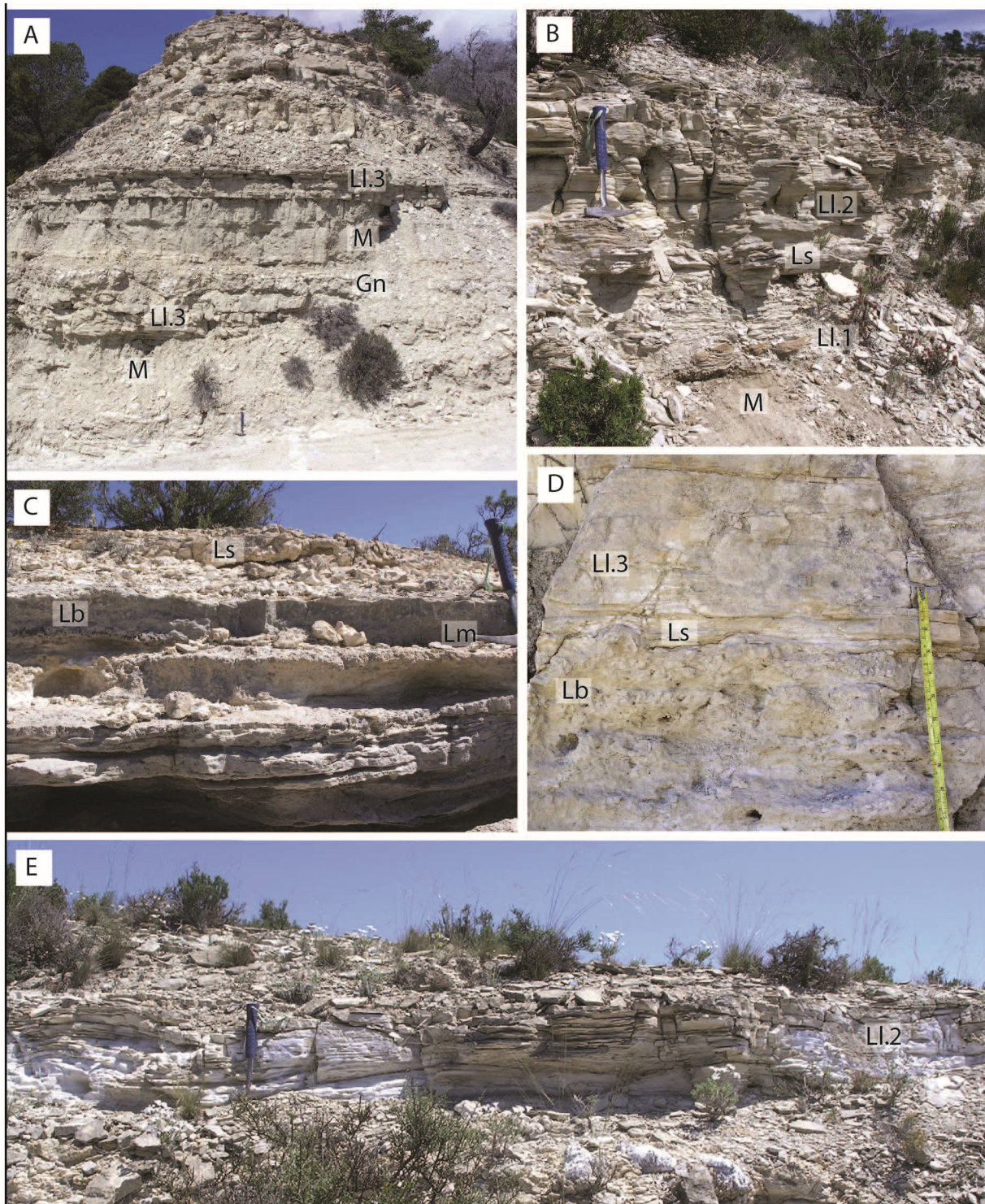


Figura 3.8. Aspecto en el campo de varias facies carbonatadas de la unidad T6. A) Sucesión de margas (M), calizas laminadas con laminación paralela (LI.3), yeso (Gn), margas y calizas laminadas con laminación paralela. B) Sucesión de margas (M), calizas laminadas con estratificación lenticular o wavy (LI.1), estromatolitos (Ls) y calizas laminadas con estratificación cruzada hummocky (LI.2). C) Alternancia de calizas masivas y bioturbadas con estromatolitos a techo. D) Sucesión de calizas bioturbadas (Lb), estromatolitos (Ls) y calizas laminadas con laminación paralela (LI.3). E) Calizas laminadas con estratificación cruzada hummocky (LI.2).

de *mudstones* y *wackestones* con gasterópodos, fragmentos de talos de carofitas, ostrácodos, intraclastos y ooides (Arenas, 1993). En general, no presentan estructuras sedimentarias internas, pero puede reconocerse una laminación horizontal incipiente o tenue. La presencia de bioturbación por raíces es muy escasa. Estas facies representan una sedimentación en zonas someras del lago con alta productividad biológica, por lo que se interpretan como depósitos de origen biogénico formados durante periodos de aporte permanente de agua, o en zonas con nivel de agua permanente (p. ej., Platt, 1989; Freydet y Verrecchia, 2002; Gierlowski-Kordesch, 2010).

Las **calizas bioturbadas (Lb)** (Fig. 3.8C y D) son de tonos grises y se disponen en estratos tabulares de espesor centimétrico a decimétrico. Su composición es de calcita principalmente, con menor proporción de minerales de la arcilla (0-6%) y de cuarzo (0-10%). Son *mudstones* y *wackestones* que contienen gasterópodos, ostrácodos y carofitas (talos) (Arenas, 1993). La característica principal es la bioturbación vertical por raíces. Pero en esta facies también se encuentran otros rasgos que denotan desecación. Así, aparecen grietas, superficies ferruginizadas, nodulización, brechificación y marmorización (Arenas et al., 1999b). Las facies de calizas bioturbadas son el resultado de la actuación de procesos diagenéticos-edáficos sobre un sustrato carbonatado (el de las facies Lm) sometido a repetidas variaciones del nivel freático e incluso a exposición subaerea (Arementeros y Daley, 1998; Alonso-Zarza, 2003; Alonso-Zarza y Wright, 2010).

3.3.2 Facies sulfatadas y otras sales

Las facies sulfatadas están esencialmente formadas por yeso y ocasionalmente glauberita. El yeso es principalmente microcristalino de tipo alabastrino. También se encuentra yeso sacaroideo, lenticular y macrocristalino. En la zona de estudio, Arenas (1993) describió las siguientes facies: yeso nodular (Gn), yeso laminado (Gl), yeso con ripples (Gr), yeso lenticular (Glen) y yeso macrocristalino (Gmac).

El **yeso nodular (Gn)** (Fig. 3.9A, E y F) es el más frecuente en la zona de estudio. Es de color blanco con textura masiva. Se trata de yeso microcristalino (alabastrino) que se estructura en nódulos milimétricos a decimétricos, localmente métricos. Los nódulos están formando capas continuas o discontinuas, cuyo espesor varía entre pocos centímetros y 2 m. También se disponen como nódulos dispersos en sedimento huésped como calizas laminadas, margas o estromatolitos, y en raras ocasiones en calizas bioturbadas y areniscas. La morfología de los nódulos es habitualmente esférica u ovalada, con el eje mayor paralelo a la estratificación (Arenas, 1993). El yeso nodular también puede aparecer, dentro de lutitas y margas, como relleno de fisuras o grietas, o rellenando grietas de desecación. Los yesos nodulares son resultado de la precipitación de sulfato cálcico a partir de salmueras intersticiales concentradas, mediante el proceso de bombeo evaporítico (Salvany, 1989). La precipitación inicial sería de anhidrita nodular, posteriormente transformada a yeso (p. ej., Quijada et al., 2013).

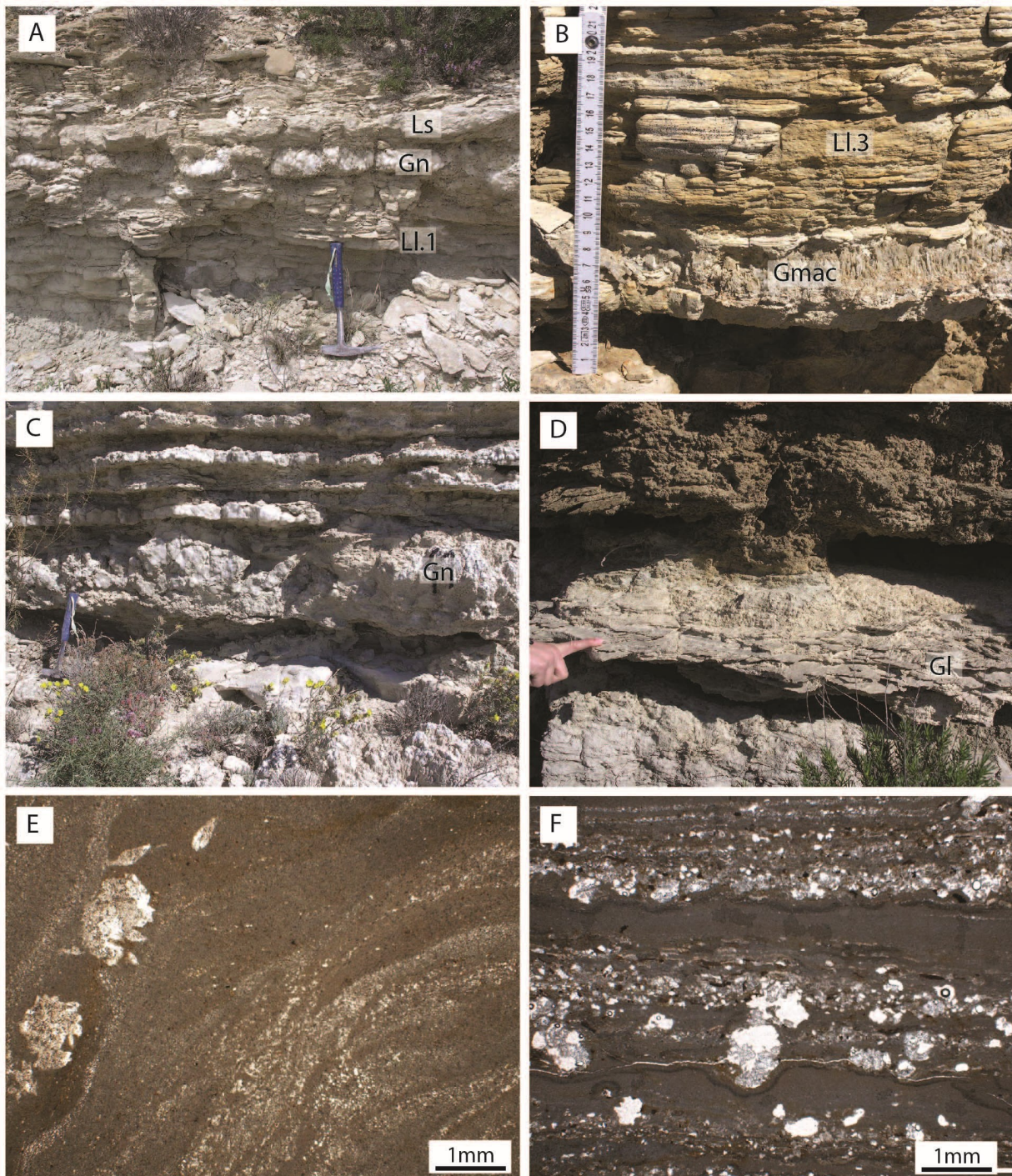


Figura 3.9. Aspecto en el campo de varias facies sulfatadas. A) Sucesión de calizas laminadas con estratificación lenticular o wavy (LI.1) seguido de yeso nodular (Gn) y estromatolitos (Ls) de la unidad T6. B) Sucesión de yeso macrocristalino (Gmac) y calizas laminadas con laminación paralela (LI.3). C) Yeso nodular alternando con margas de la unidad T6. D) Yeso laminado (GI) de la unidad T6. E) Yeso nodular en matriz micrítica con algunos cristales de yeso lenticulares. F) Yeso nodular en matriz micrítica con granos siliciclásticos formando

El **yeso laminado (GI)** (Fig. 3.9C y D) y el yeso con **ripples (Gr)**, de color blanco, forman niveles de espesor milimétrico a centimétrico, y suelen estar asociados a margas y calizas laminadas. El yeso, microcristalino y sacaroideo, se dispone en láminas o lenticulas de espesor milimétrico hasta 1

o 3 cm. Las lenticulas se suelen encontrar alineadas según la estratificación dentro de otras litologías como lutitas, margas o calizas margosas. Esta facies se forma en situaciones de precipitación subacuosa, a veces con acción de oleaje, si bien la textura final no es la original debido a los cambios texturales asociados a las variaciones del nivel lacustre (p. ej., Warren, 2006; Gibert et al., 2007).

El **yeso lenticular (Glen)** (Fig. 3.9E) es de color blanco y está formado por cristales de yeso lenticulares de hasta 4 cm de espesor. Los cristales se encuentran aislados en las calizas laminadas y margas, y a veces sólo son visibles como moldes vacíos. Dentro de las calizas también suelen disponerse agrupados en bandas de 2-3 cm de espesor paralelas a la estratificación. De forma puntual aparecen agregados de cristales lenticulares en rosetas de 4-5 cm o cristales de yeso dispuestos de manera perpendicular u oblicua a la estratificación. Las capas de yeso lenticular más continuas son el resultado de la precipitación en el fondo del lago (Ortí et al., 1986; Salvany, 1989), mientras que las “rosas del desierto” son un producto diagenético, y se forman como resultado del crecimiento intersticial de las lenticulas de yeso en el sediment (Quijada et al., 2013).

El yeso macrocristalino (Gmac) (Fig. 3.9B) consta de cristales grisáceos translúcidos, de morfología elongada, principalmente anhedrales de 1 a 15 cm de longitud. Se disponen en capas tabulares de espesor centimétrico a métrico, donde los cristales se disponen de forma desordenada. Los yesos macrocristalinos suelen formar niveles masivos asociados a yeso nodular, por lo que este podría formarse como consecuencia del reemplazamiento del yeso nodular (Arenas, 1993).

La halita (H) se presenta en cristales cúbicos y en chevron; se encuentran formando capas tabulares de espesor decimétrico (localizados en el subsuelo). Sí son comunes en afloramiento los cristales tova conservados como sulfatos o como moldes vacíos. Estos cristales tova aparecen dentro de lutitas, margas y calizas laminadas. Esta facies suele encontrarse asociada con yeso. Se

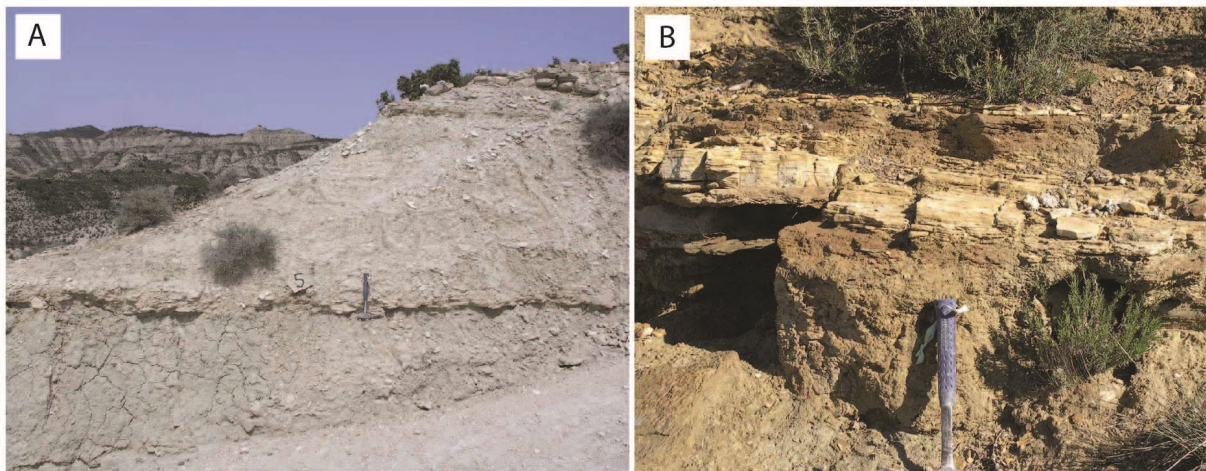


Figura 3.10. Facies siliciclásticas, aspecto en campo. A) Lutitas grises con intercalación de calizas laminadas de la unidad T6. B) Arenisca con intercalación de calizas laminadas con laminación paralela de la unidad T5.

forma como resultado de la precipitación en salinas someras e intersticialmente en las llanuras de barro salinas (Salvany, 1989; Arenas y Pardo, 1999).

3.3.3 Facies siliciclásticas

Las facies siliciclásticas que aparecen en la Sierra de Alcubierre, descritas e interpretadas por Arenas (1993), son: lutitas grises y verdes (Fg), lutitas ocre y rojas (Fo) y areniscas grises (Sm, Sh, Sr o St).

Las lutitas grises y verdes (Fg) (Fig. 3.10A) están compuestas por minerales de la arcilla (ilita y clorita), cuarzo (hasta un 40%), feldespato potásico y plagioclasas (2-5%) e incluso calcita (2-5%). Forman estratos y paquetes tabulares de potencia centimétrica a métrica, hasta un máximo de 10 m. Su extensión lateral es kilométrica. Pueden contener gasterópodos, caráceas y ostrácodos, así como fragmentos de vegetales carbonosos milimétricos o centimétricos. Pueden ser tanto masivas como laminadas. Las masivas incluyen trazas de bioturbación y/o nódulos de yeso dispersos, mientras que las laminadas muestran intercalaciones milimétricas de arenisca o arena fina en forma de láminas, así como variaciones de tonalidad de unas láminas a otras. Se forman por procesos de decantación en llanuras lutíticas y márgenes lacustres donde la sedimentación se produce bajo una lámina de agua relativamente estable que impide la oxidación. El color oscuro y el contenido en materia orgánica que presentan sugieren la existencia de condiciones reductoras. Los nódulos de yeso dispersos se formarían en periodos de intensa evaporación (desciende el nivel freático y las aguas intersticiales ascienden por capilaridad).

Las lutitas ocre y rojas (Fo) están compuestas por minerales de la arcilla (0-10%), moscovita (0-10%), cuarzo (hasta un 40%), feldespato potásico y plagioclasas (2-5%) y calcita (2-5%). Constituyen estratos y paquetes tabulares de hasta 15 m de espesor. Pueden ser tanto masivas como laminadas. En este caso las lutitas ocre y rojas, que al igual que las grises y verdes se forman por decantación en llanuras lutíticas que rodean los márgenes lacustres, están frecuentemente sometidas a oxidación. La presencia de laminación en las mismas revela el carácter episódico de la sedimentación mediante la influencia de flujos acuosos laminares de escasa energía.

Las areniscas (Sm, Sr, Sh, St) (Fig. 3.10B) son de color gris, verde u ocre y están compuestas por granos de cuarzo, minerales de la arcilla, feldespato potásico y calcita. En ocasiones cuentan con cemento de yeso, pero habitualmente la trabazón es matriz y escaso cemento calcítico. El tamaño de los granos varía entre 100µm y 1 mm. Los depósitos presentan geometrías tabulares o lenticulares (canaliformes) de espesor centimétrico a métrico. Pueden ser masivas (Sm), presentar laminación paralela u horizontal (Sh), laminación cruzada o con *ripples* (Sr), o estratificación cruzada en surco (*trough cross-stratification*; St). Los niveles tabulares de areniscas se depositarían a partir de flujos laminares de distinta intensidad, tanto en zonas adyacentes al lago como dentro del cuerpo de agua. Los cuerpos lenticulares son el resultado del depósito de flujos en canales más incididos. Se trata de cauces fluviales desarrollados en las llanuras lutíticas que bordean las áreas

lacustres. Las variaciones del nivel del lago fomentarían la incisión de los cauces fluviales y su posterior relleno. La presencia de ripples y estratificación cruzada son el resultado de la remoción por oleaje (Arenas, 1993).

3.3.4 Asociaciones de facies

Ya que las facies se relacionan lateral y verticalmente, la sucesión vertical de las facies lacustres y aluviales distales de la Sierra de Alcubierre expresa variaciones de profundidad, salinidad y energía del medio a lo largo del tiempo, que pueden deducirse del estudio de las asociaciones de facies. Arenas (1993) y Arenas y Pardo (1999) reconocieron numerosas asociaciones verticales de facies que reflejan una evolución lacustre compleja, en un contexto de sedimentación carbonatada y/o sulfatada (Fig. 3.11). Arenas (1993) y Arenas y Pardo (1999) propusieron cuatro secuencias tipo (desde 1 hasta 4 m de espesor) que registran la sucesiva superposición de subambientes en un área lacustre a lo largo del tiempo como consecuencia de las fluctuaciones del nivel de agua del lago (Fig. 3.11).

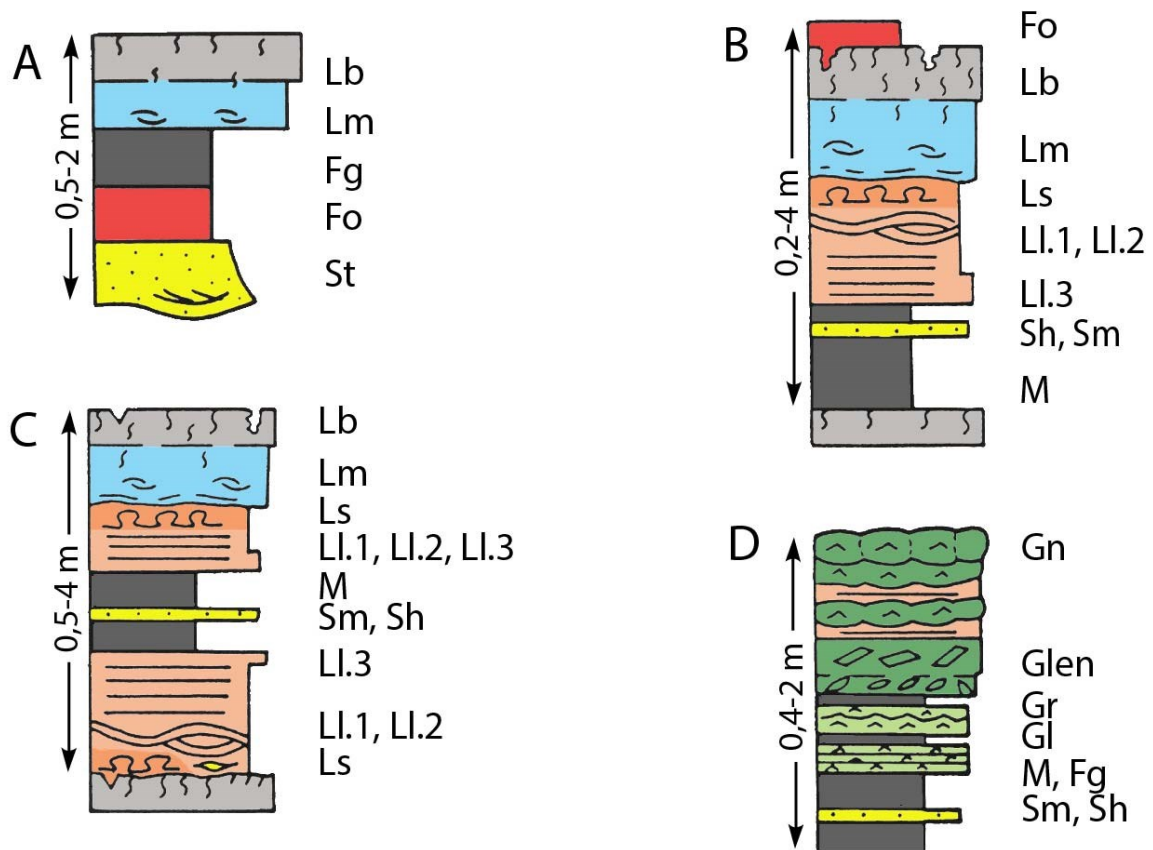


Figura 3.11. Asociaciones verticales de facies. A) Secuencia mixta de llanura aluvial-ambiente lacustre carbonatado. B) Secuencia carbonatada somerizante. C) Secuencia de somerización-profundización. D) Secuencia sulfatada de somerización. Tomado de Arenas y Pardo (1999).

Secuencia tipo A (Fig. 3.11A): asociación mixta de llanura aluvial-ambiente lacustre carbonatado. Refleja la sedimentación de la llanura aluvial distal, representada por areniscas tabulares o canalizadas (St), lutitas grises y ocre (Fg y Fo). Los canales de la base de la secuencia suponen incisiones en depósitos carbonatados previos que quedaron expuestos en situaciones de nivel bajo del lago. Las facies de carbonatos lacustres (Lm) se forman bajo un cuerpo de agua permanente, por lo que la secuencia responde a una expansión lacustre. Las facies lacustres se verían afectadas posteriormente por una disminución del nivel del lago y el desarrollo de una cubierta vegetal que produciría bioturbación de raíces en el barro carbonatado (Lb). Este tipo de secuencia no contiene estromatolitos. Es común en las unidades T5 y T7.

Secuencia tipo B (Fig. 3.11B): carbonatada, de somerización lacustre. La secuencia revela a partir de una situación muy somera (calizas bioturbadas) se produce un ascenso brusco del nivel de agua, asociado a una expansión del lago, acompañada de variaciones de salinidad y de energía. El depósito de margas (Ml y Mm) refleja una profundización inicial, resultado de una fase de recarga que incorporaría al lago aportes siliciclásticos (Sh y Sm). A continuación, debido al relleno por procesos de sedimentación y la reducción de la entrada de aportes, se produce la precipitación de calcita, representada por las calizas laminadas (Ll) y los estromatolitos (Ls). A lo largo de este proceso existen variaciones relativas de nivel y de energía, como denotan las superficies de erosión y las HCS. Sobre éstos se depositan facies bioclásticas masivas (Lm) que reflejan, de nuevo, una profundización asociada a una fase de entrada de agua y dilución. Posteriormente, la alta productividad de carbonato y la disminución del suministro de agua conducen a una somerización y al establecimiento de condiciones palustres (Lb) (p. ej., Platt, 1989; Alonso-Zarza y Wright, 2010).

Secuencia tipo C (Fig. 3.11C): carbonatada, de profundización-somerización lacustre. Esta secuencia representa un proceso de profundización progresiva (hasta las margas), seguida de un proceso de somerización. Tras la exposición subaérea representada por las calizas bioturbadas (Lb) de la base, los estromatolitos son los primeros depósitos asociados a un incremento en el nivel de agua. La sucesión de facies de estromatolitos (Ls), calizas laminadas (Ll) y margas (M) indica una profundización progresiva. Pero la presencia de HCS y superficies de erosión en las facies de calizas laminadas, en ocasiones tapizadas por estromatolitos, indica la existencia de varias fases de depósito con fluctuaciones en el nivel y la energía del lago. Las facies margosas indican la fase de mayor llegada de aportes al lago, que producen una subida del nivel lacustre. A partir de esas condiciones comienza un proceso de somerización similar al de la secuencia tipo B. La asociación de facies completa (C) se encuentra en las unidades T5 y T6, mientras la parte superior de carácter somerizante (B) se encuentra en las tres unidades (T5, T6 y T7).

Secuencia tipo D (Fig. 3.11D): evaporítica, de somerización lacustre. La secuencia representa un proceso complejo de somerización en ambiente evaporítico, con nivel del lago notablemente más bajo que en los casos anteriores. Las margas (Mm, Ml) con episodios de sedimentación arenosa (Sm, Sh) reflejan la fase de mayor dilución y expansión del cuerpo del lago, pero en unas condiciones de nivel bajo, sujeto a fuerte evaporación. En esta situación se alcanzan las condiciones de saturación apropiadas para la precipitación de yeso de grano fino dentro del lago, formando

depósitos laminares y con ripples (Gl y Gr). La presencia de margas intercaladas entre los yesos indica momentos de nuevos aportes de agua. Cuando se producen períodos largos de nivel del lago algo más alto, se puede producir la precipitación de carbonatos (Ll y Ls), a menudo de composición dolomítica. Posteriormente, la fuerte evaporación y la escasez de aportes, llevan al descenso del nivel de agua, e inducen procesos de bombeo evaporítico que dan lugar al yeso nodular (Gn) en los depósitos de margas o carbonatos, que entonces constituirían las orlas lacustres (*mud flat salino*). Los estromatolitos no son muy comunes en este tipo de secuencia, pero pueden estar asociados a los carbonatos laminados. La secuencia es típica de la unidad T5 y la base de la unidad T6, especialmente en el sur de la Sierra de Alcubierre.

3.4 Composición isotópica de carbono y oxígeno de las distintas facies y secuencias de facies

3.4.1 Análisis de isótopos estables en distintas facies de carbonatos

Las interpretaciones sedimentológicas deducidas del análisis de las asociaciones de facies de la Sierra de Alcubierre fueron secundadas por los valores isotópicos de los carbonatos (Arenas et al., 1997). Arenas (1993) y Arenas et al. (1997) realizaron estudios de la composición isotópica de C y O en las distintas facies presentes en la Sierra de Alcubierre. Estos trabajos revelan la variada composición isotópica del conjunto de las facies carbonatadas: $(-6,4 < \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} < +0,40 \text{‰}$ y $-9 < \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} < +3,9 \text{‰}$, N = 138).

Las facies de calizas masivas y bioturbadas muestran composiciones similares (Tabla 3.2, Fig. 3.12), independientemente de su distribución espacial y temporal. Estas facies muestran los valores más bajos (composición isotópica más ligera) de las facies analizadas en la Sierra de Alcubierre (Arenas et al., 1997; Arenas y Pardo, 1999). Esto implica que las calizas masivas y bioturbadas se depositan en cuerpos de agua sin efectos importantes de la evaporación, es decir, caracterizados por la renovación o, de otro modo, corta residencia del agua. Por ello, estas facies reflejan un enriquecimiento en ^{16}O con

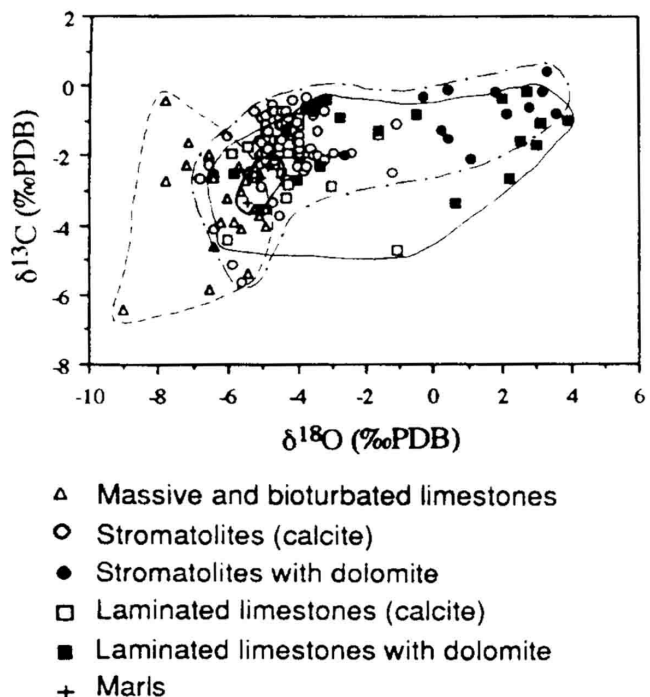


Figura 3.12. Representación gráfica de los datos de $\delta^{13}\text{C}$ frente a los datos de $\delta^{18}\text{O}$ de las distintas facies de la Sierra de Alcubierre. Las muestras de dolomita y de calcita están representadas con distintos símbolos. Tomado de Arenas et al. (1997).

	<i>n</i>	$\delta^{18}\text{O}\text{‰ PDB}$	$\delta^{13}\text{C}\text{‰PDB}$	Calcite	Dolomite	Qtz + Fel.	Clay min.
Bioturb. limestone	17	-6.1 ± 0.9	-3.1 ± 1.4	95.8 ± 2.9	0.2 ± 0.6	2.8 ± 1.6	1.2 ± 1.6
Massive limestone	10	-6.1 ± 1.2	-2.6 ± 2.6	92.0 ± 10.0	0	5.3 ± 6.0	2.7 ± 4.3
Stromatolites	59	-3.2 ± 2.6	-1.7 ± 1.2	84.8 ± 25.9	15.8 ± 31.5	2.8 ± 1.6	1.2 ± 1.9
Laminated limestone	47	-2.9 ± 2.7	1.9 ± 0.9	68.7 ± 32.7	20.6 ± 33.1	5.9 ± 3.7	4.8 ± 3.8
Marls	4	-4.6 ± 0.9	-3.0 ± 0.7	42.3 ± 9.7	4.0 ± 8.0	22.0 ± 6.0	31.8 ± 5.4

Tabla 3.2. Composición isotópica media de las facies presentes en la Sierra de Alcubierre. Tomado de Arenas et al. (1997).

respecto a otros carbonatos primarios encontrados en la cuenca (Tabla 3.2). Las calizas bioturbadas pueden presentar valores de $\delta^{18}\text{O}$ ligeramente más altos que los de las masivas, en relación con el proceso de somerización que lleva a los rasgos pedogenéticos. Por su parte, el $\delta^{13}\text{C}$ registra la influencia de CO_2 ligero, biogénico, es decir, producido en relación con la materia orgánica (Arenas et al., 1997) (Tabla 3.2). Las pequeñas diferencias que se observan entre los valores de las calizas masivas y las bioturbadas se reflejan en los valores ligeramente más bajos de $\delta^{13}\text{C}$ que muestran las segundas respecto a las primeras, que pueden ser debidos a la mayor proporción de CO_2 biogénico, consecuencia del desarrollo de las condiciones palustres en las que se producen las calizas bioturbadas (Arenas et al., 1997).

Las facies de calizas laminadas y estromatolitos presentan también valores isotópicos similares entre ellas (Tabla 3.2); las dos tienen valores más altos (composición isotópica más pesada) que los de las calizas masivas y bioturbadas, e incluso se alcanzan valores positivos cuando la composición es rica en Mg o se trata de dolomías (Fig. 3.12). La composición isotópica de las calizas laminadas y estromatolitos refleja situaciones de disminución de los aportes de agua y el efecto de una mayor evaporación, es decir, mayor tiempo de residencia del agua en el lago, dando lugar a condiciones salinas (Arenas et al., 1997). La menor influencia del CO_2 biogénico (p. ej., edáfico) respecto a las facies de calizas masivas y bioturbadas se refleja en la composición de $\delta^{13}\text{C}$ más pesada, que además registra la extracción del CO_2 ligero mediante la fotosíntesis microbiana. Los valores isotópicos más altos del conjunto de valores de los estromatolitos y calizas laminadas se corresponden con calizas dolomíticas y dolomías, y podrían estar relacionados con los momentos de mayor residencia del agua y una intensa evaporación, mientras que los valores más bajos corresponderían a episodios hidrológicos marcados por una evaporación menos intensa y mayor entrada de agua (Arenas et al., 1997).

Son relevantes los estudios previos de isótopos estables de 4 estromatolitos de la Sierra de Alcubierre, en los que se tomaron varias muestras, generalmente correspondientes a grupos de láminas claras y oscuras por separado (Arenas, 1993; Arenas et al., 1997). Los resultados sugieren principalmente cambios en el tiempo de residencia del agua de base a techo del estromatolito, ya sea hacia condiciones más secas o más húmedas, sin mostrar variaciones cíclicas.

La composición isotópica de las margas presenta valores promedio intermedios entre los de las calizas masivas y bioturbadas y los de las calizas laminadas y estromatolitos (Fig. 3.12). Su

composición isotópica refleja variable, pero generalmente corta, residencia del agua en el lago, a partir de la llegada de aportes de agua al lago (Arenas et al., 1997).

En el estudio de Arenas et al. (1997) se muestra la presencia de dolomita (dolomicrita) en las facies de estromatolitos y calizas laminadas, y se destaca la dificultad para distinguir el origen de la dolomita, primario o consecuencia de una diagénesis temprana. Por un lado, en la Sierra de Alcubierre, la correlación positiva entre el porcentaje de dolomita y la composición isotópica de oxígeno indica que los periodos de mayor residencia del agua proporcionarían condiciones químicas apropiadas para el desarrollo de dolomita (Arenas et al., 1997). En estos casos, la calcita y la dolomita se desarrollarían a partir de la misma fuente de agua, pero con distintos estados de saturación. Por otro lado, las muestras de dolomita están enriquecidas en $\delta^{18}\text{O}$ respecto a las muestras de calcita, con una diferencia de hasta +7,5‰ (Arenas et al., 1997). La diferencia de +4 y +7‰ entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita y dolomita coexistentes, según algunos autores, indica que la dolomita sería primaria (Epstein et al., 1964; O'Neil y Epstein, 1966; Northrop y Clayton, 1996). Estudios posteriores sugieren que la coexistencia entre calcita y dolomita quedaría reflejada por un enriquecimiento en el ^{18}O de tan solo +3 y +4‰ a temperaturas de 25° a 50° (Horita, 2014), por lo que la diferencia de +7,5% obtenida en la Sierra de Alcubierre indicaría que la dolomita no sería primaria. Son muchos los autores que consideran que el origen de la dolomita sigue siendo complejo (p. ej., Kenward et al., 2013; Gregg et al., 2015; Petrash et al., 2017). Trabajos más recientes realizados en depósitos lacustres del Mioceno superior (Gelband et al., 2019) y lagos actuales como Great Salt Lake (Pace et al., 2016) concluyen que los periodos de elevada evaporación, como los que tendrían lugar en la zona de estudio, generarían la precipitación de dolomita penecontemporánea debido al incremento de la ratio Mg/Ca en aguas estancadas y por tanto se trataría de una dolomita primaria, tal y como se inclinaba en los estudios de Arenas.

3.4.2 Análisis de isótopos estables en secuencias tipo

La interpretación sedimentológica de la secuencia tipo completa de profundización-somerización definida en la Sierra de Alcubierre puede complementarse con isótopos estables (Arenas et al., 1997; Fig. 3.13). En ella se puede observar una evolución isotópica compleja. Los estromatolitos, con los valores más altos de la secuencia, se formarían durante la fase inicial de incremento del nivel del lago después de desecación, con escasos aportes, probablemente favoreciendo el equilibrio isotópico entre el CO_2 atmosférico y el carbono inorgánico total disuelto (TIDC), incrementado por la actividad fotosintética (Casanova y Hillaire-Marcel, 1992). A partir de esta situación se produce un cambio hacia valores más bajos en la composición isotópica de los carbonatos. El hecho de que las calizas laminadas y los estromatolitos tengan composiciones similares confirma lo explicado previamente acerca de las condiciones hidrológicas (composición química, precipitación/evaporación) similares en ambos casos (Arenas et al., 1997).

Las margas representan el momento de mayor profundización en la secuencia, en correspondencia con un incremento de aportes fluviales al lago, lo cual es coherente con la

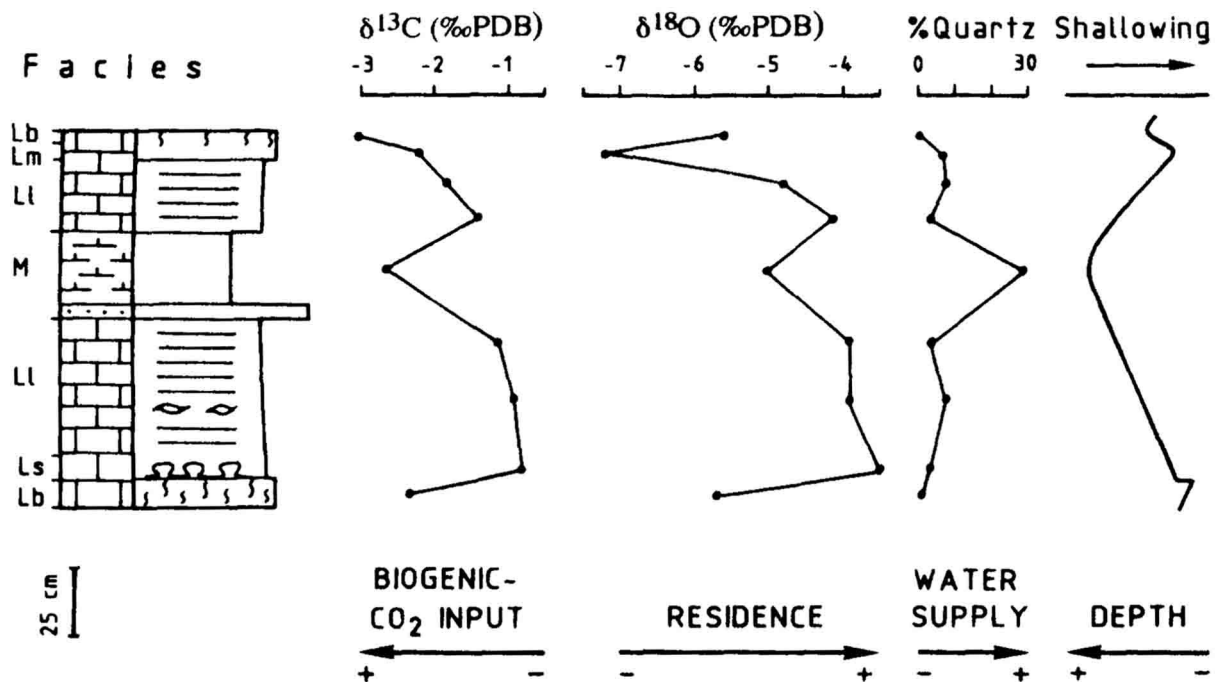


Figura 3.13. Composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de una secuencia de profundización-somerización que incluye margas (M), calizas laminadas (Ll), calizas estromatolíticas (Ls), calizas bioturbadas (Lb) y calizas masivas (Lm). El contenido en cuarzo y la tendencia de somerización también están representados. Es una secuencia de la unidad T6 (perfil de San Caprasio). Tomado de Arenas et al. (1997).

disminución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Desde estas condiciones la secuencia continúa isotópicamente hacia un incremento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las calizas laminadas, es decir, somerización, y posteriormente termina con valores más bajos correspondientes a las calizas masivas y bioturbadas. Los valores más bajos de $\delta^{13}\text{C}$ de las calizas bioturbadas respecto a las calizas masivas podrían ser debidos a la influencia de CO_2 ligero ligado a las condiciones palustres (Arenas et al., 1997). La disminución del ^{18}O registrada en las calizas bioturbadas y masivas indica dilución del agua en el lago, con la correspondiente expansión del cuerpo de agua, respecto a las calizas laminadas (Ll) y estromatolitos (Ls). El incremento en $\delta^{18}\text{O}$ y descenso de $\delta^{13}\text{C}$ reflejado en las calizas bioturbadas se corresponde con el comienzo de la desecación y el paso a condiciones palustres, que representaría el fin de la secuencia (Arenas et al., 1997).

En general, y como conclusión más importante de estos trabajos, la combinación del análisis de facies y de la composición isotópica de las facies refleja la evolución cíclica entre los periodos más secos (aumento de la salinidad) y húmedos (mayor dilución). En los periodos prolongados de residencia del lago y mayor evaporación se formarían los estromatolitos y calizas laminadas, mientras que en los periodos más húmedos, en los que el aporte de agua sería más constante, se desarrollarían las calizas masivas, bioturbadas y margas (Arenas et al., 1997; Arenas y Pardo, 1999).

3.4.2 Evolución isotópica a lo largo del tiempo

La evolución isotópica de todas las muestras analizadas entre el Ageniense superior y el Aragoniense superior, indica una tendencia general hacia condiciones más húmedas (Arenas et al., 1997). Esta tendencia concuerda con las interpretaciones sedimentológicas y mineralógicas. La unidad T5 presenta los valores isotópicos más altos (valores medios de $\delta^{13}\text{C} = -1,9\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = -3\text{‰}$, N = 57) y la mayor proporción de dolomita. Por otro lado, también destacan los sulfatos. La unidad T6 muestra composiciones isotópicas similares para el C, pero con valores más negativos para el O (valores medios de $\delta^{13}\text{C} = -1,7\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = -4,1\text{‰}$, N = 98) y con escasa presencia de dolomita. Además, los depósitos de sulfatos se limitan a un pequeño intervalo hacia la parte superior de esa unidad. Como contraste, la unidad T7 tiene valores isotópicos mucho más bajos (valores medios de $\delta^{13}\text{C} = -4\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = -5,8\text{‰}$, N = 10).

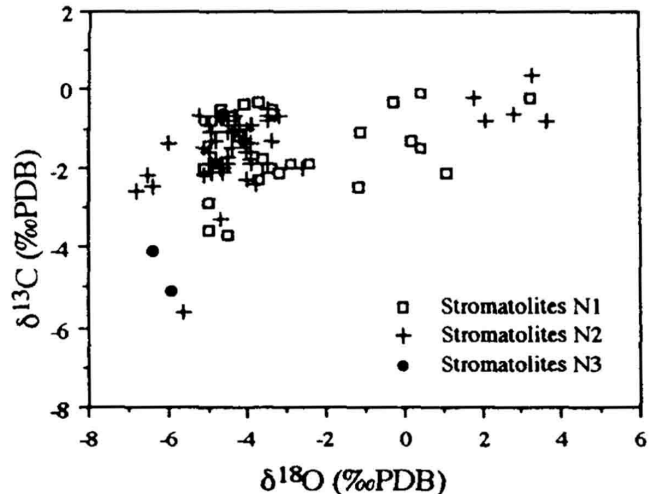


Figura 3.14. Composición isotópica de los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre en las unidades N1, N2 y N3, equivalentes a las unidades tectosedimentarias T5, T6 y T7, respectivamente. Tomado de Arenas et al. (1997).

La composición isotópica de los estromatolitos también muestra una evolución similar a lo largo de las distintas unidades (Fig. 3.14). Los estromatolitos desarrollados en la unidad T5 presentan una composición más pesada que los estromatolitos de las unidades T6 y T7. Este carácter es especialmente visible en la composición del oxígeno, donde además se observan algunos valores más altos en relación con el contenido en dolomita, podrían dar cuenta de las situaciones de mayor aridez. Los estromatolitos de la unidad T6 tienen una composición intermedia entre las unidades T5 y T7; y los valores isotópicos de los estromatolitos de la unidad T7 son los más bajos, tanto en el oxígeno como en el carbono, pero se dispone de tan solo dos muestras.

Esta evolución se interpretó como una consecuencia de la evolución climática hacia condiciones más húmedas (Arenas, 1993; Arenas et al., 1997). La unidad T5 refleja unas condiciones con dominancia de intensa evaporación y periodos en los que se desarrollan condiciones salinas; momento en el que precipita dolomita y yeso. La unidad T6 presenta una sedimentación principalmente carbonatada, relacionada con una relación de precipitación/evaporación (P/E) mayor que la unidad anterior. La unidad T7 refleja condiciones más húmedas que las unidades inferiores, que coinciden con la progradación de los sistemas fluviales pirenaicos hacia el sur (Arenas, 1993; Arenas y Pardo, 2000).

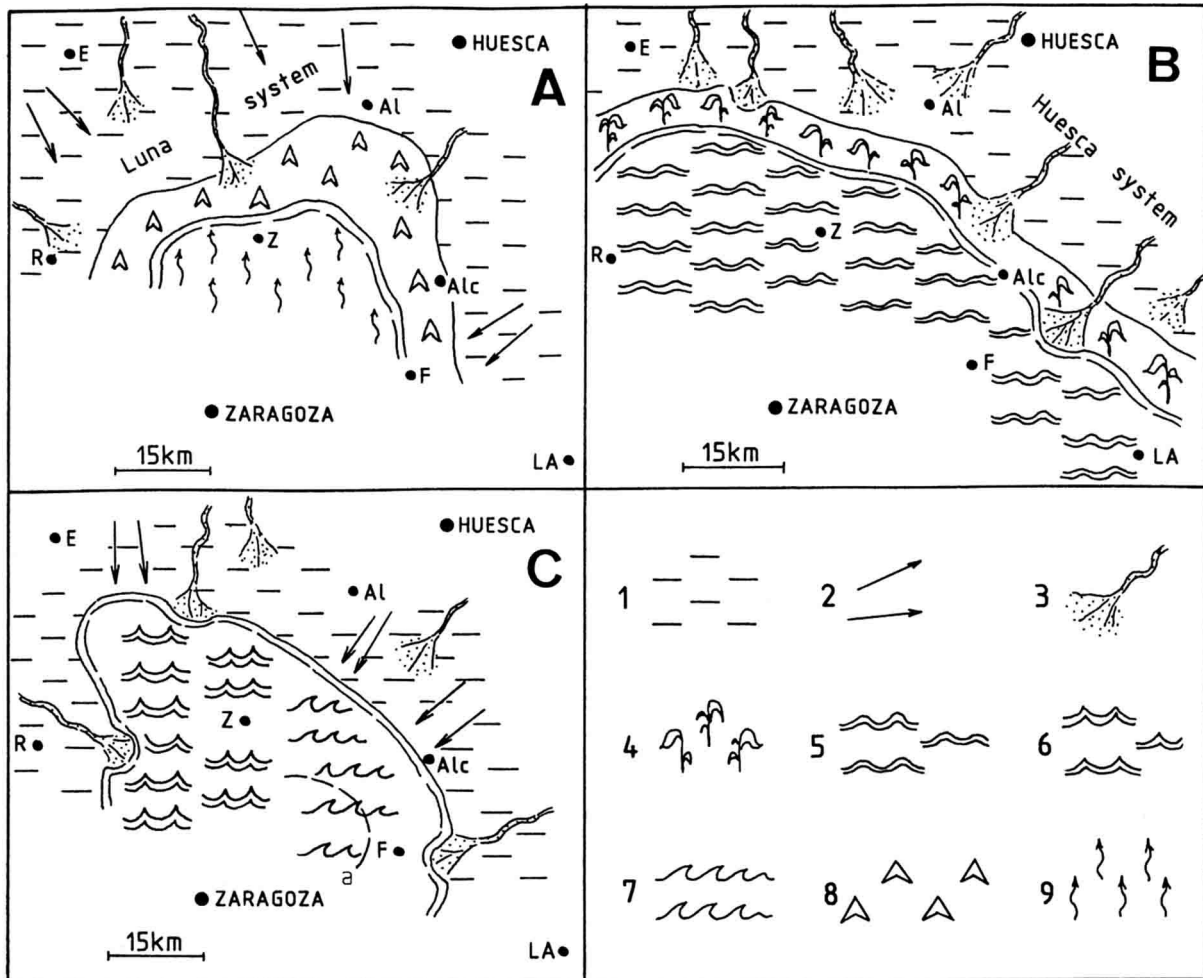


Figura 3.15. Evolución paleogeográfica del sector central de la Cuenca del Ebro de las unidades T5 y T6 propuesto por Arenas y Pardo (1999). A) Nivel del lago bajo y depósito de sulfatos. B) Nivel del lago alto y depósito de carbonatos de agua dulce. C) Situación de depósito de carbonatos de agua salina. 1: llanura de inundación, 2: flujos de agua laminares, 3: corrientes canalizadas, 4: márgenes palustres, 5: ambientes de depósito de carbonato de agua dulce (menos concentrada), 6: ambientes de depósito de carbonatos de agua salina, 7: área dominada por oleaje, 8: llanura de barro salina, 9: ambientes de depósito de sulfatos. Localidades E: Ejea, AL: Almdévar, R: Remolinos, Z: Zuera, Alc: Alcubierre, F: Farlete, LA: La Almolda.

3.5 Modelo de facies lacustre

El modelo de sedimentación establecido para el sistema lacustre del sector central de la Cuenca del Ebro durante el Mioceno inferior y medio (Arenas, 1993; Arenas y Pardo, 1999) está basado en:

- la interpretación sedimentológica derivada del análisis de facies,
- la interpretación ambiental que se desprende de la composición isotópica de C y O de los carbonatos,

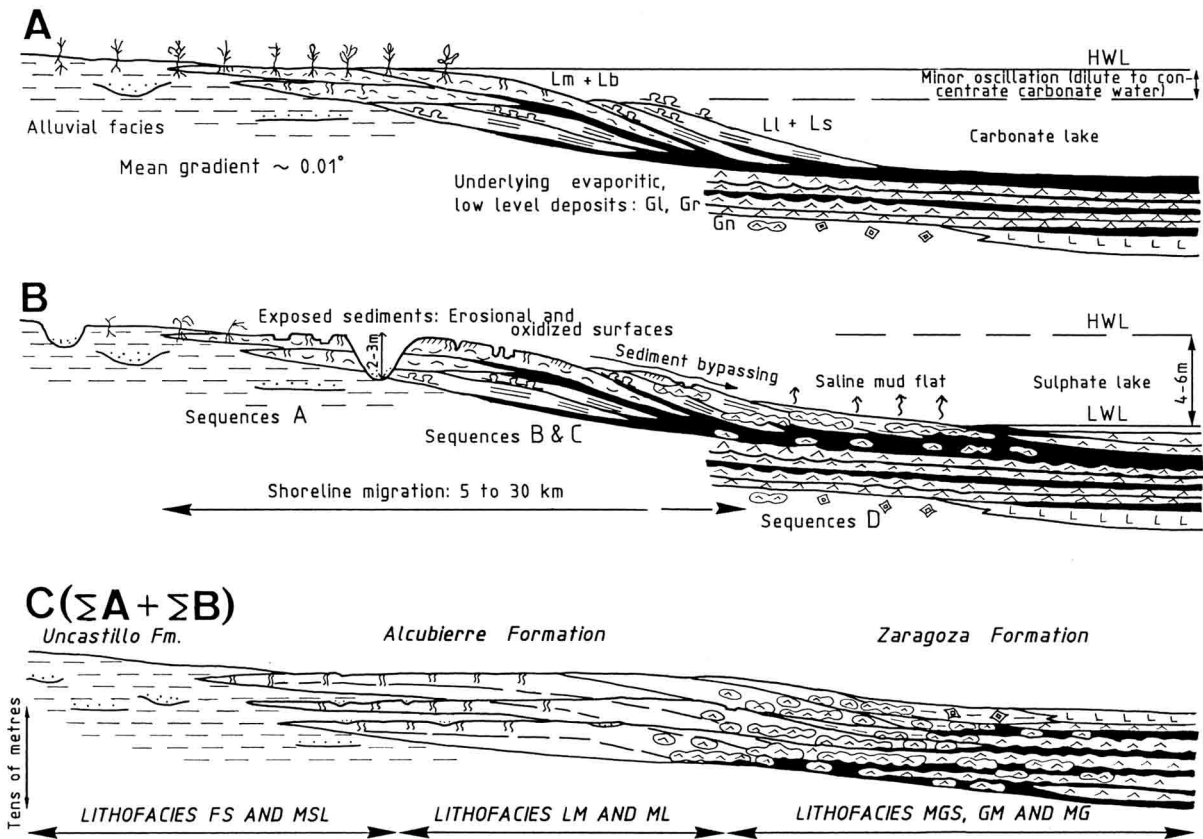


Figura 3.16. Modelo de facies lacustre para el periodo entre el Ageniense superior-Aragoniense medio del centro de la Cuenca del Ebro (Arenas y Pardo, 1999). A) Condiciones de depósito de carbonatos durante el nivel del lago alto. B) Desarrollo de ambientes lacustres sulfatados y de margas durante los niveles bajos del lago (sistema de playa-lake). C) Representación de la recurrencia de las situaciones A y B a lo largo del tiempo.

- la distribución espacial de litofacies relacionadas lateralmente en las unidades T5 y T6 en un momento dado (Figs. 3.2 y 3.15).

La distribución espacial de las litofacies (Figs. 3.2 y 3.15) permite inferir las variaciones del nivel del lago, puesto que las facies de calizas masivas y bioturbadas se encuentran como orlas externas que rodean las facies evaporíticas situadas hacia el sur y centro de la cuenca. Por ello, se proponen dos situaciones principales de variación de nivel del lago que alternan en el tiempo.

En las situaciones de nivel del lago más alto (Fig. 3.16B) se produce el depósito de carbonatos en condiciones de agua dulce, formando las facies de calizas masivas (Lm). Estas áreas de depósito tienen amplios márgenes palustres con una vegetación densa donde se forman las calizas bioturbadas (Lb).

Cuando el nivel del lago disminuye se pasa a un sistema de playa-lake (Fig. 3.16C), donde se desarrollan los depósitos sulfatados bajo lámina de agua (facies Gl, Gr, Glen) y los intersticiales en las llanuras de barro salinas (Gn). En las situaciones en las que el nivel del lago es extremadamente bajo se produce la precipitación de halita en pequeñas salinas. Es también entonces cuando se

produce la formación de yeso nodular dentro de los depósitos salinos previos (p. ej., yesos), las margas y los carbonatos adyacentes. La dolomita presente en algunas facies se formaría en esta situación. En esta situación de nivel de lago más bajo se produce la oxidación de superficies (niveles ferruginizados), la nodulización y la brechificación, además de la erosión que puede dar lugar a acanaladuras en los depósitos previamente sedimentados (Fig. 3.16B).

La transición entre ambos estados del nivel del lago marca el desarrollo de las facies de calizas laminadas y estromatolitos, que representan la sedimentación de carbonato en situación de mayor salinidad que las facies Lm y Lb. Las variaciones del nivel lacustre entre ambas situaciones suponen la desecación o inundación áreas que previamente albergaban sedimentación carbonatada; partiendo de un nivel del lago bajo, los aportes de materiales detríticos provenientes de los sistemas aluviales alcanzarían los depósitos lacustres como flujos laminares (sheet flows). Las variaciones del nivel del lago darían lugar a las secuencias de facies en situaciones de profundización o de somerización.

Se han calculado variaciones de la línea de costa de entre 5 y 30 km (Fig. 3.16). Debido a este hecho, así como al poco espesor de las secuencias, se estima que el lago tuvo una pendiente baja.

CAPÍTULO 4. SEDIMENTOLOGÍA DE LOS ESTROMATOLITOS Y FACIES ASOCIADAS DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE. ESTUDIO DE LA LAMINACIÓN

4.1 INTRODUCCIÓN.....	87
4.2 COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE.....	88
4.3 MORFOLOGÍA DE LOS ESTROMATOLITOS Y ONCOLITOS.....	88
4.4 SECUENCIAS DE FACIES QUE CONTIENEN ESTROMATOLITOS.....	94
4.5 LA LAMINACIÓN ESTROMATOLÍTICA.....	100
4.5.1 TIPOS DE LÁMINAS.....	101
4.5.2 SIGNIFICADO DE LA LAMINACIÓN.....	107
4.5.3 LAS EVIDENCIAS MICROBIANAS.....	108

ARTÍCULO: Martín Bello, L., Arenas Abad, C., Alonso Zarza, A.M. y Pardo Tirapu, G. (2016). Características texturales y variaciones morfológicas de los estromatolitos lacustres del Mioceno de la Sierra de Alcubierre (Cuenca del Ebro): interpretación sedimentológica preliminar. *Geo-Temas* 16, 637-640111

ARTÍCULO: Martin-Bello, L. Arenas, C. y Jones, B. (2019a). Lacustrine stromatolites: useful structures for environmental interpretation – an example from the Miocene Ebro Basin. *Sedimentology* 66, 2098–2133.....115

Capítulo 4. SEDIMENTOLOGÍA DE LOS ESTROMATOLITOS Y FACIES ASOCIADAS DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE. ESTUDIO DE LA GEOMETRÍA Y LA LAMINACIÓN

4.1 Introducción

Los estromatolitos son el resultado de una combinación de factores biológicos y ambientales. La distinción entre los factores que controlan la morfogénesis de los estromatolitos es útil para entender e interpretar los sistemas y condiciones en los que se desarrollan (Andres y Reid, 2006). Dependiendo de la influencia de unos factores u otros tiene lugar la morfogénesis de los estromatolitos a distintas escalas. Sin embargo, la relación entre la morfología de los estromatolitos y los factores relacionados es todavía un tema de controversia (Cloud, 1942; Andres y Reid, 2006), así como el conocimiento sobre las relaciones entre los estromatolitos y las facies con las que se asocian en medios lacustres (Noffke y Awramik, 2013; Renaut et al., 2013; Roche et al., 2018), por lo que este capítulo pretende ampliar la información relacionada con estos aspectos en el medio lacustre.

Los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre presentan diversas morfologías, tienen amplia distribución espacial y temporal, y se asocian con otras facies en distintos contextos lacustres. Por ello, constituyen un marco idóneo para el análisis de los factores que influyen en su formación. Para explicar y comprender el desarrollo de los diversos tipos morfológicos y su contexto en la sedimentación lacustre se ha llevado a cabo su estudio sedimentológico a diversas escalas. Los resultados se expresan en los trabajos titulados: “Características texturales y variaciones morfológicas de los estromatolitos lacustres del Mioceno de la Sierra de Alcubierre (Cuenca del Ebro): Interpretación sedimentológica preliminar” y “Lacustrine stromatolites: useful structures for environmental interpretation. An example from the Miocene Ebro Basin” publicados por Martín Bello, L., Arenas Abad, C., Alonso Zarza, A.M. y Pardo Tirapu, G., en el volumen 17 de *Geo-Temas* de 2017, y por Martín-Bello, L., Arenas, C. y Jones, B., en el volumen 66 de la revista *Sedimentology* de 2019, respectivamente.

En este capítulo se exponen los resultados y conclusiones parciales sobre el significado ambiental (profundidad, salinidad, hidrodinámica, cantidad de aportes sedimentarios) de los estromatolitos, con énfasis en los factores que ejercen mayor influencia en las morfologías resultantes. Existen dos factores principales que influyen sobre la morfogénesis de los estromatolitos: uno es biológico, y atañe a las comunidades microbianas (p. ej., a nivel de laminación), y otro es ambiental y se refiere a las condiciones del medio en el que se forman

(hidrodinámica del agua, nivel del lago, patrones de sedimentación, aportes de sedimento y espacio de acomodación, que en este caso está definido por el nivel del lago) (Farmer y Des Marais, 1994; Grotzinger y Rothmans, 1996; Andres y Reid, 2006; Arenas y Pomar, 2010; Bosak et al., 2012; Bouton et al., 2016a; Roche et al., 2018; Suosaari et al., 2019b).

A continuación, se exponen los resultados del estudio de la morfología de los estromatolitos, las asociaciones de facies en las que se incluyen y aspectos de la laminación, como la tipología basada en las variaciones texturales y los patrones de organización de las láminas.

4.2 Columnas estratigráficas de la Sierra de Alcubierre

Este trabajo se ha podido beneficiar de un marco de conocimientos previos sobre el área de estudio. Concretamente, Arenas (1993) realizó, en su tesis doctoral, 18 columnas estratigráficas a escala 1:50 y 1:100, que describen las unidades T5, T6 y T7 en la Sierra de Alcubierre (Fig. 4.1). Posteriormente, Pérez-Rivarés et al. (2002) y Pérez Rivarés (2016) ampliaron tres de ellas: San Caprasio, Lanaja y Albalatillo. De todas estas columnas, 8 son de especial interés para este trabajo ya que contienen estromatolitos y sus condiciones de afloramiento son buenas (Fig. 4.1 y 4.2).

En la vertiente norte de la sierra, de noroeste a sureste, se encuentran las columnas de Valle de Soler (VS), Puig Ladrón (PL), Puig Sabina (PS), Aldea del Correo (AC) y Lanaja (LN). En la vertiente sur de la sierra, de oeste a este, se encuentran las columnas de Barranco de la Loba (BL), Lasfachastis (LF) y San Caprasio (SC). En estas columnas se han estudiado un total de 183 especímenes de estromatolitos; en la figura 4.2 se muestra su situación. Las siglas utilizadas para denominar cada espécimen se componen de las iniciales correspondientes a la denominación de la columna estratigráfica donde se han recogido y los números coinciden con la numeración de las muestras indicada en las columnas estratigráficas realizadas por Arenas (1993).

4.3 Morfología de los estromatolitos y oncolitos

Los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre son más comunes en las unidades T5 y T6 que en la unidad T7 (Fig. 4.2). Las observaciones de campo revelan la variedad de morfologías de los estromatolitos y su relación con las calizas laminadas de distintos tipos (LI.1, LI.2 y LI.3). Como contraste, los oncolitos son muy escasos y sólo se encuentran en el perfil de Valle de Soler en la unidad T5 y en el de Barranco de la Loba en la unidad T6.

En las descripciones de la morfología macroscópica se ha considerado la morfología externa y la morfología interna. La morfología externa (*external geometry*) se refiere a la geometría de los cuerpos de estromatolitos, mientras que la morfología interna, o formas de crecimiento interno (*internal growth forms*), son las estructuras que pueden observarse dentro de ellos, p. ej., domos y columnas, que se observan en las secciones perpendiculares a la estratificación, así como en planta (Fig. 4.3).

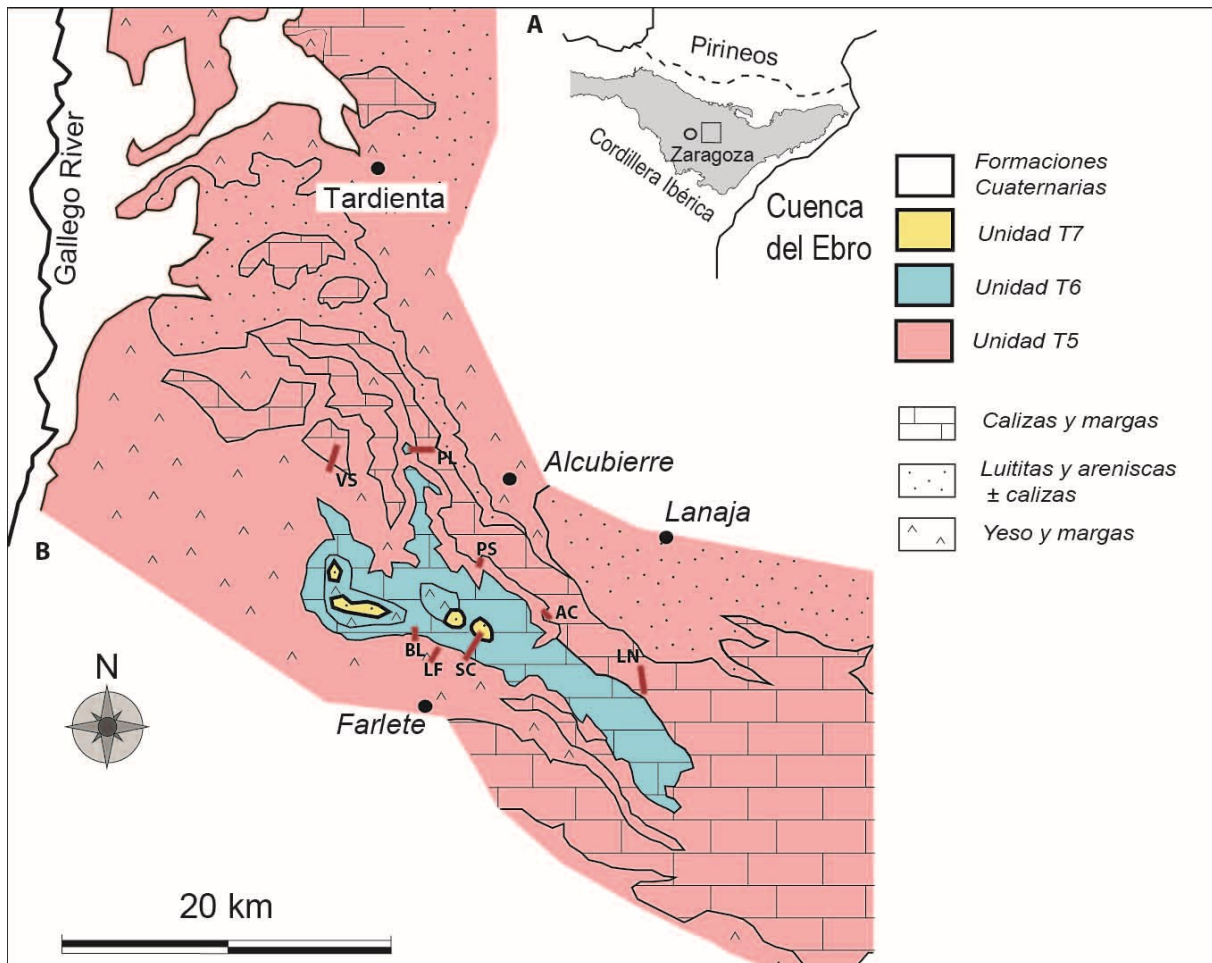


Figura 4.1. A) Localización de la Cuenca del Ebro en el noroeste de la Península Ibérica con el recuadro de la localización de la Sierra de Alcubierre. B) Mapa geológico de la Sierra de Alcubierre, con la localización de las columnas estratigráficas empleadas en este estudio. VS: Valle de Soler, PL: Puig Ladrón, PS: Puig Sabina, BL: Barranco de la Loba, LF: Lasfachastis, SC: San Caprasio, AC: Aldea del Correo, LN: Lanaja. Tomado de Arenas (1993) y Arenas y Pardo (1999).

La clasificación morfológica que se ha propuesto para los estromatolitos queda recogida en el artículo publicado en *Sedimentology* presentado al final de este capítulo. Esta clasificación coincide con la clasificación propuesta por Arenas et al. (1993), en la que se emplean los términos “incrustación planar”, “biostromo” y “biohermo”. Las descripciones de las formas de las láminas se hacen usando los términos propuestos por Kennard y Burne (1989) (véase 2.5.1.1. *Clasificaciones basadas en características macroscópicas: morfología externa y formas de crecimiento interno*).

La clasificación propuesta está basada en la relación entre su extensión lateral y su espesor (*ratio longitud:altura*, L:H), las formas de crecimiento interno y la forma de las láminas. En función de estos parámetros se han distinguido tres tipos de estromatolitos y un tipo de oncolitos:

- Estromatolitos planares (*thin planar stromatolites*, Ls.1); denominados “cuerpos finos e incrustaciones planares” por Arenas et al. (1993). Este tipo de estromatolitos es el más frecuente en las tres UTS. Presentan un espesor de entre 1 mm y 10 cm y una extensión lateral menor de 2 m;

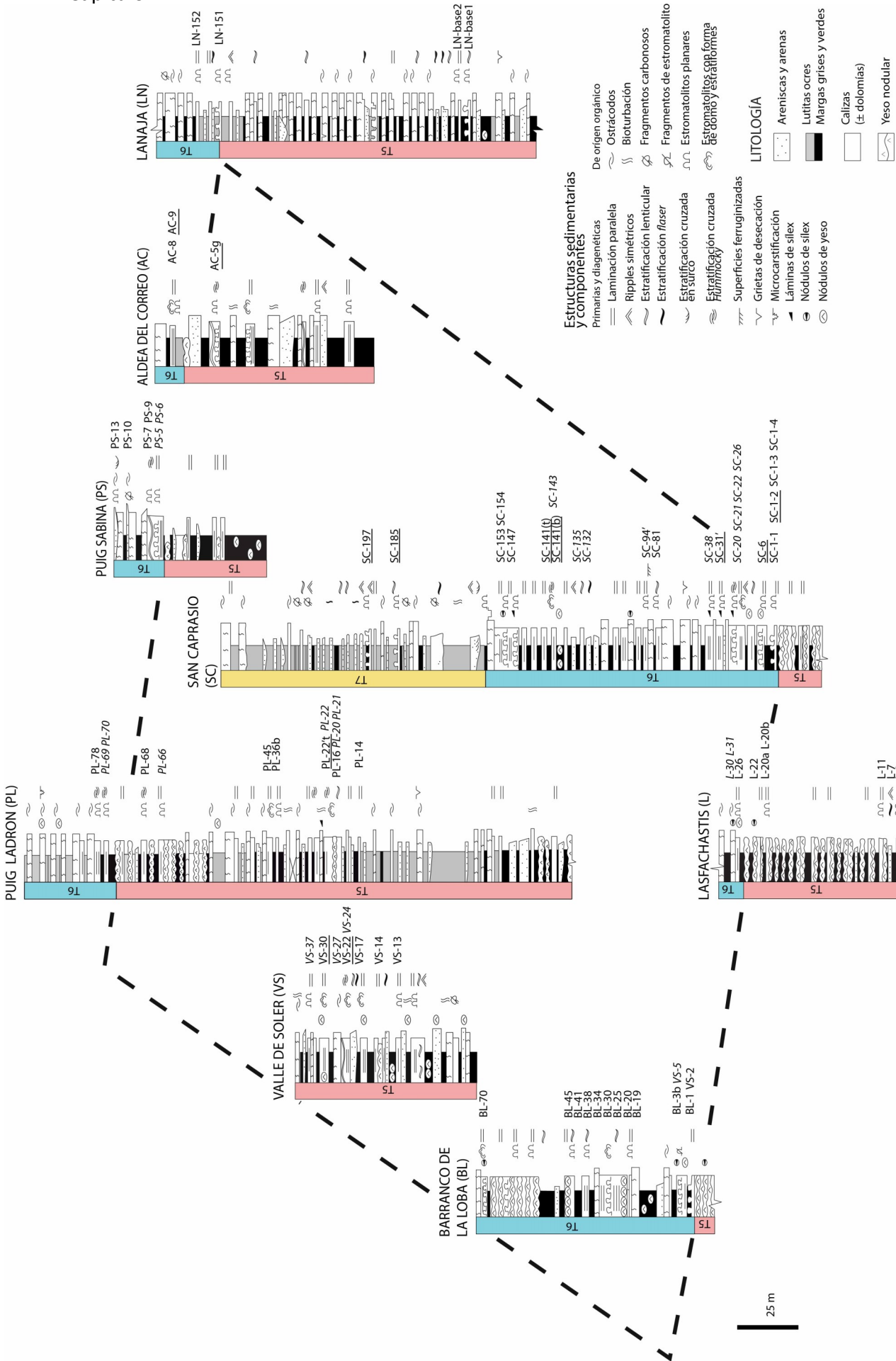









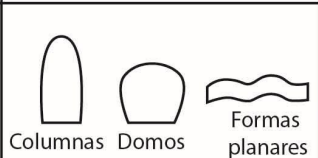

Figura 4.2. Columnas estratigráficas y su correlación (Arenas, 1993), con la localización de todas las muestras tomadas para este estudio.

pero puntualmente pueden alcanzar los 6 m de longitud. Su ratio L:H es menor de 60. Se caracterizan por presentar láminas lateralmente continuas, con formas planas u onduladas. Este tipo de estromatolito puede presentar una base plana o irregular, amoldándose a la geometría del substrato infrayacente. En algunos casos estos estromatolitos alternan con capas centimétricas de *packstones* de intraclastos que, en ocasiones, pueden estar formando ripples en calizas laminadas con laminación lenticular o *wavy* (Ll.1). Este tipo de estromatolitos muestra tres variantes en función de la forma de las láminas:

Ls. 1a: de hasta 5 cm de espesor, se caracterizan por tener láminas planas con gran continuidad lateral (Fig. 4.3 y 4.4A).

Ls. 1b: de hasta 10 cm de espesor, se caracterizan por presentar láminas suavemente onduladas y lateralmente continuas. Localmente, en su interior, se observan formas dómicas (con forma de domo) o cónicas (Fig. 4.3 y 4.4B). Las formas dómicas se encuentran ocasionalmente intercaladas entre lutitas o margas.

Ls. 1c: de hasta 10 cm de espesor (Fig. 4.3 y 4.4C). Las láminas muestran formas semicirculares o semielípticas, en sección perpendicular a la laminación, formando pequeños domos y columnas (mayor desarrollo vertical que los domos; Fig. 4.3). Las columnas suelen estar unidas lateralmente, aunque en ocasiones se observan espacios intercolumnares rellenos por depósitos siliciclásticos y otros intraclastos. En algunas formas dómicas o columnares las láminas envuelven o recubren a las láminas infrayacentes por todos sus extremos (*highly enveloping* o *gently enveloping*, Fig. 5 en Martin-Bello et al., 2019a), estos márgenes pueden estar volcados (*overturned margins*, Fig. 5 en Martin-Bello et al., 2019a). En general, todas las láminas de este tipo de estromatolitos presentan

Morfología externa de los estromatolitos	Formas de crecimiento interno	Forma de las láminas
	- Abundancia +	- Abundancia +
 <p>Estromatolitos estratiformes (Ls.2)</p>	 <p>Formas planares Domos Columnas</p>	 <p>Onduladas Suavemente convexas Progresivamente convexas</p> <p>Planas</p>
 <p>Estromatolitos con forma de domo (Ls.3)</p>	 <p>Formas planares Domos Columnas</p>	 <p>Onduladas Suavemente convexas Progresivamente convexas</p> <p>Planas</p>
 <p>Estromatolitos planares (Ls.1)</p>	 <p>Columnas Domos Formas planares</p>	 <p>Progresivamente convexas Suavemente convexas Onduladas</p> <p>Planas</p>

4.3. Morfología externa, representación de mayor o menor proporción de las formas de crecimiento interno y la forma de las láminas de los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre.

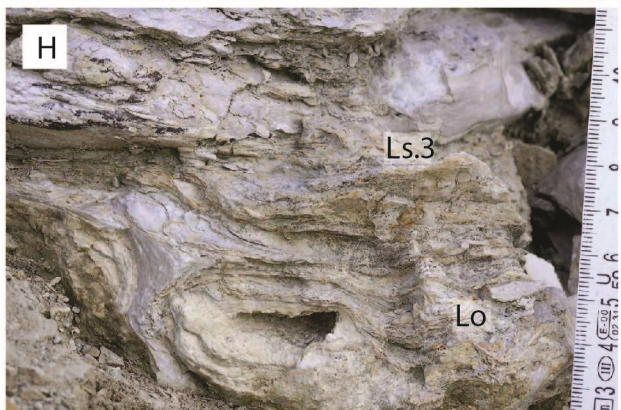
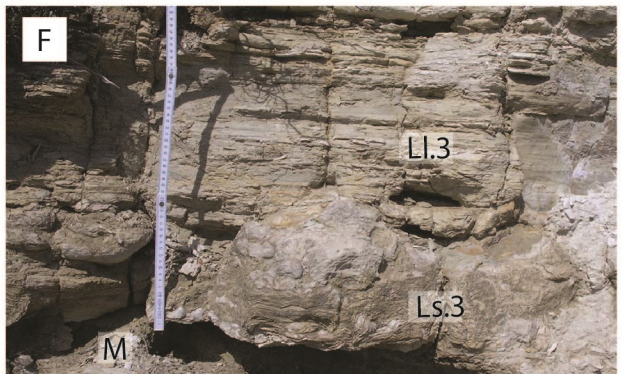
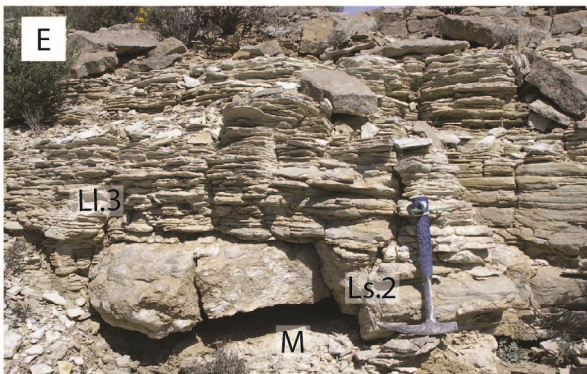
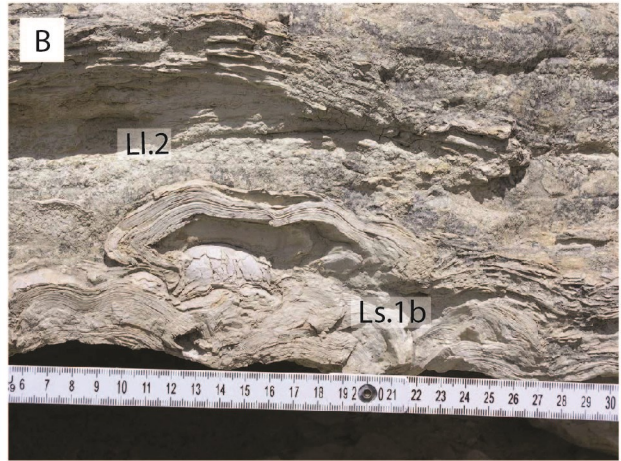
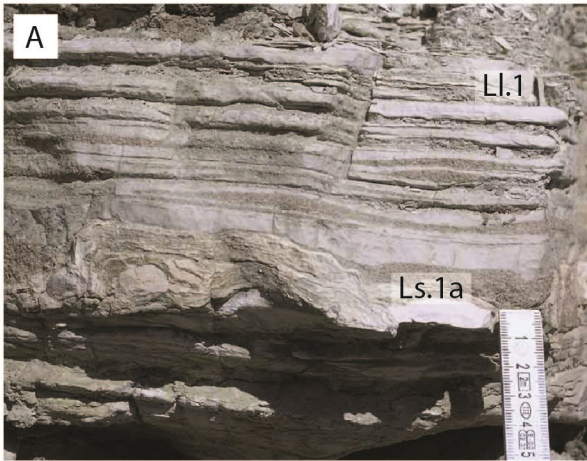
un relieve sinóptico bajo. En planta, las columnas presentan formas circulares o elípticas, con los ejes largos paralelos entre ellas. Este tipo de estromatolitos se forma ocasionalmente sobre *packstones* y *rudstones* compuestos de intraclastos, algunos de los cuales son fragmentos de estromatolitos. Los espacios entre los estromatolitos están ocupados por margas y calizas laminadas.

- Estromatolitos estratiformes (*stratiform stromatolites*, Ls.2); equivalentes a “biostromo” de Arenas et al. (1993). Este tipo de estromatolitos es más abundante en las unidades T5 y T6. Su espesor es de 10 a 30 centímetros, con una ratio L:H mucho mayor de 100. En algunos casos este tipo de estromatolitos se correlaciona a lo largo de hasta 8 km aproximadamente: se trata de varios cuerpos que se disponen adyacentes lateralmente. Presentan morfologías tabulares y se encuentran frecuentemente sobre estromatolitos planares. Están relacionados lateral y verticalmente con calizas laminadas (Fig. 4.4D y E). Sus formas de crecimiento interno son variadas: planas, cóncavas y columnares de distintas dimensiones (Fig. 4.3). Normalmente presentan formas suavemente onduladas y lateralmente continuas en la base, sobre las que se superponen columnas o domos; aunque también se puede observar este cambio en orden opuesto. Los domos y columnas están normalmente unidos lateralmente; aunque algunos de ellos permanecen aislados. En planta, los domos y columnas pueden ser aproximadamente equidistantes y a veces también pueden dar lugar a formas elongadas en las que los ejes mayores se disponen paralelos entre sí. Las columnas y domos suelen contar con un incremento en el espesor de las láminas hacia techo, especialmente en el centro de los domos y columnas. Las láminas son normalmente envolventes (*highly enveloping*, Fig. 5 en Martín-Bello, et al. 2019a) y, en algunos casos, las láminas presentan márgenes volcados. Los espacios inter-domo o intercolumnares están rellenos de calizas laminadas con *packstones* y *rudstones* compuestos de intraclastos, y margas.

- Estromatolitos con forma de domo (*domed stromatolites*, Ls.3); equivalentes a “biohermo” de Arenas et al. (1993). Su extensión lateral es similar a su espesor, entre 10 y 30 cm, por lo que la ratio L:H es menor de 1,5 (Fig. 4.4F). Se encuentran lateralmente relacionados con los estromatolitos estratiformes y las calizas laminadas, especialmente con las calizas laminadas con estratificación cruzada *hummocky* (Ll.2). Los espacios entre diferentes cuerpos de estromatolito son de dimensiones variables y normalmente están ocupados por depósitos de calizas laminadas, de los tres tipos (Ll.1, Ll.2 y Ll.3).

- Oncolitos (Lo): son muy escasos. Su diámetro mayor es de 3 a 6 cm. Aparecen en la base de estromatolitos estratiformes (Ls.2) o con forma de domo (Ls.3). Los oncolitos son elípticos, caracterizados por tener, referido al espesor total, un recubrimiento simétrico (isópaco) o asimétrico (anisópaco), pero también puede evolucionar desde un tipo a otro a lo largo del tiempo

Figura 4.4. Tipos de estromatolitos según su morfología externa. A, B y C) Estromatolitos de tipo planar (Ls.1). D y E) Estromatolitos de tipo estratiforme (Ls.2). F) Estromatolito con forma de domo (Ls.3). G y H) Oncolitos (Lo). Ll.1: Calizas laminadas con laminación lenticular o wavy. Ll.2: calizas laminadas con estratificación cruzada *hummocky*. Ll.3: calizas laminadas con laminación paralela. M: margas.



en el mismo oncolito (Fig. 4.4G y H). Los oncolitos de menor tamaño presentan patrones de crecimiento simétrico en sus envueltas (láminas), mientras que los oncolitos de mayor tamaño muestran mayor asimetría en los espesores de las láminas más externas (modernas). En ocasiones, sobre los oncolitos se desarrollan estromatolitos con forma de domo y estratiformes.

Las formas de crecimiento interno (Fig. 4.3) descritas en los estromatolitos de la zona de estudio tienen correspondencia con algunos de los términos de la clasificación propuesta por Logan et al. (1964), en concreto con las relaciones LLH-S/LLH-C, y SH-V->LLH-S->SH-V->LLH-S->SH-V (Fig. 2.2). La primera de ellas coincide con las morfologías típicas de los estromatolitos planares, en las que se observan láminas superpuestas con morfologías planas, en domo o hemiesféricas en las que las láminas son lateralmente continuas y no muestran grandes variaciones de espesor lateralmente. La segunda expresión coincide con las formas de crecimiento interno que aparecen en ocasiones en los estromatolitos estratiformes o con forma de domo. Estas morfologías cuentan con columnas que quedan unidas lateralmente en distintas etapas del crecimiento estromatolítico. Las láminas que unen las formas columnares alternan con depósitos no estromatolíticos que rellenan los espacios entre las columnas.

4.4 Secuencias de facies que contienen estromatolitos

Las facies lacustres de la Sierra de Alcubierre entre las que se encuentran los estromatolitos están organizadas en secuencias simples de 0,5 a 4 m de espesor. La secuencia tipo completa, propuesta por Arenas (1993), representa un ciclo de profundización-somerización (Fig. 3.11C Secuencia C; véase 3.3.4 Asociaciones de facies). Existen muchas variaciones de esta secuencia tipo completa, que se producen por la falta de una o más facies o porque los estromatolitos se encuentran en distintas posiciones de la secuencia y/o por su relación con otras facies (Fig. 4.5).

Aquí se desglosan las distintas situaciones en las que se encuentran los estromatolitos asociados con otras facies:

- Los estromatolitos (Ls.1, Ls.2 y Ls.3) alternan o se encuentran sobre calizas laminadas con laminación paralela (LI.3) (Fig.4.5B, D, E, F, J, L, M, N y Ñ).
- Los estromatolitos alternan o se encuentran sobre calizas laminadas con laminación lenticular o *wavy* (LI.1) (Fig. 4.5A, B, C, H, J, R y S).
- Los estromatolitos planares (Ls.1), estratiformes (Ls.2) y con forma de domos (Ls.3) alternan con calizas laminadas con estratificación cruzada *hummocky* (LI.2) (Fig. 4.5H, P y Q).
- Los estromatolitos de tipo planar se encuentran sobre calizas bioturbadas (Fig. 4.5O).

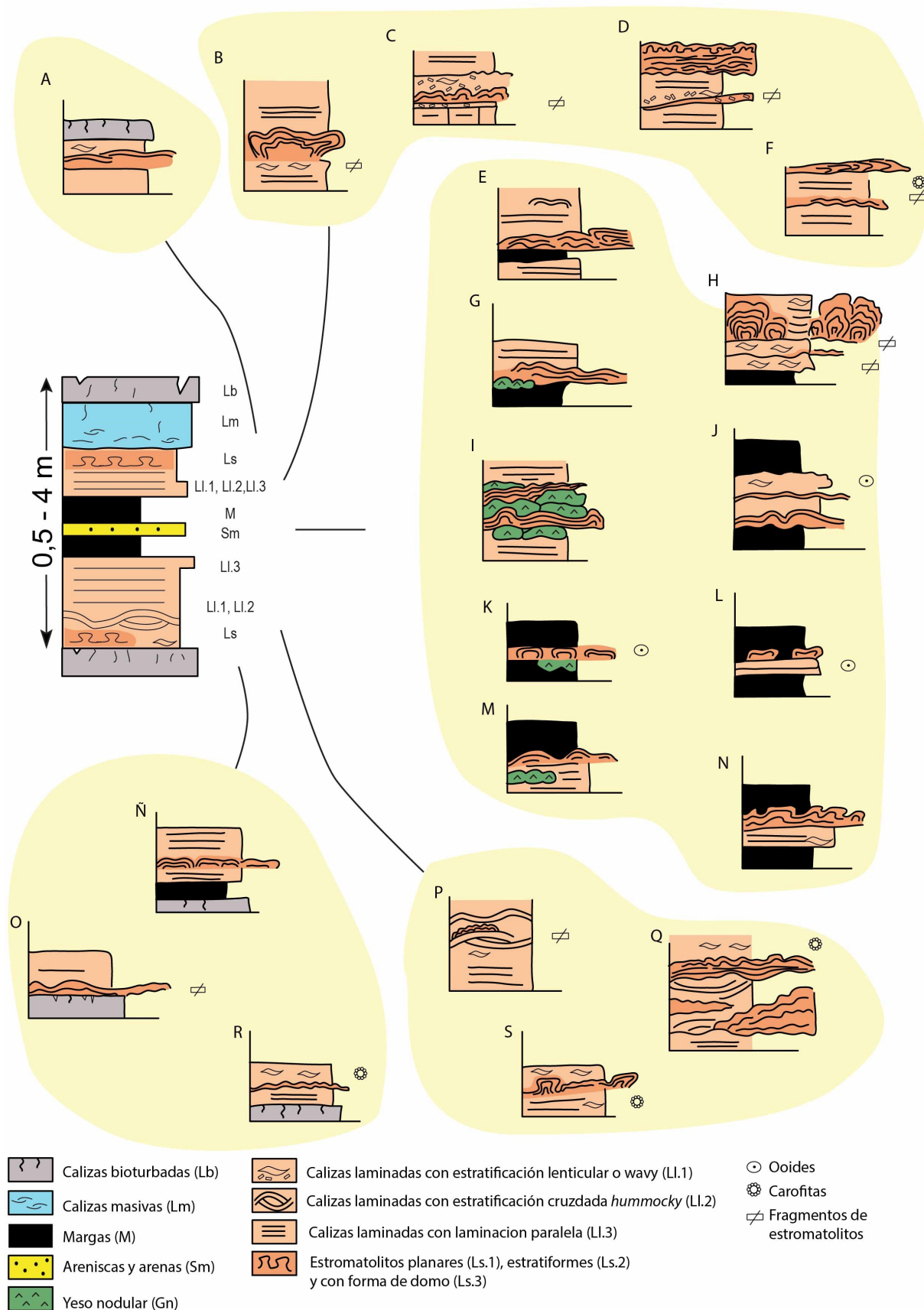


Figura 4.5. Ejemplos de secuencias de facies de detalle en las que se encuentran distintos tipos de estromatolitos secuencia tipo de Arenas (1993) a la que corresponderían. Los campos en tono amarillo agrupan secuencias de la misma posición aproximada en la que se encontrarían en la secuencia tipo.

- Existen otros casos aislados donde las facies de estromatolitos de tipo planar fino (Ls.1) se encuentran intercalados entre las facies de margas, en ocasiones junto con calizas laminadas (Fig. 4.5G, K, L y N).

En las secuencias, los estromatolitos se encuentran principalmente como intercalaciones o alternando con calizas laminadas de distintos tipos (Ll. 1, Ll.2 y Ll.3). Los estromatolitos también pueden situarse en la base de la secuencia tipo, representando el comienzo de un proceso de profundización tras la exposición subaérea que representan las calizas bioturbadas, que corresponden al final de la secuencia de somerización previa. A partir de las numerosas situaciones encontradas en las secuencias que contienen estromatolitos, se proponen 4 secuencias tipo que muestran las relaciones entre los distintos tipos de estromatolitos y las facies con las que se asocian. Dos secuencias representan ciclos de profundización (Fig. 4.6) y las otras dos representan ciclos de somerización (Fig. 4.8). Esta información fue inicialmente interpretada y recogida en Martín-Bello et al. (2016) y posteriormente mejorada en Martín-Bello et al. (2019a). A continuación, se expone una descripción e interpretación de las secuencias, principalmente centradas en la descripción de las morfologías que presentan los estromatolitos en las distintas posiciones en las que se encuentran de las secuencias:

Secuencia tipo A- Estromatolitos en la base de secuencias de profundización (Fig. 4.6A y C). El sustrato sobre el que se inicia la secuencia A (Fig. 4.6A y C) consta de calizas bioturbadas, las cuales suelen presentar intensa bioturbación y características de exposición subaérea, como trazas de raíces, grietas de desecación, superficies oxidadas y formas erosivas (p. ej., pequeñas acanaladuras). Los tapices microbianos, que formarán los estromatolitos planares (Ls.1), son los primeros en colonizar estas superficies de interrupción sedimentaria tras el aumento del nivel del lago. Este hecho indica que los estromatolitos planares pueden desarrollarse con un nivel bajo del lago. Los estromatolitos aparecen tapizando y amoldándose a las irregularidades de las superficies de erosión de las calizas bioturbadas. Una de las características comunes de estos estromatolitos, es que las láminas presentan una forma plana y pocas variaciones de espesor lateralmente. Cuando estos estromatolitos presentan algunos domos (Ls.1b y c), estos domos pueden ser ortogonales a la estratificación o estar tumbados, con un ángulo bajo respecto a la estratificación.

Entre estos estromatolitos y en las calizas laminadas asociadas pueden aparecer intraclastos ovalados (0,2 a 2 mm de longitud) o con formas irregulares, de naturaleza micrítica (*rip-up clasts*), provenientes de la fragmentación de las calizas bioturbadas infrayacentes y de los propios estromatolitos (0,3 a 4 mm de largo) de zonas próximas. Estos fragmentos se formarían como consecuencia de la acción erosiva producida por un aumento en la hidrodinámica del medio. Es posible observar distintos episodios de formación del estromatolito y episodios de acumulación de intraclastos (Fig. 4.6A).

La secuencia de tipo A continúa con facies de calizas laminadas con estratificación cruzada *hummocky* (Ll.2), seguidas de calizas con laminación paralela y margas. Esta evolución en las facies refleja variaciones en las condiciones hidrodinámicas del medio, con períodos de oleaje de

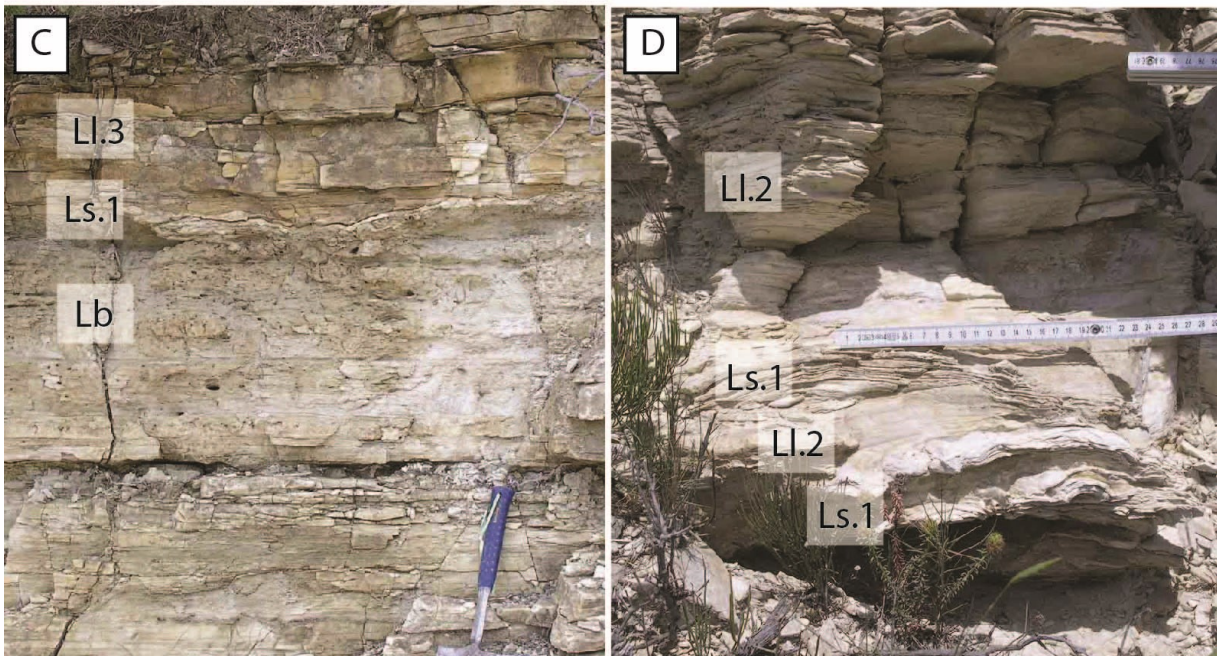
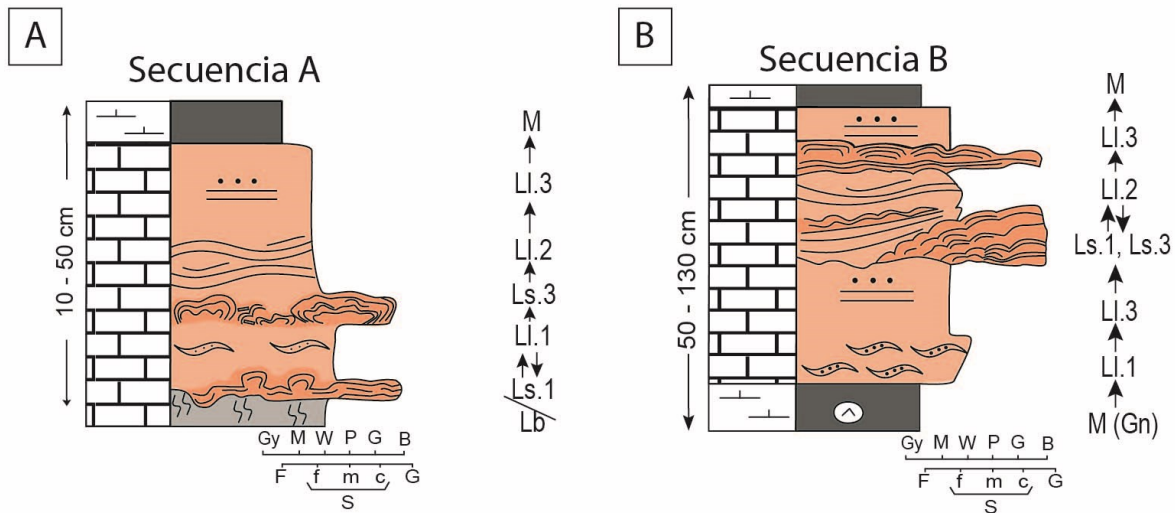


Figura 4.6. Asociación de facies A y B de procesos de profundización. En la parte inferior de cada asociación de facies se muestra el aspecto en campo de una asociación de facies incompleta de la Secuencia A (C) y de la Secuencia B (D). (Gy: yeso; M: mudstone; W: wackestone; P: packstone; G: grainstone; B: boundstone; G: grainsotone; B: boundstone; F: lutitas-margas; S: areniscas y arenas de grano fino (Sf), medio (Sm) y grueso (Sc); G: gravas). Los colores de las facies se refieren a la figura 4.5.

tormentas seguidos por períodos de baja energía (buen tiempo); finalmente, las facies de margas reflejarían la llegada de aportes y ascenso del nivel lacustre, es decir, situaciones de mayor profundidad.

Secuencia tipo B- *Estromatolitos a lo largo de secuencias de profundización* (Fig. 4.6B y D). La secuencia comienza con margas con intercalaciones de yeso nodular, que indican procesos de bombeo evaporítico en el barro (*mud flat*) salino, y sobre éstas se encuentran calizas laminadas con

estratificación lenticular o *wavy* (LI.1). Estas últimas señalan ambientes someros, donde hay cierto oleaje que daría lugar a la estratificación lenticular y *wavy*. En esta secuencia, los estromatolitos aparecen alternando con calizas laminadas con estratificación cruzada *hummocky* (LI.2). Los estromatolitos son de tipo Ls.1 y Ls.3. El espesor de las láminas es continuo lateralmente, es decir no muestran variaciones de espesor laterales, lo que da lugar a formas con mayor desarrollo de domos o columnas. Por otro lado, el eje de crecimiento de los domos no siempre es perpendicular a la estratificación. Además, estos estromatolitos se encuentran tapizando superficies erosivas producidas sobre las calizas con estratificación cruzada *hummocky* (LI.2). Durante los momentos de mayor oleaje se produciría la estratificación cruzada *hummocky* (p. ej., Duke, 1985; Haines, 1988), mientras que en los periodos de condiciones de buen tiempo se favorecería la formación de estromatolitos. El fuerte oleaje provocaría la fragmentación de algunos estromatolíticos y la acumulación de los fragmentos en zonas próximas (p. ej., facies LI.3 en la orilla). La secuencia termina con calizas laminadas con laminación horizontal (LI.3) y margas, que corresponderían a una situación de mayor profundidad en relación con la entrada de aportes de agua.

Existen algunos casos donde la secuencia, incompleta, comienza con calizas con estratificación lenticular o *wavy* (LI.1) y calizas con laminación paralela que muestran brechificación y grietas de desecación, y sobre ellas se disponen los estromatolitos (Ls.1), con forma elíptica aplanada, de hasta 5 cm de espesor y 10 cm de longitud, alineados en el mismo estrato; pero sin estar unidos entre ellos (Fig. 4.7). A continuación, se encuentran depósitos de margas y lutitas de color verde y gris. Estas tienen alrededor de 3 m de espesor. Esta situación correspondería a un proceso de profundización.

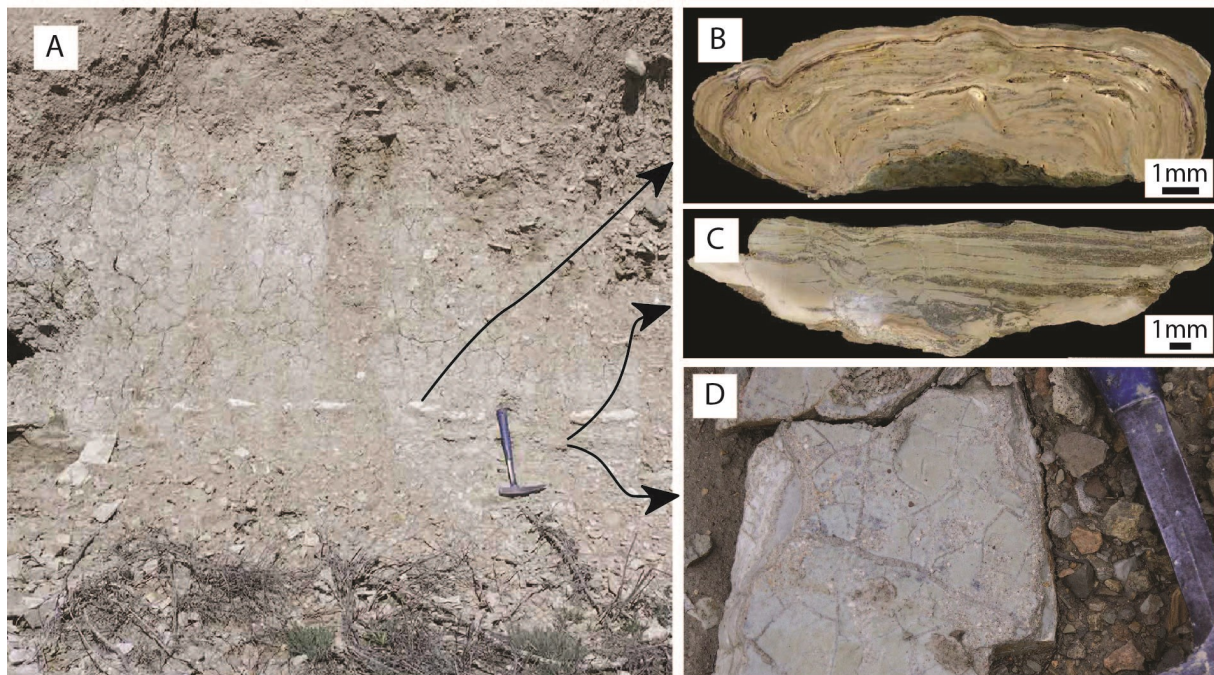


Figura 4.7. Asociación de facies incompleta (A) en la que los estromatolitos de tipo planar se desarrollan sobre calizas con estratificación lenticular o *wavy* con brechificación (B) y grietas de desecación en superficie (C).

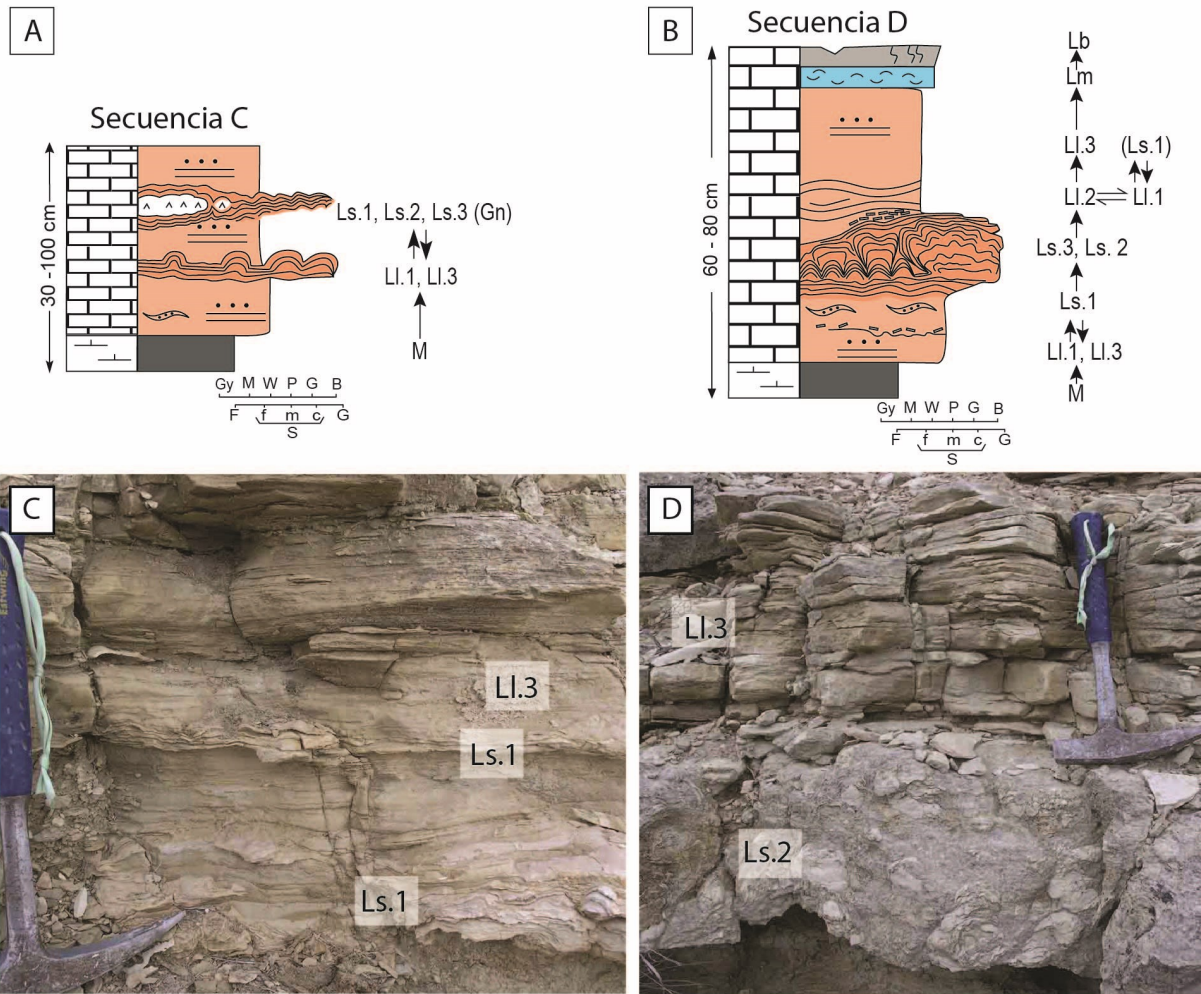


Figura 4.8. Asociación de facies C y D de procesos de somerización. En la parte inferior de cada asociación de facies se muestra el aspecto en campo de una asociación de facies incompleta de la Secuencia C (C) y de Secuencia D (D). (Gy: yeso; M: mudstone; W: wackestone; P: packstone; G: grainstone; B: boundstone; G: grainstone; B: boundstone; F: lutitas-margas; S: areniscas y arenas de grano fino (Sf), medio (Sm) y grueso (Sc); G: gravas). Los colores de las facies se refieren a la figura 4.5.

Secuencia tipo C- *Estromatolitos alternando con calizas laminadas con laminación paralela (LI.3) o con estratificación lenticular (LI.1)* (Fig. 4.8A y C). La secuencia comienza con margas, que corresponden a la llegada de aportes y suponen una profundización; sobre éstas se depositan facies de calizas con laminación paralela o estratificación lenticular o wavy (LI.1), lo que refleja cierta somerización (p. ej., Eyles y Clark, 1986). Sobre y alternando con las calizas laminadas se desarrollan estromatolitos de tipo Ls.1 y Ls.3, en ocasiones con nódulos de yeso (Gn). La presencia de la facies Gn indica descenso en el nivel del lago, con precipitación intersticial de sulfatos (p. ej., Quijada et al., 2013). Los estromatolitos planares (Ls.1) situados a techo de las calizas laminadas (LI.1 y LI.3) representan una somerización relativa tras el cese de los aportes de flujos laminares. La entrada de flujos laminares da lugar a la facies LI.3 en zonas lacustres marginales y someras (Quijada et al., 2013).

Secuencia D- *Estromatolitos planares seguidos de estromatolitos estratiformes en la base de una secuencia de somerización compleja* (Fig. 4.8B y D). La secuencia comienza con el depósito de margas, seguido de facies de calizas con laminación lenticular o *wavy* (Ll.1) o calizas con laminación paralela (Ll.3), en zonas más someras. Sobre éstas se desarrollarían los tapices microbianos que formarían estromatolitos planares. El desarrollo de estromatolitos formando domos (Ls.3) y estromatolitos estratiformes (Ls.2) sobre los planares (Ls.1) se interpreta como una profundización progresiva, en la que las condiciones de buen tiempo han sido permanentes durante todo el periodo de desarrollo del estromatolito (p. ej., Awramik y Buchheim, 2015; Roche et al., 2018; Vãrejao et al., 2019). El desarrollo de la facies de calizas con estratificación cruzada *hummocky* (Ll.2) entre y sobre los estromatolitos estratiformes (Ls.3) y con forma de domo (Ls.2) refleja un cambio en la hidrodinámica del medio, que pasaría de condiciones de buen tiempo a periodos de oleaje fuerte de tormentas. Las calizas con laminación paralela (Ll.3) reflejarían, de nuevo, condiciones de buen tiempo. A techo de la secuencia, la presencia de las calizas bioclásticas masivas (Lm) supone un aumento relativo de la profundidad en relación con la llegada de aportes y la consiguiente dilución del agua del lago. Las calizas con bioturbación se formarían por la posterior somerización y expansión de las orlas palustres, con exposición subaérea de áreas extensas (Lb).

A partir de los datos obtenidos del estudio de las relaciones de los estromatolitos con otras facies, las variaciones en la morfología externa y formas de crecimiento interno se ha interpretado que los principales factores que condicionan la morfología externa e interna son la profundidad a la que se encuentran los estromatolitos, las variaciones de la energía del medio y la cantidad de aportes. Estos factores quedan recogidos en la figura 4.9 y más ampliamente explicados en Martín-Bello et al. (2019a).

4.5 La laminación estromatolítica

El estudio de la laminación estromatolítica se ha realizado a dos escalas diferentes: escala de visu y a escala microscópica, fundamentalmente microscopía óptica. Tanto en visu como a escala microscópica se distinguen láminas claras y oscuras que coinciden en ambas escalas de observación (Fig. 4.10). El estudio de la laminación ha permitido caracterizar la mineralogía de las láminas y el tamaño, la morfología y la disposición de los cristales que componen estas láminas. Se ha observado que existen diversos tipos de láminas según las características texturales y su color. Esto ha permitido diferenciar 4 tipos de láminas simples y 3 compuestas. Además, se observa que estas láminas se organizan siguiendo patrones diferentes, por lo que la combinación de esos tipos, simples y compuestos, produce los 3 patrones de repetición que han sido reconocidos en la laminación estromatolítica.

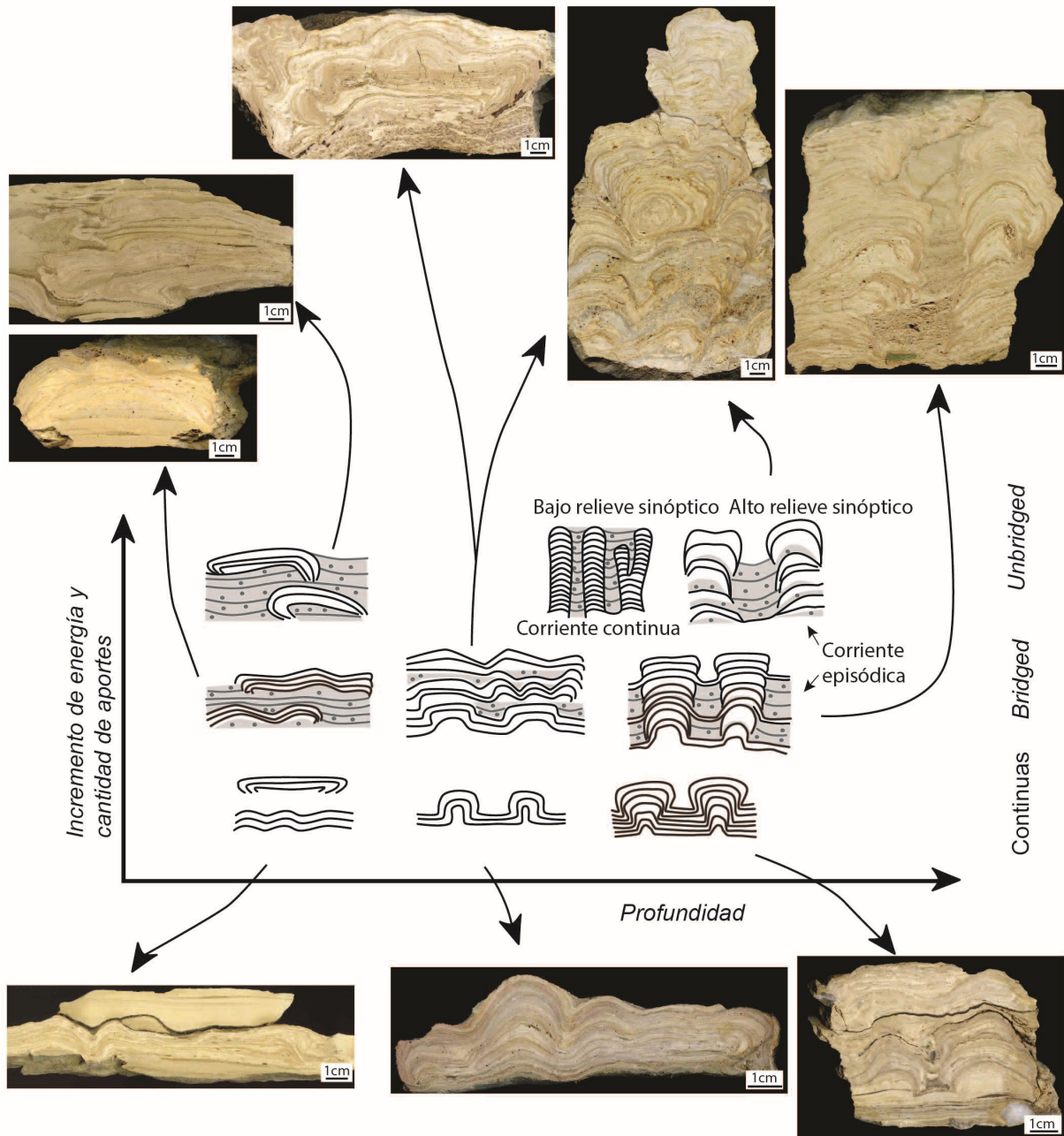


Figura 4.9. Variaciones de la forma de las láminas, la continuidad lateral de las láminas y en conjunto, las formas de crecimiento interno en función de la profundidad del agua, la energía del medio y la cantidad de aportes.

4.5.1 Tipos de láminas

Las principales diferencias que se pueden observar en la textura son las variaciones en la porosidad, color y en el tamaño de cristal de la calcita y dolomita: *micrita*, *microesparita* o *esparita*.

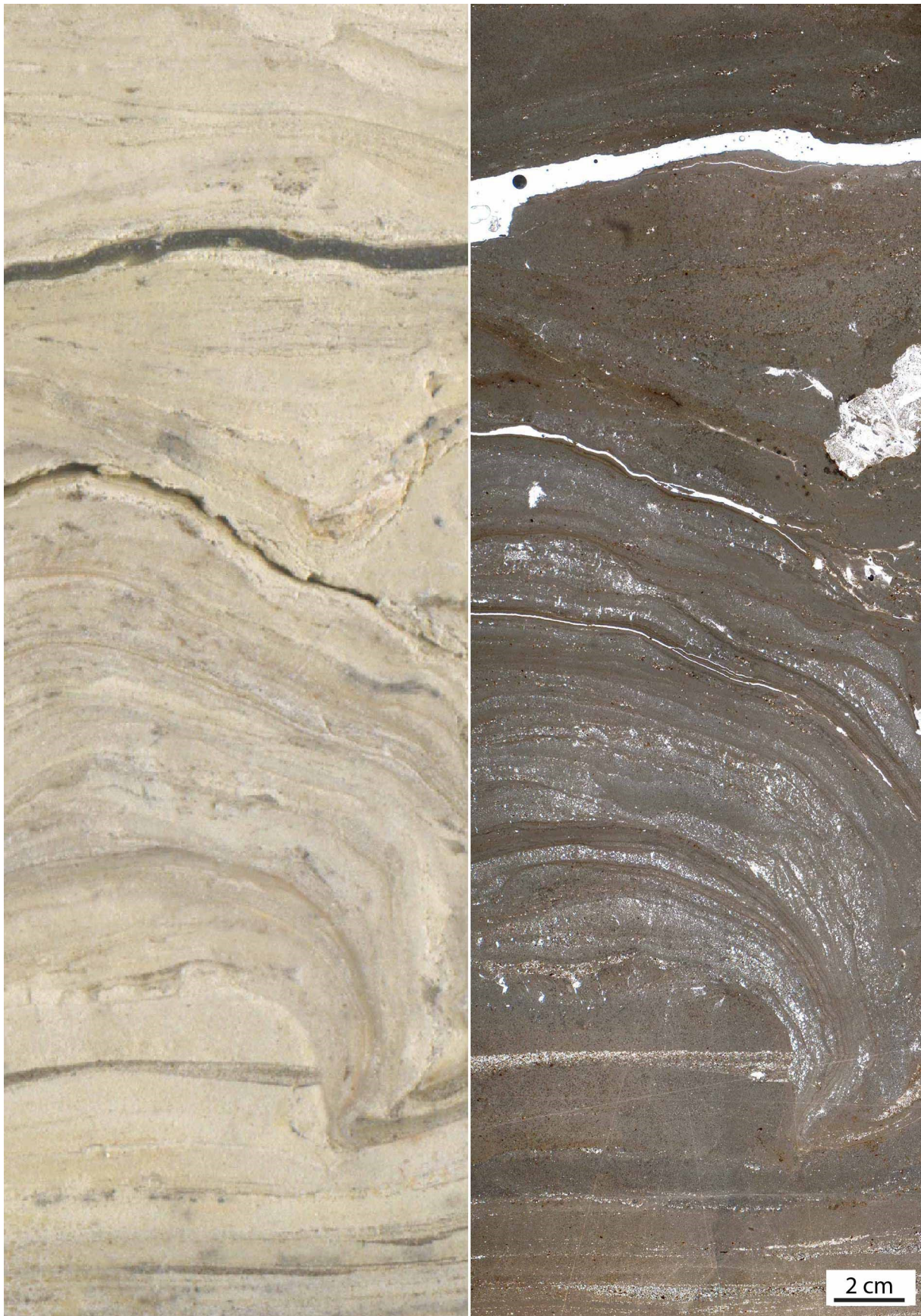
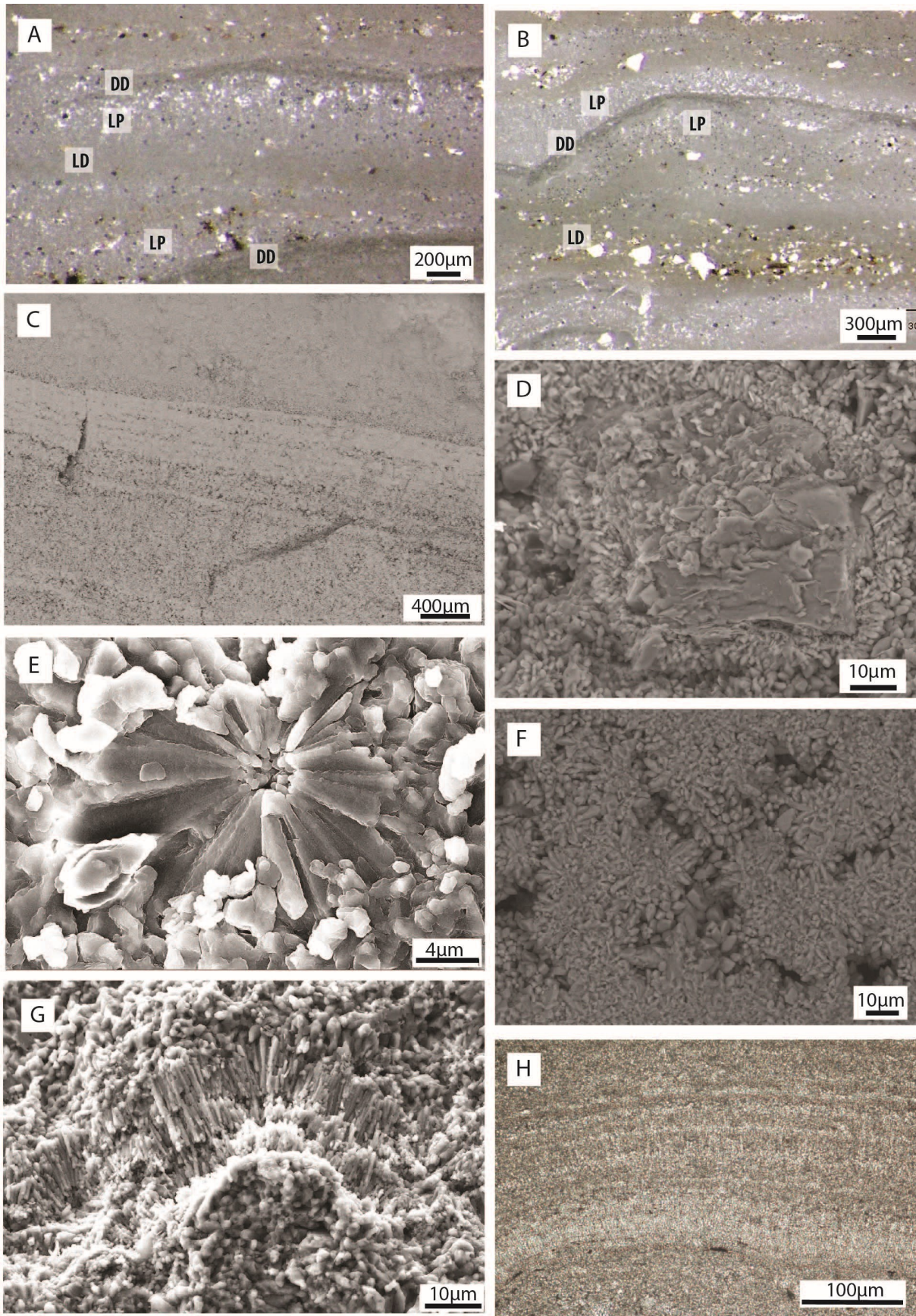


Figura 4.10. Imagen de visu a la izquierda e imagen en lámina delgada a la derecha. En la base se observa una superficie de erosión en una caliza laminada. Sobre ella laminación estromatolítica. Se observa la alternancia de láminas claras y oscuras en ambas imágenes.

El término de lámina simple según (Walter, 1972) y Preiss (1972) se refiere a la unidad más pequeña que forma una capa. En el caso la Sierra de Alcubierre, se ha seguido el uso que adoptaron Arenas y Jones (2017), es decir, una lámina simple es toda unidad con textura uniforme y su espesor es menor a 10 mm; las sucesivas láminas simples están separadas entre sí por límites, que pueden ser netos o graduales. Se han distinguido cuatro tipos de láminas simples (referido a los estromatolitos de composición calcítica):

- Láminas micríticas oscuras densas (*Dark dense micrite laminae, DD*): están formadas por micrita gris oscura. Su espesor es de entre 0,04 y 0,5 mm, con un espesor lateralmente constante (Fig. 4.11A y B). El límite superior de las láminas es siempre neto, mientras que el límite inferior puede ser neto o gradual. La micrita está formada por cristales subhedrales y anhedrales de calcita (Fig. 4.11C). Estas láminas presentan de forma puntual pequeños poros de forma oblonga, de unas 40 μm en su eje mayor, que se disponen paralelos a la laminación. Estos poros muestran cristales subhedrales de calcita en su contorno. Se trata de porosidad interpartícula con una estimación visual de <5%. Esporádicamente se reconocen esferulitos, de menos de 10 μm de diámetro (Fig. 4.11E).
- Láminas micríticas y microesparíticas claras porosas (*Light porous/clotted micrite laminae, LP*): compuestas por micrita y microesparita de tonos grises claros. El espesor de estas láminas es de entre 0,1 y 1,3 mm; con variaciones laterales de espesor: se incrementa en las cumbres de los domos y disminuye hacia abajo, en ocasiones hasta desaparecer. Presentan una fábrica *clotted* a *clotted-micropeloidal* en la que el diámetro de los *clots* es de <50 μm (Fig. 4.11F). Normalmente, la porosidad de estas láminas aumenta hacia techo (Fig. 4.11A). Los poros tienen formas redondeadas, de entre 0,1 y 0,3 mm de diámetro. Algunos de ellos presentan formas oblongas, con los ejes largos paralelos a la laminación. Se trata de porosidad interpartícula con un porcentaje de entre un 10 y un 20% de poros. Los poros se encuentran en ocasiones rellenos de cristales de microesparita subhedral o yeso microcristalino.
- Láminas micríticas claras densas (*Light dense micrite laminae, LD*): están compuestas por micrita de tono gris claro a amarillento. El espesor de estas láminas es de entre 0,1 y 1,9 mm. El espesor varía lateralmente e incluso de manera irregular (Fig. 4.11A y B). Estas láminas pasan verticalmente a láminas porosas con textura *clotted*. Pueden contener pequeños granos de cuarzo (de 0,1 a 0,5 mm) junto con bioclastos (moluscos, ostrácodos y fragmentos de carofitas), fragmentos de estromatolitos, *coated grains*, *rip-up clasts* y ooides (0,12 a 0,75 mm de diámetro) (Fig. 4.11D). Estos componentes están normalmente alineados paralelamente a la disposición de las láminas. Las láminas están formadas por cristales anhedrales y subhedrales de calcita y dolomita de 1 a 5 μm de longitud. La porosidad (<5%) que presentan estas láminas es de tipo intergranular y en ocasiones de tipo shelter, como poros en el interior de carofitas o al abierto de conchas de bivalvos. En estas láminas son visibles de manera puntual esferulitos de aproximadamente 10 μm de diámetro.



- Láminas fibrosas (*Fibrous laminae*): están compuestas de cristales de *esparita*. Tienen espesores de entre 0,01 y 0,3 mm, y alternan con láminas micríticas (Fig. 4.11H), tanto porosas como densas oscuras. La continuidad lateral es variable y pasan lateralmente a láminas micríticas oscuras densas. Es un tipo de lámina poco frecuente. Los cristales de *esparita* son alargados (Fig. 4.11G), presentan sus ejes largos perpendiculares a la laminación y se observan principalmente en las cúspides de los domos. Estas láminas se encuentran con mayor frecuencia en estromatolitos que contienen componentes aloquímicos (ooides, intraclastos y bioclastos) y siliciclásticos incluidos en las láminas claras densas, normalmente con una disposición alineada con las láminas. Algunos de estos componentes presentan envueltas de láminas de calcita fibrosa.

Las láminas simples compuestas por micrita (DD, LP y DP) pueden agruparse formando láminas compuestas en las que domina un tipo de lámina simple (Fig. 4.12B):

- Láminas compuestas oscuras (*Dark composite laminae, DCL*): presentan espesores de entre 0,3 y 2,8 mm, y pueden estar formadas por láminas densas oscuras con intercalaciones de finas láminas porosas claras o por sucesivas láminas oscuras densas (Fig. 4.12B).
- Láminas compuestas claras (*Light composite lamina, LCL*): con espesores de entre 0,6 y 6,4 mm. Están formadas por láminas claras porosas gruesas con intercalaciones de finas láminas simples densas oscuras o por la alternancia entre láminas simples claras porosas y claras densas (Fig. 4.12B).

La combinación de los tipos de láminas simples y compuestas puede generar distintos patrones de laminación. Se reconocen tres patrones de laminación, que coinciden con los propuestos por Monty (1976), ya descritos en el Capítulo 2 (Fig. 4.12C):

- Laminación alternante simple: alternan láminas simples claras porosas y oscuras densas (Fig. 4.12C Tipo A).
- Laminación ciclotémica: sucesión de ciclos. Cada uno consiste en la sucesión: lámina clara densa en la base, seguida de lámina clara porosa y finalmente lámina oscura densa a techo (Fig. 4.12C Tipo B).

Figura 4.11. Componentes y texturas de las láminas simples visibles en microscopio óptico y SEM. A) y B) Ejemplos de láminas densas oscuras (DD), laminas claras porosas (LP) y láminas claras densas (LD). C) Sucesión de láminas prosas claras, seguidas de láminas densas oscuras y densa clara observado en SEM. D) *Coated grain* en el que el núcleo es un grano de cuarzo correspondiente a una lámina densa clara. E) Esferulito. F) Textura de micrita porosa formando *clots* de lámina clara porosa. G) Lamina fibrosa observada en SEM. H) Láminas fibrosas observadas en microscopio óptico.

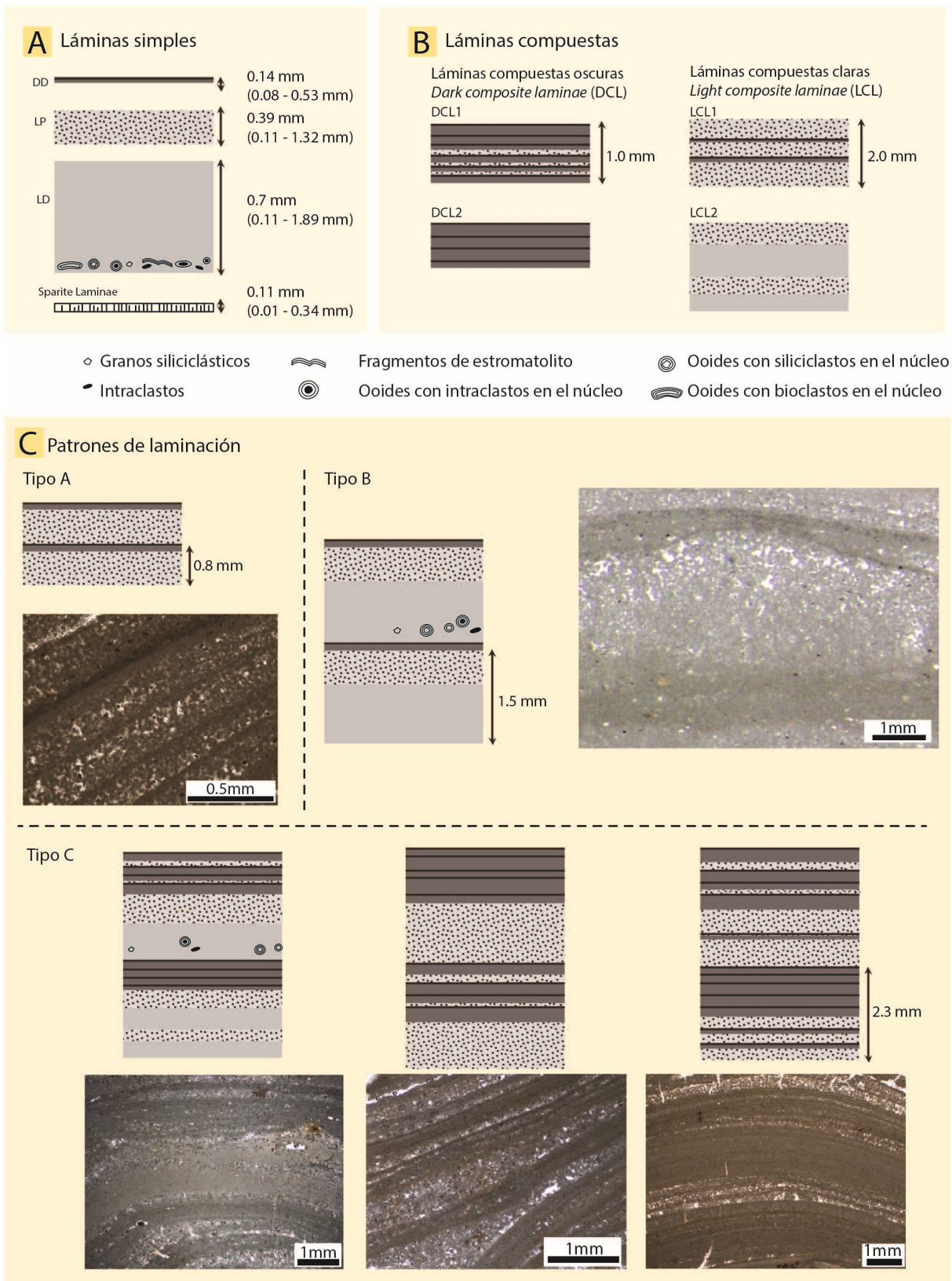


Figura 4.12. A) Tipos de láminas simples. B) Tipos de láminas compuestas. C) Patrones de laminación basados en la combinación de láminas simples y compuestas acompañados de imágenes de láminas estromatolíticas visibles en microscopio que muestran cada uno de los patrones de laminación.

- Laminación alternante compuesta: alternancia entre láminas compuestas oscuras (de los dos tipos descritos arriba) y claras, ya sean estas últimas simples o compuestas de ambos tipos (Fig. 4.12C Tipo C; Fig. 4.13).

4.5.2 Significado de la laminación

Interpretar el significado ambiental y temporal de las láminas de los estromatolitos es complejo por la multitud de parámetros físicos, químicos y biológicos que controlan el desarrollo de la laminación (Hofmann, 1973; Seong-Joo et al., 2000; Storrie-Lombardi y Awramik, 2006; Petryshyn et al., 2012; Arenas et al., 2015). Es por ello que el análisis de la laminación en microbialitas ha sido objeto de diversos estudios (p. ej., Park, 1976; Monty, 1978; Casanova y Hillaire-Marcel, 1992; Suárez-González et al., 2014; Arenas y Jones, 2017). El principal objetivo de estos trabajos es determinar los factores, tanto ambientales como biológicos, que controlan la formación de la laminación en distintos ambientes marinos, lacustres o fluviales, así como el periodo de tiempo que representan las láminas.

En la actualidad se conoce que los estromatolitos se desarrollan atrapando sedimento (Reid et al., 2000; Riding, 2000; Suárez-Gonzalez et al., 2019a) y/o mediante la precipitación directa de calcita (Reid et al., 2003; Dupraz et al., 2006). A su vez, estos procesos, y por tanto la laminación resultante, están condicionados por un conjunto de factores que, entre otros, comprenden: 1) el desarrollo y/o actividad de las comunidades biológicas (Noffke y Awramik, 2013); 2) variaciones de parámetros ambientales, como la profundidad a la que se encuentran los estromatolitos, la energía del medio, la temperatura, la proporción Precipitación/Evaporación, e incluso la cantidad de aporte de sedimento (Reid y Browne, 1991; Andres y Reid, 2006; Awramik y Buchheim, 2009; Jahnert y Collins, 2011, 2013; Noffke y Awramik, 2013; Renaut et al., 2013; Mercedes-Martín et al., 2014; Bouton et al., 2016a; Letteron et al., 2018; Vennin et al., 2018). Todas estas variables quedan registradas en la textura, color, espesor y forma de las láminas, así como en las formas de crecimiento interno y morfologías externas a las que dan lugar. Asimismo, del estudio de la organización de la laminación se puede

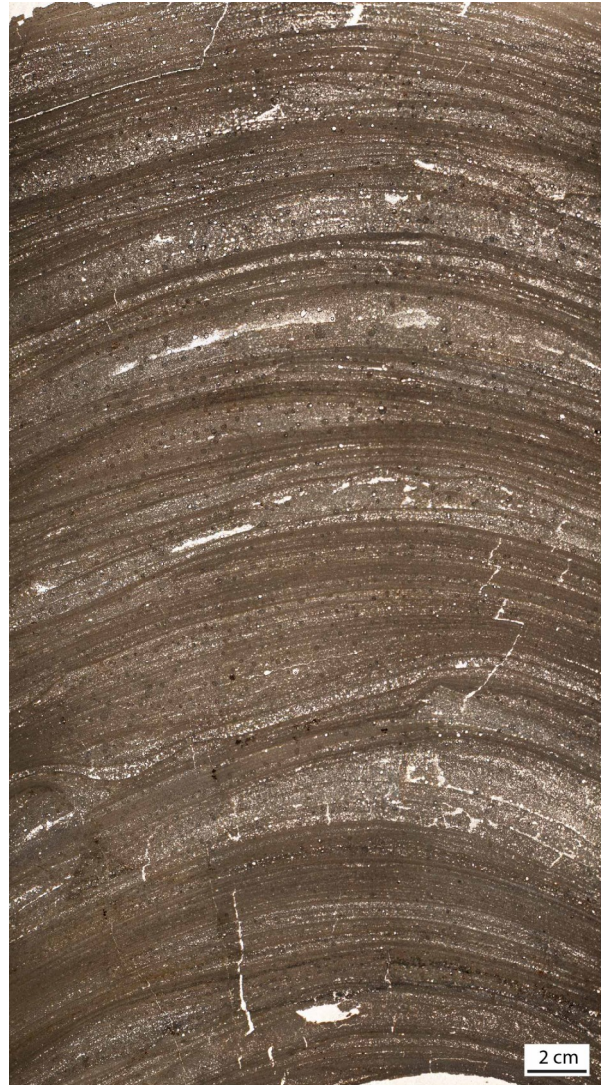


Figura 4.13. Laminación alternante compuesta. Se observa la alternancia de láminas claras y oscuras compuestas.

inferir un significado temporal, tanto de la duración de las láminas como de los varios patrones de repetición.

Las variaciones de la precipitación y la temperatura influyen sobre todo en la textura, el color y el espesor de las láminas (Casanova, 1994; Arenas y Jones, 2017; Rodríguez-Berriguete et al., 2018). En la mayoría de los estromatolitos de tipo micrítico estudiados, la organización más común es una alternancia entre láminas porosas claras y densas oscuras, que ha sido tentativamente considerada como un registro de variaciones estacionales en la precipitación y/o la temperatura a lo largo del año, como ocurre en otras microbialitas laminadas de medios continentales (Casanova y Hillaire-Marcel, 1992; Zamarreño et al., 1997; Kano et al., 2003; Arp et al., 2010) y marinos (Tang et al., 2014). Por ejemplo, Casanova (1994) en los estromatolitos lacustres Holocenos del Rift Valley del este de África, basándose en consideraciones texturales y geoquímicas, propone que las láminas claras están relacionadas con las estaciones lluviosas mientras que las oscuras lo están con las estaciones secas. En los sistemas fluviales, la formación de las láminas se ha atribuido a cambios estacionales de parámetros como la temperatura, en los que cada pareja de láminas (generalmente compuestas) representa un año (Kano et al., 2003, 2007; Andrews y Brasier, 2005; Kawai et al., 2009; Arp et al., 2010; Tang et al., 2014; Arenas et al., 2019). Sin embargo, se ha demostrado que varias láminas simples pueden formarse en unos pocos meses (Vázquez-Urbez et al., 2010; Arenas y Jones, 2017).

A partir de lo anteriormente expuesto, en el caso de estudio se podría asumir que las láminas oscuras, más densas, corresponderían a periodos más secos que las claras. Esta situación favorecería el aumento de la saturación en calcita, produciendo o favoreciendo la formación de cristales pequeños (Merz-Preiß y Riding, 1999; Arp et al., 2001). Esta interpretación se complementa con estudio de la composición isotópica de las láminas. En los sistemas lacustres, el análisis de isótopos de carbono y oxígeno junto con las variaciones texturales de la laminación microbialítica aportan información sobre las condiciones de evaporación, precipitación y/o temperatura presentes en el momento de formación de las láminas, lo cual permite inferir su duración que suele estar relacionada con un carácter estacional o anual de la laminación (Kelts y Talbot, 1990; Leng y Marshall, 2004; López-Blanco et al., 2016). Este aspecto se trata en detalle en el siguiente capítulo.

4.5.3 Las evidencias microbianas

Los cuerpos y estructuras relacionados con microbios que han podido observarse en las muestras estudiadas son escasos. Su distinción ha sido posible principalmente mediante el uso de microscopio óptico (Fig. 4.14C, B y C) y de SEM (Fig. 4.14D y Fig. 4.15).

En otras ocasiones, en las láminas micríticas se reconocen cuerpos alargados o moldes rellenos de esparita (Fig. 4.14A y B). Estas formas filamentosas se disponen de manera perpendicular a la laminación con longitudes de hasta 1 mm (Fig 4.14A).

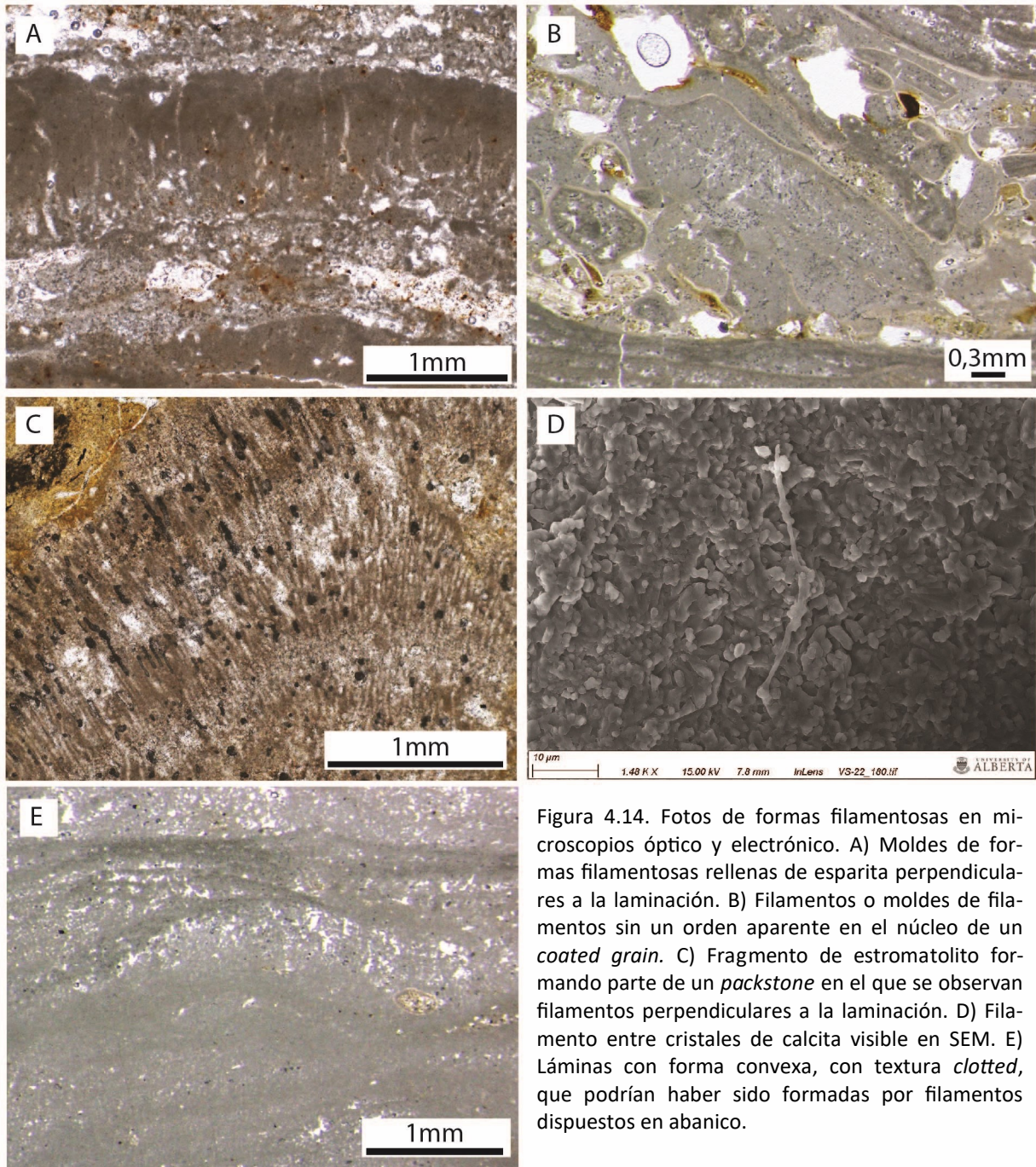


Figura 4.14. Fotos de formas filamentosas en microscopios óptico y electrónico. A) Moldes de formas filamentosas rellenas de esparita perpendiculares a la laminación. B) Filamentos o moldes de filamentos sin un orden aparente en el núcleo de un *coated grain*. C) Fragmento de estromatolito formando parte de un *packstone* en el que se observan filamentos perpendiculares a la laminación. D) Filamento entre cristales de calcita visible en SEM. E) Láminas con forma convexa, con textura *clotted*, que podrían haber sido formadas por filamentos dispuestos en abanico.

Puntualmente se observan formas filamentosas sin orden aparente en el núcleo de algunos ooides (Fig. 4.14B). Sólo en un caso se han observado filamentos en un fragmento de estromatolito de tan solo 1 mm² de tamaño (Fig. 4.14C) incluido en un *packstone* de una caliza laminada con estratificación lenticular o *wavy*. Este caso aislado no resulta representativo, pero es una muestra de la existencia de tapices microbianos en el entorno lacustre. Se trata de un *packstone* de intraclastos formado por fragmentos de estromatolito, fragmentos micríticos, carofitas y *coated grains*. En el fragmento se puede observar una alternancia de láminas porosas y algo más densas (Fig. 4.14C) perpendiculares a las cuales se disponen las formas filamentosas, más fácilmente visibles en las láminas densas.

Por otro lado, en algunas láminas existen cuerpos con forma convexa (Fig. 4.14E) en cuyo interior se reconocen formas micríticas que podrían ser filamentos formando abanicos, que darían lugar a crecimientos con forma de domo (p. ej., Monty y Mas, 1981; Cohen et al., 1997; Arenas et al., 2007a; Dupraz et al., 2009).

La escasa presencia de filamentos microbianos en el resto de la extensa colección de estromatolitos, puede ser debida a su mala conservación, p.ej. debido a su escasa calcificación (Riding, 2000). También se ha sugerido que estos estromatolitos estuvieran formados por bacterias cocoidales, más que por filamentos de cianobacterias (Arenas et al., 1991; Suosaari et al., 2016).

Aunque se realizaron numerosas observaciones en microscopio electrónico de barrido la exploración no fue exitosa, a excepción de unos pocos casos como los expuestos en la figura 4.14D y la figura 4.15.

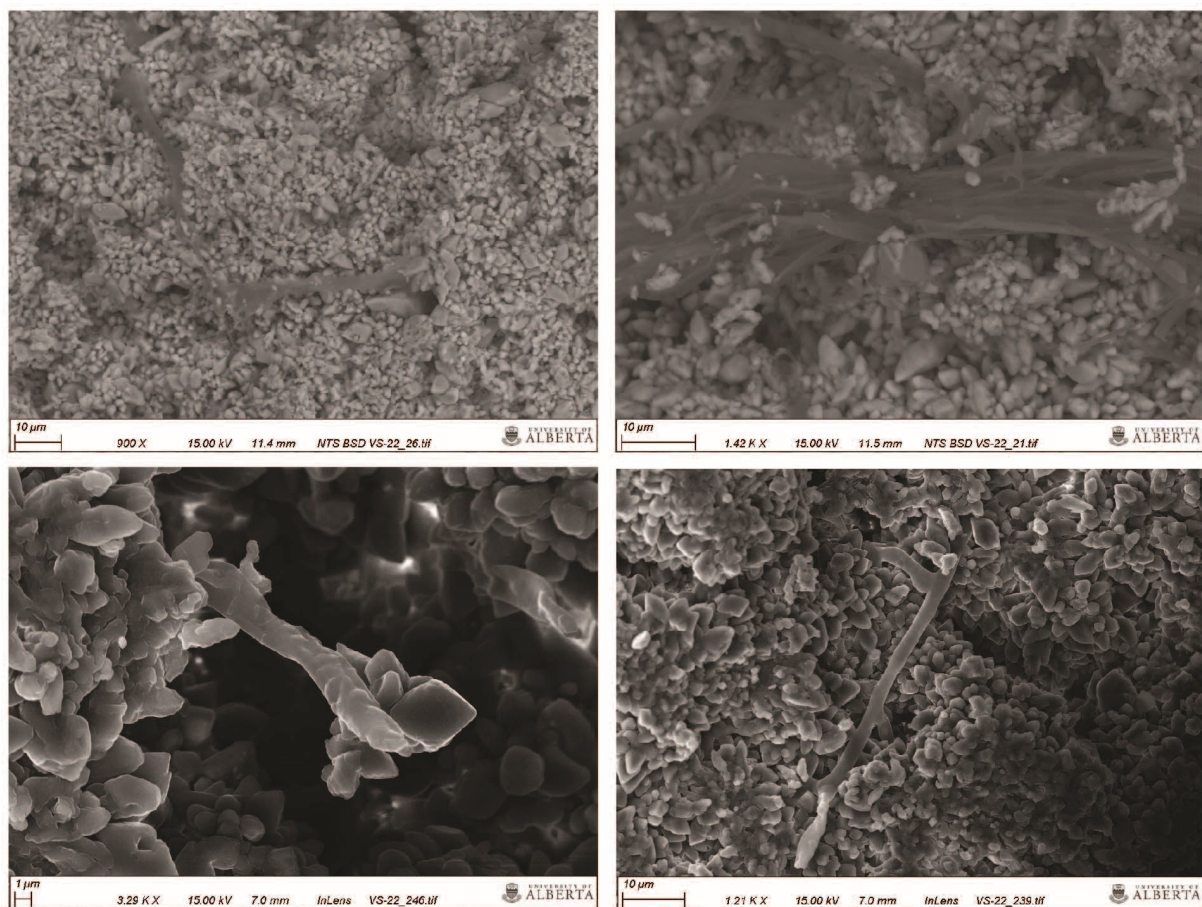


Figura 4.15. Fotos de filamentos entre cristales de calcita, mayormente micrita, visibles en SEM, cuyo origen no es seguro que corresponda al momento de formación de los estromatolitos.

Características texturales y variaciones morfológicas de los estromatolitos lacustres del Mioceno de la Sierra de Alcubierre (Cuenca del Ebro): Interpretación sedimentológica preliminar

Textural features and morphology variations of Miocene lacustrine stromatolites of the Sierra de Alcubierre (Cuenca del Ebro): preliminary sedimentological interpretation

L. Martín Bello¹, C. Arenas Abad¹, A.M. Alonso Zarza² y G. Pardo Tirapu¹

¹ Estratigrafía. Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. Calle Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza (España). lmartinb@unizar.es, carenas@unizar.es gpardo@unizar.es

² Dpto. Petrología y Geoquímica, Facultad de Geología, Universidad Complutense Madrid. Calle José Antonio Novais 12, 28040 Madrid (España). alonsoza@geo.ucm.es

Resumen: El registro lacustre mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro contiene abundantes estromatolitos, en particular en la Sierra de Alcubierre. Los estromatolitos se asocian a facies de calizas (localmente dolomías) laminadas (con estratificación lenticular y wavy, estratificación cruzada hummocky y laminación horizontal). Ambas facies representan un contexto de lago salino somero con depósito de carbonatos. En la secuencia tipo de facies (ciclo de profundización-somerización), los estromatolitos se hallan tanto en la base de los depósitos que representan el inicio de un proceso de profundización, como entre depósitos que representan un proceso de somerización. En las dos situaciones se encuentran distintos tipos morfológicos de estromatolitos: cuerpos de pocos milímetros a 10 cm de espesor, biohermos y biostromos (hasta 30 cm de espesor). Las láminas son lisas; alternan láminas porosas y densas, tanto simples como compuestas, pero el patrón de variación textural no es simple ni único. Los biohermos y biostromos se desarrollan en condiciones más profundas y periodos de oleaje de buen tiempo más largos que los estromatolitos finos.

Palabras clave: estromatolitos, facies lacustres, Mioceno, Sierra de Alcubierre, Cuenca del Ebro.

Abstract: The Miocene lacustrine record of the central Ebro Basin (Spain) encompasses abundant stromatolites, in particular in the Sierra de Alcubierre. The stromatolites are associated with laminated limestones (locally dolostones), with lenticular and wavy stratification, hummocky-cross stratification and horizontal lamination. Both facies represent a shallow saline lake context with carbonate deposition. In the type-facies sequence (deepening-shallowing cycle), the stromatolites occur both at the base of deposits that represent the beginning of a deepening process and through deposits that represent a shallowing process. In both settings, different morphological types of stromatolites are present: thin planar beds (mm to 10 cm thick), bioherms and biostromes (up to 30 cm thick). The laminae are smooth; alternating porous and dense laminae, single and composite; however, the textural pattern is neither simple or single. Bioherms and biostromes developed in deeper conditions and longer fair-weather periods than the planar stromatolites.

Key words: stromatolites, lacustrine facies, Miocene, Sierra de Alcubierre, Ebro Basin.

INTRODUCCIÓN

Los estromatolitos son estructuras laminadas que se forman a partir de tapices microbianos desarrollados sobre sustratos fijos, tanto en ambientes marinos como continentales (Riding, 1991). Sus variaciones morfológicas se han relacionado principalmente con cambios en el espacio de acomodación y en las condiciones hidrodinámicas (Andres y Reid, 2006).

En el registro lacustre mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro (Fig.1) son comunes los afloramientos de estromatolitos, en particular en la Sierra de Alcubierre. Arenas (1993) y Arenas et al. (1993) documentaron la distribución espacial y temporal de los estromatolitos e interpretaron su

asociación con otras facies lacustres en función de variaciones del nivel de agua. Sin embargo, la relación entre los tipos morfológicos de estromatolitos y su posición en las secuencias verticales de facies precisa un análisis más detallado. Por ello, el objetivo de este trabajo es caracterizar su textura y aportar información sobre el significado ambiental de las variaciones morfológicas de los estromatolitos.

CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO

En la Sierra de Alcubierre (Fig. 1), el registro del Mioceno inferior y medio constituye una sucesión de aproximadamente 630 m de espesor, en la que se han diferenciado tres unidades tectosedimentarias, UTS T5, T6 y T7 (Arenas, 1993; Arenas y Pardo, 1999). En este

sector, estas unidades están formadas por depósitos de carbonatos y sulfatos de origen lacustre (calizas, dolomías, yeso y margas), y depósitos aluviales distales (areniscas y lutitas) de procedencia pirenaica.

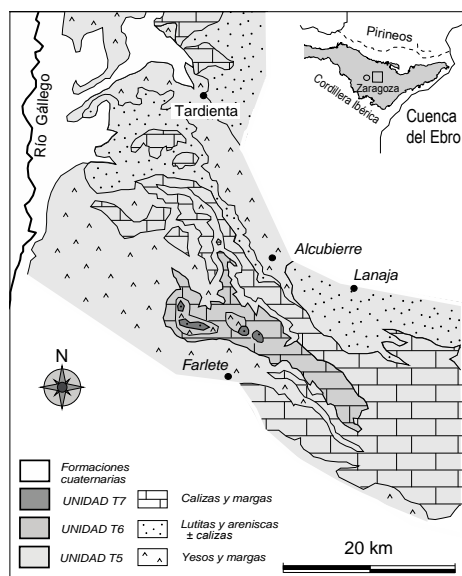


FIGURA 1. Mapa geológico de las unidades tectosedimentarias de la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones (Arenas y Pardo, 1999).

Las facies de carbonatos lacustres son (Arenas y Pardo, 1999): margas (M), calizas y dolomías laminadas (Ll), estromatolitos (Ls), calizas bioclásticas masivas (Lm) y calizas bioturbadas (Lb). Se pueden distinguir diferentes subfacies teniendo en cuenta las estructuras sedimentarias, los componentes biológicos y las características pedogenéticas. Así, la facies Ll se subdivide en Ll.1 (con estratificación lenticular y wavy, incluyendo niveles tabulares de *packstones* y *rudstones* de 1 a 3 cm de espesor), Ll.2 (con estratificación cruzada *hummocky*, HCS, Fig. 2) y Ll.3 (con laminación paralela). La laminación de la facies Ll resulta de la presencia de láminas, niveles tabulares y lenticulas, de espesores submilimétricos a centímetros, formados por granos de tamaño arena (silíceos y carbonatados) en una matriz *mudstone*. Las facies de sulfatos incluyen yeso con *ripples* y laminación (Gr, Gl), nodular (Gn) y macrocristalino (Gm). Las facies siliciclásticas son areniscas y lutitas (Sm, Sr, St, Fm, Fl, según el código de Miall, 1978).

En el modelo de facies lacustre para el Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro se diferencian dos situaciones principales (Arenas y Pardo, 1999): 1) Nivel alto del lago, en el que se forman las facies Lb, Lm y M. La facies Lb representa una orla palustre. 2) Nivel bajo del lago, en el que se generan Gr, Gl y M. Las calizas (localmente dolomías) laminadas y estromatolíticas (facies Ll y Ls) se desarrollan en situaciones intermedias, durante oscilaciones del nivel lacustre entre las situaciones 1 y 2. Representan condiciones de lago salino. La composición de $\delta^{13}\text{C}$ y

$\delta^{18}\text{O}$ de las diversas facies de carbonatos apoya estas interpretaciones (Arenas et al., 1997).

METODOLOGÍA

Se ha realizado un análisis sedimentológico de detalle de 13 secciones estratigráficas que contienen estromatolitos levantadas en las unidades T5, T6 y T7 (correlacionadas por autocorrelación, Arenas, 1993). Dicho análisis comprende la realización de 40 columnas estratigráficas de detalle (a escala 1:10), esquemas de la geometría de los cuerpos estromatolíticos y recogida de muestras de estromatolitos y facies asociadas. En estas nuevas muestras se han realizado secciones pulidas, láminas delgadas y análisis de difracción de rayos X que, junto con las preparaciones y análisis ya existentes (de Arenas, 1993), se han utilizado para la caracterización de la estructura, textura y mineralogía. La DRX de las nuevas muestras se ha realizado con un difractor D-Max Rigaku (Servicio de Apoyo a la investigación de la Universidad de Zaragoza).

CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS

Según la geometría en afloramiento se diferencian tres tipos de estromatolitos (Ls), además de oncolitos. Estos tipos coinciden con los descritos por Arenas et al. (1993). El estudio de sus rasgos se ha realizado en detalle y se ha completado en nuevos afloramientos. Sus características se resumen como sigue:

1) Cuerpos finos (Ls.1), de pocos mm a 10 cm de espesor y de continuidad lateral variable. En función de la morfología de las láminas se diferencian: Ls.1a, con láminas semi-horizontales (Fig. 2); Ls.1b, con láminas suavemente onduladas; y Ls.1c, con láminas mameliformes, con sección semicircular, rómbica o rectangular. En planta, los ondulados y mameliformes muestran formas de circulares a oblongas; estas últimas con sus ejes largos paralelos.

2) Biohermos (Ls.2), con secciones de subsféricas a cóncavas, de 20 a 30 cm. Están constituidos por láminas que presentan un modelo de crecimiento columnar y pseudocolumnar. Algunos domos y columnas pueden estar separados por *mudstones* masivos y, a veces, por *packstones* y *rudstones* intraclásticos, incluyendo fragmentos estromatolíticos. Algunos biohermos culminan con pequeños domos.

3) Biostromos (Ls.3), de 20 a 30 cm de espesor y 10 a 30 m de longitud visible. Su sección es tabular. Suelen desarrollarse sobre Ls.1, primero con un crecimiento pseudocolumnar (2-5 cm de espesor) y después como domos y/o columnas (5-20 cm de espesor). Algunos biostromos se correlacionan a escala kilométrica.

4) Oncolitos (Lo), de 3 a 6 cm de diámetro. En sección son elípticos y su crecimiento es simétrico y

asimétrico. Los oncolitos son muy poco frecuentes y sólo aparecen en la base de algunos biohermos (Ls.2).

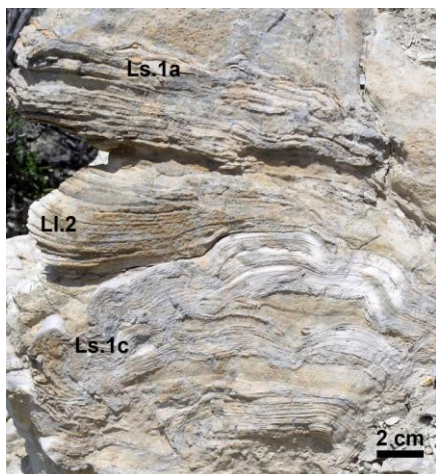


FIGURA 2. Aspecto de las facies Ls.1a, Ls.1c y Ll.2 en afloramiento.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Los estromatolitos están compuestos de calcita principalmente, a excepción de algunos casos de la unidad T5 que contienen hasta un 60% de dolomita y hasta 10% de cuarzo detrítico (determinado en microscopio óptico y por DRX).

Las láminas de los estromatolitos son, en general, lisas y continuas, y forman domos y ondulaciones irregulares. Están formadas por micrita y microesparita. La laminación se distingue por diferencias en la porosidad de las láminas (Fig. 3).

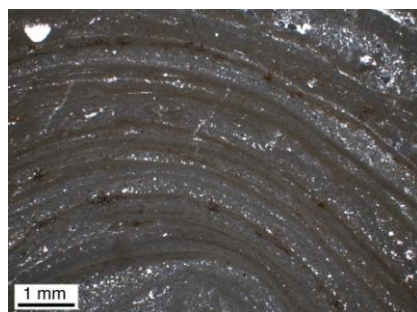


FIGURA 3. Laminación estromatolítica en microscopio óptico. Alternancia de láminas porosas y láminas densas compuestas.

Las láminas porosas presentan tonalidades más claras y espesores de entre 35 μm y 2 mm; su espesor decrece hacia los extremos de los domos. Las láminas densas, de tonalidad más oscura y espesores de entre 45 μm y 2,60 mm, generalmente son láminas compuestas, pues a su vez contienen láminas diferenciadas por variaciones de tonalidad y/o pequeños cambios de porosidad (láminas de 20 a 250 μm). En ambos tipos de láminas se reconocen cuerpos micríticos filamentosos dispersos, dispuestos subperpendicularmente a la laminación, que se interpretan como cianobacterianos. La laminación no

muestra un patrón repetitivo simple, por lo que su estudio requiere un análisis estadístico, apoyado también en datos geoquímicos. Por ello, es aventurado dar interpretaciones ambientales o temporales.

ASOCIACIONES VERTICALES DE FACIES: SIGNIFICADO SEDIMENTOLÓGICO DE LOS ESTROMATOLITOS

Las facies carbonatadas están organizadas en secuencias simples de 1 a 4 m de espesor. La secuencia caracterizada por la sucesión de facies Ls→Ll→M→Ll→Ls→Lm→Lb es una secuencia tipo completa, observada en campo, y representa un ciclo de profundización-somerización (Arenas, 1993). Existen muchas variaciones de esta secuencia que se deben a la falta de una o más facies. Los estromatolitos se encuentran tanto en la base de los depósitos que representan el comienzo de un proceso de profundización, como entre depósitos que representan un proceso de somerización, y en cada una de estas situaciones se encuentran distintos tipos morfológicos de estromatolitos (Fig. 4):

1) En la base de depósitos que representan un proceso de profundización (Fig. 4A):

El desarrollo de estromatolitos finos (Ls.1b y Ls.1c) sobre calizas bioturbadas (Lb) representa la primera colonización microbiana tras un período prolongado de exposición subaérea del ambiente palustre. Ambos tipos de estromatolitos están relacionados con fragmentos estromatolíticos (Ll.1). Se formarían en zonas marginales someras con cierta energía. Sobre ellos, el desarrollo de biohermos (Ls.2) representaría un pequeño incremento de profundidad. La formación posterior de Ll.2 (HCS) sugiere un aumento relativo de la profundidad ligado a períodos con dinámica de oleaje de tormentas (p. ej., Duke, 1985). Finalmente, las margas se asocian a una profundización mayor con expansión lacustre debida a un incremento de aportes al lago.

2) Asociados con depósitos que representan un proceso de somerización (Fig. 4B, C y D):

- Ls.1 y Ls.2 alternando con o en el techo de Ll.1 y Ll.3, en ocasiones asociados con Gn (Fig. 4B).
- Ls.1 seguido de Ls.3, pasando verticalmente a Ll.2 (Fig. 4C).
- Ls.1 y Ls.2 alternando con Ll.2, a veces tapizando superficies erosivas (Fig. 4D).

La mayoría de los estromatolitos finos (Ls.1) que alternan con calizas laminadas (Ll.1 y Ll.3) representan una somerización relativa tras el cese de los aportes que, principalmente como flujos laminares, dan lugar a la facies Ll.3 en zonas lacustres marginales y someras. El desarrollo de estromatolitos finos y biohermos (Ls.1 y Ls.2) sobre el techo de Ll.3 corresponde a situaciones muy someras, que incluso pueden llegar a la exposición subaérea, con crecimiento intersticial de minerales evaporíticos (Fig. 4B). La aparición de biohermos y

biostromos sobre estromatolitos finos y/o sobre *packstones* de fragmentos estromatolíticos (Ll.1) se interpreta como una profundización relativa. La asociación vertical de cualquiera de los tipos de estromatolitos con calizas con HCS y laminación paralela (Ll.2 y Ll.3) sugiere períodos de condiciones de oleaje de buen tiempo entre los períodos de oleaje de tormentas. La duración de los primeros estaría marcada por el tipo y espesor de los estromatolitos.

En las tres secuencias de somerización, las calizas bioclásticas masivas (Lm) suponen un aumento relativo de la profundidad en relación con la llegada de aportes y consiguiente dilución del agua del lago. El subsiguiente descenso llevaría a la expansión de las orlas palustres (Lb), con exposición subaérea de áreas extensas. Por lo tanto, las tres secuencias registran variaciones relativas del nivel lacustre y de la hidrodinámica.

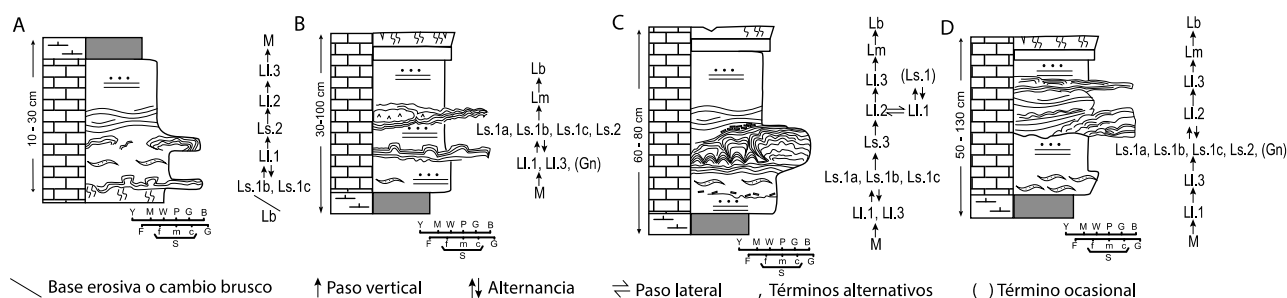


FIGURA 4. Asociaciones verticales de facies con estromatolitos distinguidas en la Sierra de Alcubierre.

CONCLUSIONES

Los distintos tipos de estromatolitos y calizas laminadas asociadas registran variaciones del nivel del agua y de la energía en un contexto lacustre salino con depósito de carbonatos.

En las secuencias de profundización, los estromatolitos finos representan la primera colonización microbiana tras un periodo de exposición subaérea. En general, los biohermos y biostromos se asocian a condiciones ligeramente más profundas y períodos de oleaje de buen tiempo más largos que los cuerpos estromatolíticos finos. Todos ellos representan situaciones de menor agitación y escaso aporte terrígeno respecto a las facies Ll.1, Ll.2 y Ll.3.

Las variaciones texturales y de espesor de la laminación son complejas y no pueden relacionarse directamente con un patrón de variación temporal único o simple. Se requiere un estudio más detallado (p. ej., periodicidad y composición geoquímica).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca en el proyecto CGL2013-42867-P y un contrato de FPI (BES-2014-069389) del MINECO. Es una contribución del Grupo de Análisis de Cuencas Sedimentarias Continentales del Gobierno de Aragón-UNIZAR.

REFERENCIAS

Andres, M.S. y Reid, R.P. (2006): Growth morphologies of modern marine stromatolites: a

case study from Highborne Cay, Bahamas. *Sedimentary Geology*, 185: 319-328.

Arenas, C. (1993): *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. 858 p. (Inédito).

Arenas, C., Casanova, J. y Pardo, G. (1997): Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128: 133-155.

Arenas, C., Pardo, G. y Casanova, J. (1993): Bacterial stromatolites in lacustrine Miocene deposits of the Ebro Basin (Aragón, Spain). *Studies on Fossil Benthic Algae*. F. Barattolo et al. (Eds). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Spec. Vol. 1: 9-22.

Arenas, C. y Pardo, G. (1999): Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 127-148.

Duke, W.L. (1985): Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense Winter storms: *Sedimentology*, 32: 167-194.

Miall, A. D. (Ed) (1978). *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, Calgary. 859 p.

Riding, P. (1991): Classification of microbial carbonates. En: *Calcareous Algae and Stromatolites* (R. Riding, Ed.), Springer-Verlag, Berlin, 21-51.

Lacustrine stromatolites: Useful structures for environmental interpretation – an example from the Miocene Ebro Basin

LETICIA MARTIN-BELLO*, CONCHA ARENAS*  and BRIAN JONES†

*Division of Stratigraphy, Department of Earth Sciences, Geotransfer Group and Institute for Research on Environmental Sciences of Aragón (IUCA), University of Zaragoza, Zaragoza 50009, Spain (E-mail: leticia.martin.bello@gmail.com)

†Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Alberta T6G 2E3, Canada

Associate Editor – Alexander Brasier

ABSTRACT

The significance of stromatolites as depositional environmental indicators and the underlying causes of lamination in the lacustrine realm are poorly understood. Stromatolites in a *ca* 600 m thick Miocene succession in the Ebro Basin are good candidates to shed light on these issues because they are intimately related to other lacustrine carbonate and sulphate facies, grew under variable environmental conditions and show distinct lamination patterns. These stromatolites are associated with wave-related, clastic-carbonate laminated limestones. Both facies consist of calcite and variable amounts of dolomite. Thin planar stromatolites (up to 10 cm thick and less than 6 m long) occurred in very shallow water. These stromatolites represented first biological colonization after: (i) subaerial exposure in the palustrine environment (i.e. at the beginning of deepening cycles); or (ii) erosion due to surge action, then coating very irregular surfaces on laminated limestones (i.e. through shallowing or deepening cycles). Sometimes they are associated with evaporative pumping. Stratiform stromatolites (10 to 30 cm high and tens of metres long) and domed stromatolites (10 to 30 cm high and long) developed in deeper settings, between the surge periods that produced hummocky cross-stratification and horizontal lamination offshore. Changes in stromatolite lamina shape, and thus in the growth forms through time, can be attributed to changes in water depth, whereas variations in lamina continuity are linked to water energy and sediment supply. Growth of the stromatolites resulted from *in situ* calcite precipitation and capture of minor amounts of fine-grained carbonate particles. Based on texture, four types of simple laminae are distinguished. The simple micrite and microsparite laminae can be grouped into light and dark composite laminae, which represent, respectively, high and low Precipitation/Evaporation ratio periods. Different lamination patterns provide new ideas for the interpretation of microbial laminations as a function of variations in climate-dependent parameters (primarily the Precipitation/Evaporation ratio) over variable timescales.

Keywords Environmental indicators, lacustrine stromatolites, lamination patterns, morphogenesis factors, saline carbonates, storm and fair-weather conditions.

INTRODUCTION

Microbial laminated deposits/structures are common in many marine (Park, 1976; Riding, 2000, 2011; Reid *et al.*, 2003; Tang *et al.*, 2014) and continental (Casanova, 1994; Lindqvist, 1994; Cohen *et al.*, 1997; Zamarreño *et al.*, 1997) carbonate successions. Depositional and hydrological interpretations on the distribution of stromatolites have commonly been based on the external and internal geometric attributes of the stromatolites (Reid *et al.*, 2003; Andres & Reid, 2006; Arenas & Pomar, 2010; Jahnert & Collins, 2011; Bosak *et al.*, 2013a,b; Awramik & Buchheim, 2015; Tosti & Riding, 2017). Although the environmental significance (for example, water depth, current velocity, salinity and sediment distribution) of stromatolites in marine realms is generally understood (Reid & Browne, 1991; Jahnert & Collins, 2011, 2013; Mercedes-Martín *et al.*, 2014), the relationships between stromatolites and other sedimentary facies in lacustrine systems is still open to debate (Awramik & Buchheim, 2009; Noffke & Awramik, 2013; Renaut *et al.*, 2013). With the exception of the studies by Awramik & Buchheim (2009), Bouton *et al.* (2016), Lettéron *et al.* (2018) and Vennin *et al.* (2019), stromatolites in saline lacustrine environments have received little attention. In particular, stromatolites and associated facies in lakes subject to temporal variations in water levels and repetitious surge activity merit detailed sedimentological analyses in order that their impact on stromatolite growth, at all scales, can be assessed.

The Miocene lacustrine succession in the north-central part of the Ebro Basin of north-east Spain, which is up to *ca* 600 m thick and well-exposed over a vast area (Fig. 1), includes numerous beds that are formed of well-preserved stromatolites (Figs 2 and 3). There, the spatial and temporal relationships of the stromatolites with their associated lacustrine carbonate and sulphate facies are clearly evident. This succession provides the basis for this study, which focuses on the: (i) depositional setting of the stromatolites in the lacustrine depositional cycles; (ii) environmental parameters, such as water energy and depth, and sediment supply, that controlled stromatolite morphogenesis; and (iii) internal architecture of the stromatolites (i.e. textures and lamina arrangements).

The main aims of this study are to: (i) describe the external morphology of the stromatolites and

their associated facies in order to delineate the spatial distribution of the stromatolites relative to fluctuations in the lake level; (ii) fully characterize internal growth forms and lamina shape in the stromatolites so that the processes involved in their formation (storms, fair-weather conditions, sediment supply and water level variations) can be accurately inferred; and (iii) analyse the different types of laminae based on their texture and cyclic arrangement so that the temporal durations and controlling climate parameters can be reasonably inferred.

Critically, this research shows that: (i) stromatolite development was commonly the first biological colonization after subaerial exposure and/or subaqueous and subaerial erosional processes; and (ii) the internal architecture of the stromatolites reflects climate-dependent parameters over variable timescales. In so doing, this study provides new information regarding the development of lacustrine stromatolites. They involve the proposal of models that explain the depositional environment and the internal architecture through different time and space scales and incorporate approximate temporal durations for the lamination patterns. The relations between lamina attributes, internal growth forms, discontinuities and erosional features are set within the frame of depth versus water energy and sediment supply. These proposals provide a basis for the interpretations of depositional conditions and lamina-forming processes of other stromatolite-bearing sequences.

STRATIGRAPHIC AND GEOLOGICAL CONTEXT

The Ebro Basin, an Alpine basin in the north-east part of the Iberian Peninsula bounded by the Pyrenean, Iberian and Catalonial coastal ranges (Fig. 1A), is usually considered the southernmost foreland basin of the Pyrenees. There, the Palaeocene to Miocene sedimentary succession is divided into eight tectosedimentary units (T1 to T8; Muñoz *et al.*, 2002; Pardo *et al.*, 2004) that include marine and continental deposits. From the Early Oligocene to the Middle Miocene, the basin was an endorheic area that became filled with alluvial and fluvial sediments derived from the Pyrenean, Iberian and Catalonial ranges. These detrital sediments graded laterally into sulphate and carbonate lacustrine sediments in the basin centre. In the Middle or Late Miocene, drainage was towards

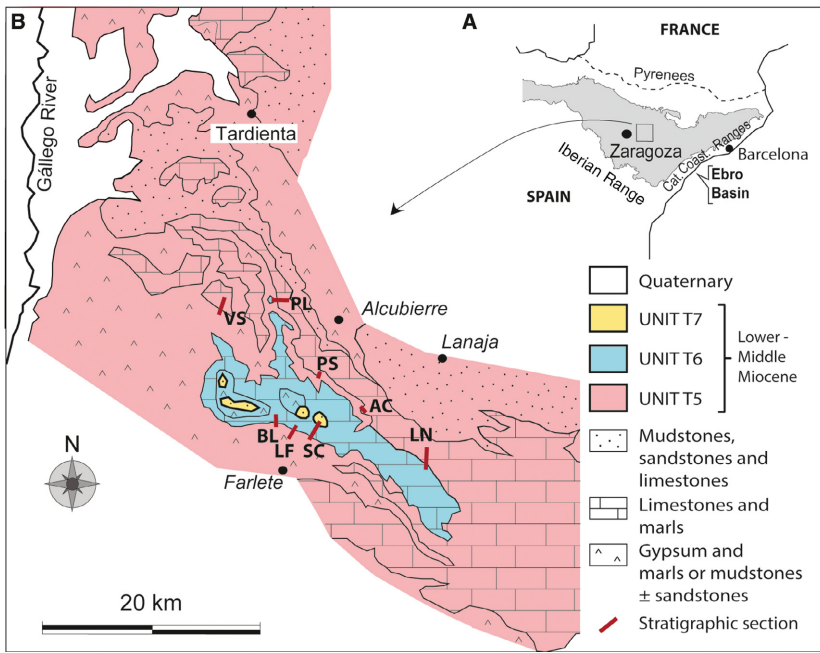


Fig. 1. (A) Location of the Ebro Basin in the north-east of the Iberian Peninsula. (B) Geological map of the Sierra de Alcubierre, with the Miocene tectosedimentary units and main lithofacies (compiled from Arenas, 1993, and Arenas & Pardo, 1999). Location of the studied sections is indicated; VS: Valle de Soler; PL: Puig Ladrón; PS: Puig Sabina; AC: Aldea del Correo; LN: Lanaja; SC: San Caprasio; LF: Lasfachastis; BL: Barranco de la Loba.

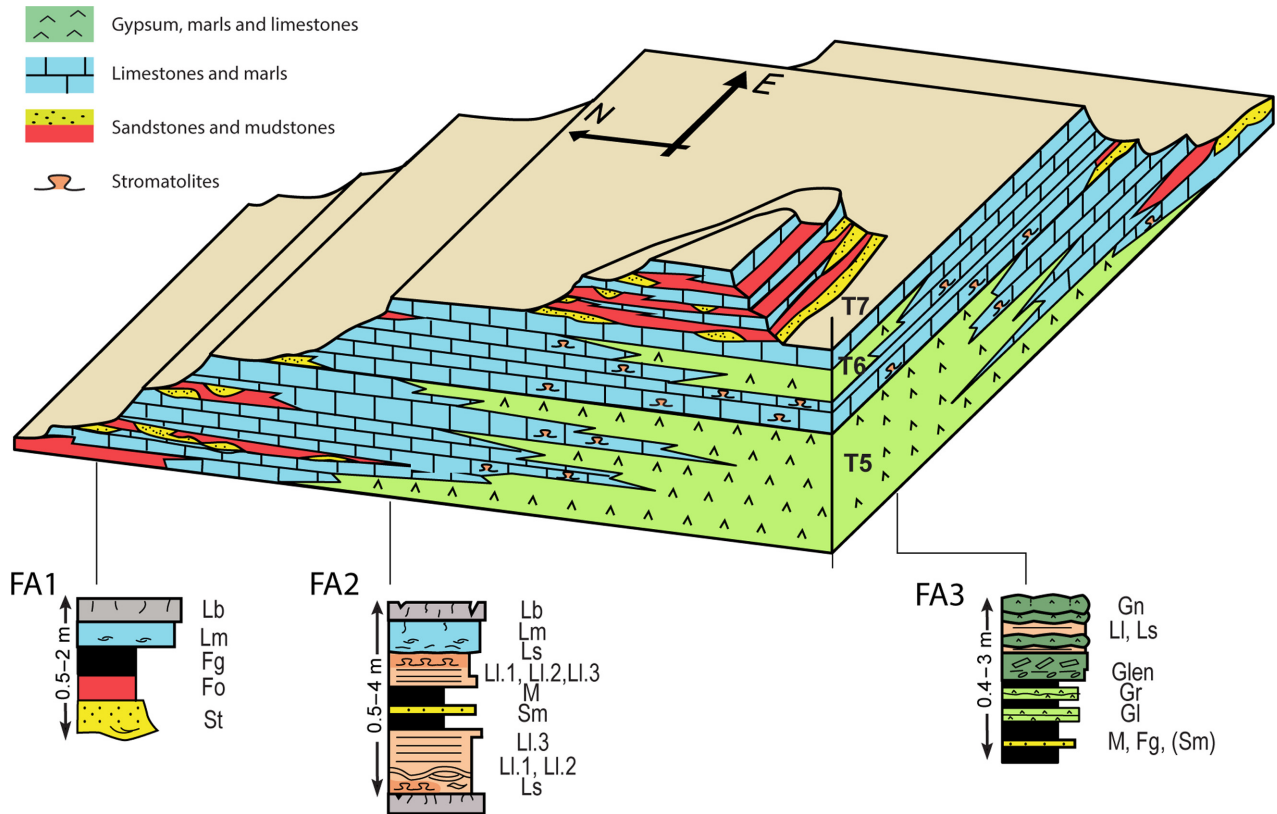


Fig. 2. Diagram illustrating the three tectosedimentary units in the Sierra de Alcubierre, and simplified lateral changes between the different lithostratigraphic units and stromatolite occurrences. Three main facies associations are shown (Facies Associations 1, 2 and 3; modified from Arenas *et al.*, 1997). Lb, Lm, Fg, Fo, St, Ls, LI, M, Sm, Gn, Glen, Gl and Gr refer to facies codes given in Table 1.

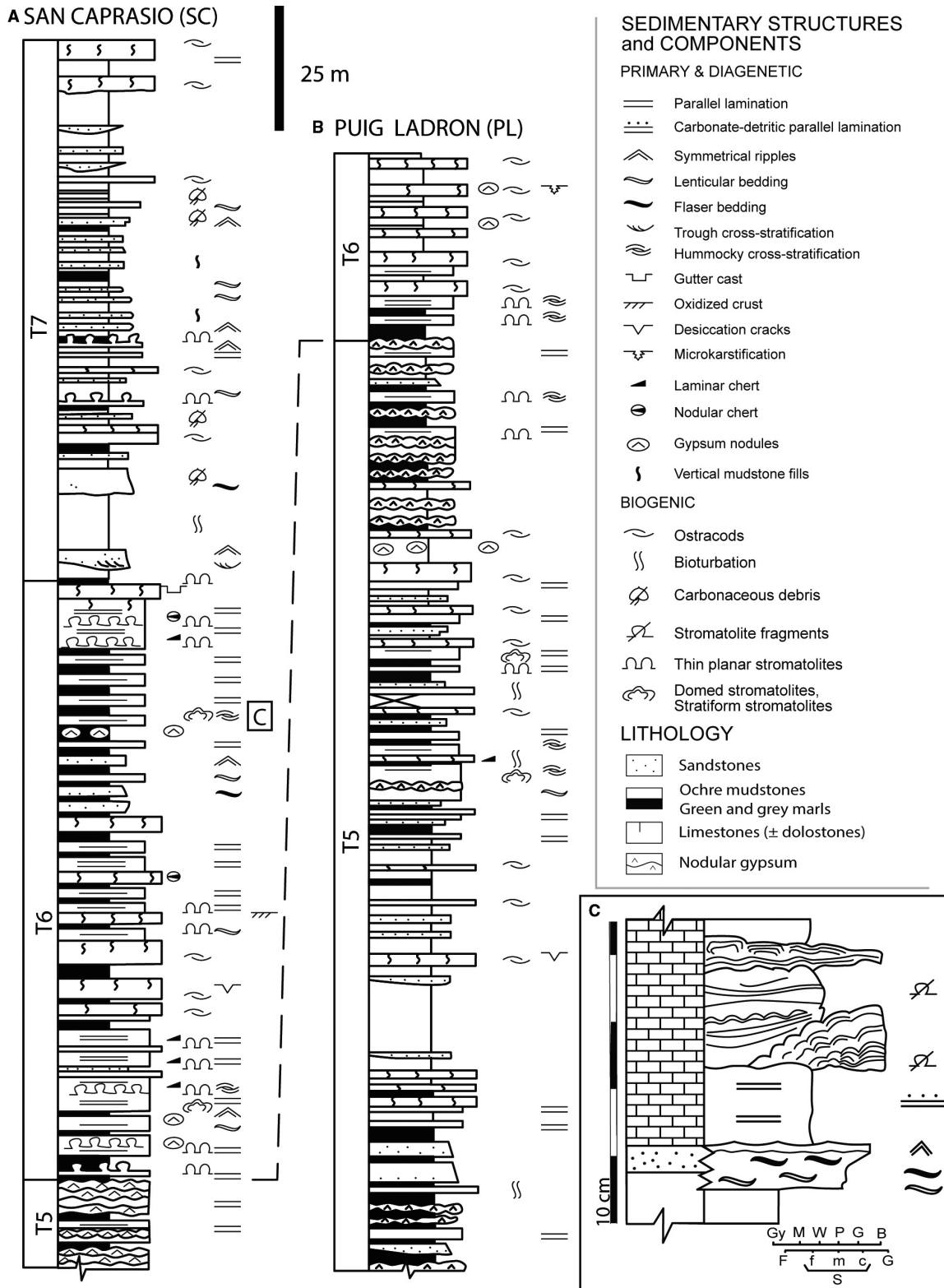


Fig. 3. Summarized stratigraphic sections in the Alcubierre Sierra and their correlation (compiled from Arenas, 1993). (A) San Caprasio (SC) and (B) Puig Ladron (PL). Location of sections in Fig. 1B. (C) Detailed section of a portion of the San Caprasio section. Texture and lithology of facies associations: Gy: gypsum; M: mudstone; W: wackestone; P: packstone; G: grainstone; B: boundstone; F: fines; S: sandstones, with fine (Sf), medium (Sm) and coarse (Sc) grain size; G: gravel.

the Mediterranean Sea. The phase of erosion that followed continues to the present day (García-Castellanos *et al.*, 2003; Vázquez-Urbez *et al.*, 2013). During the Pliocene and Quaternary, extensive erosion sculpted several uplands in the central part of the basin. The Sierra de Alcubierre, which is the focus of this study, is one of those uplands where strata are horizontal or dip at a low angle to the south.

In the Sierra de Alcubierre, the conformable tectosedimentary units T5, T6 and T7 are well-exposed (Figs 1B and 2). These units, which span from the Ramblian to the Aragonian (Burdigalian–Serravallian) (Muñoz *et al.*, 2002), have recently been dated precisely by magnetostratigraphic studies (Pérez-Rivarés *et al.*, 2002; Pérez Rivarés, 2016). Unit T5 (Figs 1B and 3) comprises 350 m of gypsum, marls, limestones and dolostones that grade laterally into limestones and marls to the east and north. Further north, these lacustrine deposits pass laterally into fluvial mudstones and sandstones (Fig. 2). Unit T6 (Figs 1B and 3), up to 135 m thick, is formed largely of limestones and marls that include interbeds of gypsum towards the south-west. Unit T7 (Figs 1B and 3) includes 110 m of mudstones, sandstones, limestones and marlstones. This is a portion from the complete record of T7, which is found only in the western part of the basin (Muñoz *et al.*, 2002; Pérez Rivarés, 2016). The terrigenous sediments in units T5 to T7 in this area came from the Pyrenean region (Arenas *et al.*, 1993). The stromatolites, which are the focus of this study, are composed mostly of calcite and less abundant dolomite. They are distributed throughout units T5, T6 and T7 (Figs 2 and 3).

SEDIMENTOLOGICAL FRAMEWORK

The sedimentological framework and facies scheme (Table 1) of the Miocene lacustrine and fluvial succession in the central part of the Ebro Basin was established by Arenas (1993) and Arenas & Pardo (1999). The facies are defined on the basis of lithology, sedimentary structures, pedogenetic characteristics and biological components (Table 1; Fig. 4). Three complete facies associations (FA1 to FA3 in Fig. 2) are present in units T5, T6 and T7. Each association, 0.5 to 3.0 m thick, comprises a vertical facies succession that resulted from the superposition of laterally related environments due to progradation, aggradation and/or retrogradation processes

caused by changes in lake level through time. The complete facies associations have been recognized in the field. Variants of these facies associations result from the absence of one or more facies (Arenas & Pardo, 1999).

1 Facies Association 1 (FA1): The complete succession comprises, in ascending order, trough cross-bedded sandstones (St) → ochre mudstones (Fo) → grey mudstones (Fg) → massive limestones (Lm) → bioturbated limestones (Lb). This association formed in distal alluvial plain settings that were affected by expansion of carbonate lacustrine settings. This facies association, common in units T5 and T7, does not contain stromatolites (Fig. 2).

2 Facies Association 2 (FA2): The complete succession comprises, in ascending order, stromatolitic limestones (Ls) → laminated limestones (Ll) → marls (M) → laminated limestones (Ll) → stromatolitic limestones (Ls) → massive limestones (Lm) → bioturbated limestones (Lb), that formed in carbonate lacustrine settings that became progressively deeper, with maximum depth represented by the marls, followed by shallowing. The stromatolites are always associated with the laminated limestones (Fig. 2). The complete FA2 is found in units T5 and T6, whereas only the shallowing upper part (Ll → Ls → Lm → Lb) is common in all of the units.

3 Facies Association 3 (FA3): The complete succession comprises, in ascending order, marls (M), grey mudstones (Fg), massive sandstones (Sm) → laminated gypsum (Gl), rippled gypsum (Gr) → lenticular gypsum (Glen) → laminated limestones (Ll), stromatolitic limestones (Ls) → nodular gypsum (Gn), that formed in shallowing sulphate lacustrine settings. Stromatolites, commonly associated with the laminated limestones, are rare in this facies association (Fig. 2): FA3 is common in unit T5 and locally at the base of unit T6, particularly on the southern side of the Sierra de Alcubierre.

The most complete FA2, found in units T5 and T6, represents a complex deepening–shallowing cycle, in which marls (M) correspond to the deepest part. Their deposition is linked to water inputs that led to the depth increase and lake expansion and supplied fine siliciclastic sediment. The laminated and stromatolitic facies represent carbonate deposition in shallower, more saline conditions during long periods of water residence in the lake and high evaporation, which is consistent with the previous stable isotope analyses of the carbonates

Table 1. Textural and structural features, and depositional interpretation of the different facies, summarized from Arenas *et al.* (1997, 2007).

Facies and subfacies	Figures	Texture and components	Sedimentary structures	Interpretation
Bioturbated limestones: Lb	4C, 4D, 4E, 4F, 6A and 7B	Mudstones and wackestones. Gastropods, ostracods and charophytes	Bioturbation (root traces), desiccation cracks, nodules and breccias	Palustrine conditions; shallowing of previous freshwater ponded areas
Massive limestones: Lm	4C and 4H	Mudstones and wackestones. Gastropods, ostracods and charophytes	Structureless, non-laminated. If present, weak bioturbation (root traces)	Freshwater, shallow lacustrine areas. Permanent water supply
Laminated limestones: Ll	Ll.1	Micrite and dolomicrite with millimetre to centimetre detrital laminae and lenses.	Lenticular or wavy stratification	Wave action during fair-weather conditions, above storm-surge level
	Ll.2	Detritals include quartz, intraclasts, coated grains, ooids and bioclasts. Carbonate grains commonly form packstones and rare rudstones. Silicate grains constitute very fine to coarse sandstones	Hummocky cross-stratification	Dominant storm-surge action below fair-weather wave level
	Ll.3		Parallel lamination	Shore sheet flows or inner turbidite-like currents offshore
Marls: M	4C, 6B and 6E	Fine siliciclastic (clays and silts) sediment and lime mud. Gastropods, ostracods, charophytes and bioturbation	Structureless or with horizontal lamination or lenticular stratification	Settle-out of fine sediment in offshore lake areas in relation to water inputs
Stromatolitic limestones: Ls	Ls. 1	Boundstones. Lamination composed of simple laminae: dark dense micrite, light porous micrite to microsparite, and light dense micrite; combined in composite dark and light laminae	Thin planar stromatolites	Microbial growth structures in shallow/marginal lacustrine areas. Moderate salinity waters and varying water depth and surge action
	Ls. 2		Stratiform stromatolite	
	Ls. 3		Domed stromatolite	
Oncolitic limestones: Lo	7A		Oncolites	
Mudstones: Fg and Fo	-	Siliciclastic sediment (clays and silts)	Green, grey and ochre. Structureless or parallel lamination	Nearshore lake areas or alluvial plains surrounding lacustrine areas. Locally deltaic deposits
Sandstones: Sm, Sr and St	-	Siliciclastic sand-size sediment	Massive, rippled and trough cross-stratification	Sheet flows and channels of alluvial plain near or within the lake areas.
Nodular gypsum: Gn	4A	Alabastrine, saccharoid	Nodules, grouped in beds or isolated within previous deposits	Evaporative processes in saline mud flats
Lenticular gypsum: Glen	-	Alabastrine, saccharoid	Lenticular bedding and rarely forming laminae	Gypsum precipitation in water lake and interstitial within the sediment
Rippled and laminated gypsum: Gr and Gl	-	Alabastrine, saccharoid	Parallel and rippled lamination, and lenticular bedding	Gypsum precipitation in hypersaline lake water

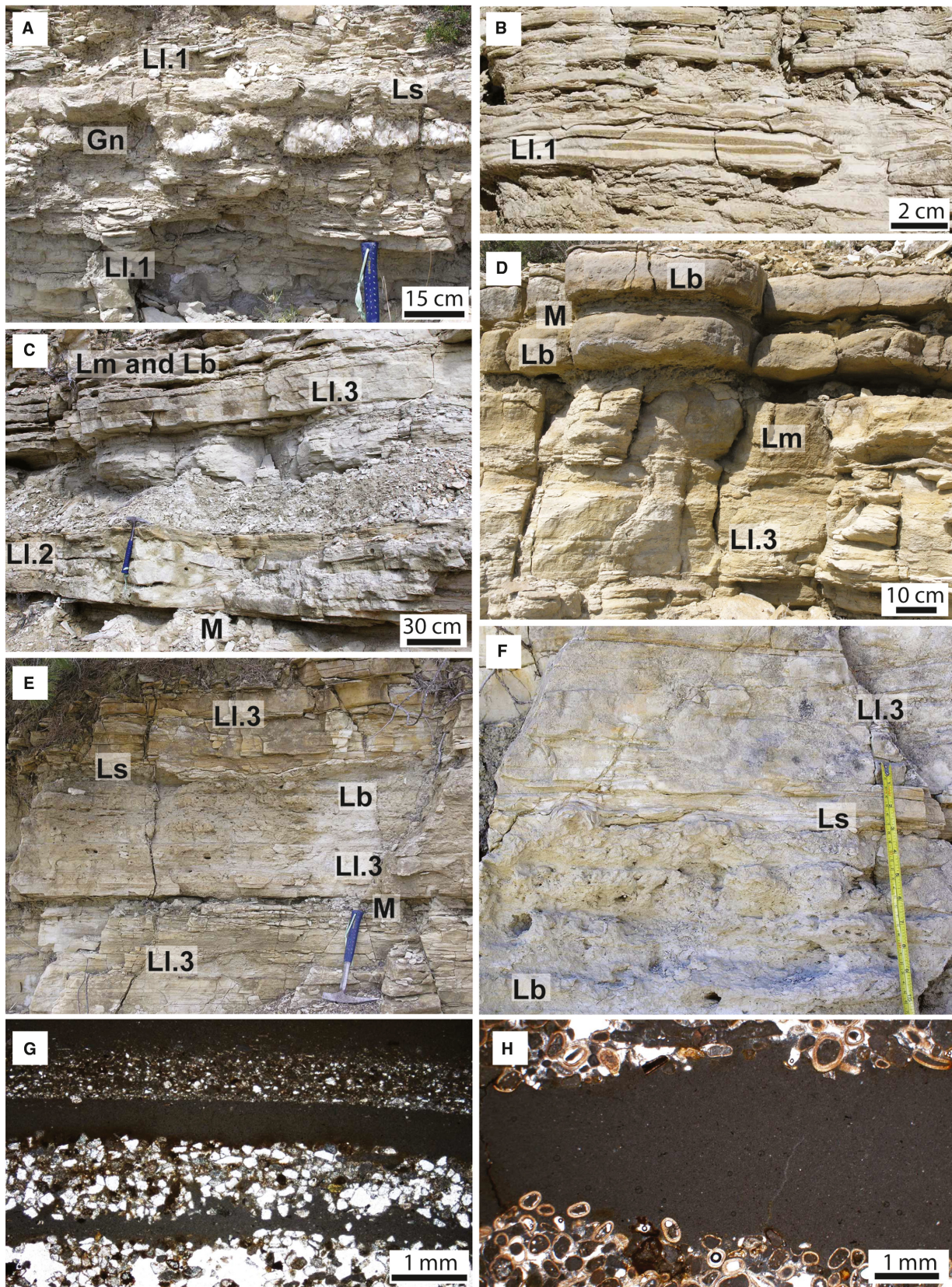


Fig. 4. Field views and thin sections of the main facies in the Sierra de Alcubierre. (A) Succession of laminated limestones with ripples (Ll.1), nodular gypsum (Gn), stromatolitic limestones (Ls) and laminated limestones with ripples (Ll.1). (B) Laminated limestones with ripples and wavy stratification (Ll.1). (C) Alternation of marls (M), with laminated limestones with hummocky cross-stratification (HCS, Ll.2) and parallel lamination (Ll.3). Overlying Ll.3, several layers consisting of massive and bioturbated limestones (Lm and Lb) occur. (D) Succession consisting of laminated limestones with parallel lamination (Ll.3), massive limestones (Lm), marls (M) and bioturbated limestones (Lb). (E) Succession of laminated limestones with parallel lamination (Ll.3), bioturbated limestones (Lb), stromatolites (Ls) and laminated limestones with parallel lamination (Ll.3). (F) Succession of bioturbated limestones, stromatolitic limestones (Ls) and laminated limestones with parallel lamination (Ll.3). (G) and (H) Laminated limestones under the optical microscope. (G) Alternating intraclast and quartz grain laminae and mudstone laminae. (H) Alternating ooid packstone and mudstone.

(Table 2; Arenas & Pardo, 1999). At the same time, variable energy conditions are reflected by the sedimentary structures of the laminated limestones. Hummocky cross-stratification (HCS) corresponds to both tri-dimensional hummocky and swaley morphologies and, more frequently, to megaripples, and can be up to 25 cm high and up to 2 m wide. Irregular cross-cutting surfaces, gutters and coarse sand-size and pebble-size intraclast deposits provide evidence of the erosion that took place. The massive and bioturbated facies at the end of FA2 represent lower salinities that reflect water dilution caused by the expansion of the freshwater lake. This is inferred from the lower stable isotopic values of the massive and bioturbated facies relative to the other facies (Arenas *et al.*, 1997). Later drops in lake level caused widespread palustrine conditions. In FA2, the different types of stromatolites and the related laminated limestones and dolostones reflect variations in energy and water levels, both in the shallowing (M → Ll → Ls → Lm → Lb) and deepening (Ls → Ll → M) parts of the cycle. Facies Association 3 (Fig. 2) represents sulphate environments, in which thin stromatolites and laminated limestones developed during phases of freshwater influx.

Arenas & Pardo (1999) and Arenas *et al.* (1999) developed a depositional model whereby high lake levels led to freshwater carbonate deposition with massive and bioturbated limestones and marls dominating (for example, in FA1 and FA2; Fig. 2). Conversely, low-lake levels led to the development of playa-lake environments where sulphate and halite facies developed (for example, in FA3; Fig. 2). The stromatolites and laminated limestones developed during the oscillations from high to low lake levels, when saline carbonate lake conditions existed.

METHODS AND MATERIALS

This study is based on the stratigraphic and sedimentological analyses of eight sections that include stromatolites in units T5, T6 and T7 of the Miocene succession in the Sierra de Alcubierre (Figs 1 and 3) with the primary focus being on those parts of the sequence that contained stromatolites. One hundred and eighty-three samples were collected with most being stromatolites. Polished sections, small and large thin sections, and X-ray diffraction analyses (XRD) were produced from these samples. These, together with the analyses provided by Arenas (1993), were used for the structural, textural and mineralogical characterization of the carbonate deposits in the study area.

Field observations focused largely on their geometry and spatial relationships with other facies. One hundred and twelve polished slabs and 147 thin sections were used to study the textures and general structures of the stromatolites. In this work, the term *micrite* is used for calcite crystals <4 µm long, whereas *dolomicrite* is formed of dolomite crystals <4 µm long. *Microsparite* refers to calcite crystals that are 4 to 10 µm long and *sparite* is used for crystals >10 µm (cf. Tucker & Wright, 1990; Verrecchia *et al.*, 1995; James & Jones, 2015). Fifty-two samples were ground and sieved (62 µm) for XRD analyses on a D-Max Rigaku diffractometer (Rigaku, Tokyo, Japan) equipped with a graphite monochromator and CuKα radiation at the *Servicio de Apoyo a la Investigación* (SAI) at the University of Zaragoza. Twenty-two samples (each ca 10 mm × 10 mm) were studied using scanning electron microscopy (SEM) with energy dispersive X-ray spectroscopy (EDS) at the University of Alberta (Zeiss Sigma 300 VP-FESEM/EDS; Zeiss AG, Oberkochen, Germany) and the University of Zaragoza (Carl Zeiss

MERLIN™ FESEM; Zeiss AG, operating at 3 to 15 kV and 158 pA.

Seventy samples (one sample per lamina) were taken from the calcite stromatolites of units T5 (2 specimens; 37 laminae) and T6 (3 specimens; 33 laminae) for isotopic analyses ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$). These analyses were undertaken so that the environmental interpretation of the different types of laminae could be deduced. Only specimens formed solely of calcite were sampled. Powdered samples were obtained on polished slabs using a micro-drill of 0.4 mm diameter (Navfram N120 Micromotor 25 000 revolutions per minute with electronic speed regulator). The isotopic analyses were done at the *Serveis científico-tècnics* of the University of Barcelona (Spain) using a Thermo Finnigan MAT-252 mass spectrometer (Thermo Fisher Scientific, Waltham, MA, USA) following standard procedures (Craig, 1965). The isotopic results are expressed in ‰ VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) calibrated with international reference scales using the IAEA Certified Reference Material NBS-19. The error margin is ± 0.04 for the $\delta^{13}\text{C}$ and ± 0.12 for the $\delta^{18}\text{O}$.

MACROSCOPIC FEATURES OF STROMATOLITES AND ONCOLITES

The stromatolites, which are most common in units T5 and T6 (Figs 1 and 2), are typically associated with the laminated limestones. In general, these stromatolites developed during relatively uniform growth periods and are characterized by relative continuity of lamination through time. The descriptions of external morphology, internal growth forms and lamina shape follow the descriptive classification of Arenas *et al.* (1993) which is based largely on the terms defined in Kennard & Burne (1989) (Fig. 5).

External geometry and internal growth forms of stromatolites and oncolites

The external geometry of stromatolites is described by their length to height ratio (L:H) and their shape. Based on external geometry observed in the field (outcrop scale; Fig. 6A to E), the stromatolites are divided into: (i) thin planar stromatolites; (ii) stratiform stromatolites; and (iii) domed stromatolites (Figs 6 and 7). Oncolites (Lo) are present locally (Fig. 7A). These terms are applied to individual stromatolites. Several individual stromatolites are commonly found adjacent to one another in the same layer.

Thin planar stromatolites (Ls.1)

The thin planar stromatolites (Ls.1) have greater lateral extent than height (1 mm to 10 cm thick, generally <2 m long but locally up to 6 m long), commonly have a L:H ratio of <60. They are characterized by smooth, flat to undulatory, laterally continuous laminae. These stromatolites can occur on regular to irregular substrates with the initial morphology of the stromatolite reflecting the morphology of the underlying surface. In most cases, the thin planar stromatolites consist of a single stromatolite body. In some examples, these stromatolites alternate with centimetre-thick beds of intraclast packstones and rudstones of laminated limestones with ripples (Ll.1; Table 1; Fig. 6E). The thin planar stromatolites are divided into types Ls.1a, Ls.1b and Ls.1c according to the morphology of their lamina.

1 Ls.1a, up to 5 cm thick, are characterized by flat, laterally continuous smooth laminae (Figs 6D, 6E and 7B).

2 Ls.1b, up to 10 cm thick, are formed of gently undulating, laterally continuous smooth laminae; locally the laminae form conspicuous isolated, conical or semicircular domes (Figs 6D, 7C and 7D).

3 Ls.1c, up to 10 cm thick, are formed of strongly undulating and convex-up laminae, with semicircular to semi-elliptical shapes in vertical cross-section, forming small domes and non-branching columns (Figs 6A and 7E). The columns are linked laterally with variable inter-columnar space. In plan view, the columns are circular to elliptical, the latter with their long axes parallel to one another. In a few examples, enveloping laminae entirely overlap the underlying laminae (Fig. 5), with overturned lamina margins. They give rise to individual low-synoptic relief (Fig. 5), irregular, semi-elliptical domes (Fig. 7E) that are set adjacent to one another. These stromatolites are rooted on packstones and rudstones that are composed of intraclasts, some of them being stromatolite fragments, and the spaces between them are occupied by marls and laminated limestones.

Stratiform stromatolites (Ls.2)

The stratiform stromatolites, 10 to 30 cm high and 10 to 30 m long, with a L:H ratio $\gg 100$ (Fig. 6E), are tabular or gently domed. They typically occur above the thin planar stromatolites and are always laterally and vertically related to laminated limestones. The stratiform

Table 2. Mineralogy and stable isotope values of the different facies and subfacies in the studied tectosedimentary units (TSU).

Facies and subfacies	TSU	N ^o	Calcite $\delta^{13}\text{C}$ (‰VPDB)	Calcite $\delta^{18}\text{O}$ (‰VPDB)	Calcite %	Dolomite %	Aragonite %	Quartz + feldspar %	Clay minerals %	Calcium sulphates %
Bioturbated limestones: Lb	5	4	-2.5 ± 0.9	-5.6 ± 0.6	93.9 ± 5.3	0	0	6.1 ± 5.3	0	0
		(17)	(-3.1 ± 1.4)	(-6.1 ± 0.9)	(95.8 ± 2.9)	(0.2 ± 0.6)	–	(2.8 ± 1.6)	(1.2 ± 1.6)	–
Bioclastic massive limestones: Lm		3	-1.6 ± 0.2	-4.8 ± 3.3	97.7 ± 1.5	0	0	2.3 ± 1.5	0	0
		(10)	(-2.6 ± 2.6)	(-6.1 ± 1.2)	(92.0 ± 10.0)	(0)	–	(5.3 ± 6.0)	(2.7 ± 4.3)	–
Laminated limestones: Ll		18	-1.3 ± 0.7	-2.8 ± 2.0	67.4 ± 26.4	18.5 ± 24.5	2.0 ± 5.7	8.7 ± 5.5	1.1 ± 2.9	0.1 ± 0.9
		(47)	(-1.9 ± 0.9)	(-2.9 ± 2.7)	(68.7 ± 32.7)	(20.6 ± 33.1)	–	(5.9 ± 3.7)	(4.8 ± 3.8)	–
Marls: M		4	-1.5 ± 1.3	-3.5 ± 3.3	34.8 ± 24.7	18.2 ± 29.1	6.5 ± 10.6	20.2 ± 10.9	6.6 ± 10.5	0
		(4)	(-3.0 ± 0.7)	(-4.6 ± 0.9)	(42.3 ± 9.7)	(4.0 ± 8.0)	–	(22.0 ± 6.0)	(31.8 ± 5.4)	–
Stromatolitic and oncolitic limestones: Ls and Lo		20	-1.2 ± 0.4	-3.5 ± 1.5	79.9 ± 22.9	14.3 ± 22.6	0	2.7 ± 3.3	0.1 ± 1.0	1.2 ± 4.4
		(59)	(-1.7 ± 1.2)	(-3.2 ± 2.6)	(84.8 ± 25.9)	(15.8 ± 31.5)	–	(2.8 ± 1.6)	(1.2 ± 1.9)	–

Mineralogical percentages are semi-quantitative estimates from XRD of calcite, dolomite, aragonite, quartz and feldspar, clay minerals and calcium sulphates. The stable isotope values (‰ VPDB) are compiled from: (i) Arenas *et al.* (1997) (parenthesized values), and (ii) Martin-Bello *et al.* (2017).

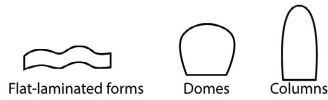
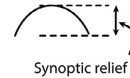
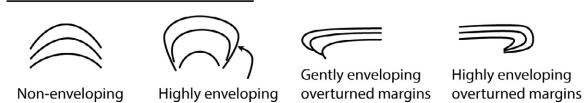
External morphology of the stromatolites based on field observations**Internal growth forms of the stromatolites****Lamina shape****Types of lamina margins**

Fig. 5. External morphology of the stromatolites based on field observations, their internal growth forms, lamina shape and types of lamina margins in the studied area of the Ebro Basin, based on terms defined in Kennard & Burne (1989).

stromatolites can, in some cases, be correlated over distances of 8 km. The stratiform stromatolites are formed of several internal growth forms (Fig. 5): domes, columns, and undulatory-laminated to flat-laminated forms of variable dimensions. Commonly, stromatolites have a slightly undulatory, laterally continuous growth form at the base (2 to 5 cm thick) that is overlain by columnar and domed internal growth forms (5 to 20 cm thick), although the opposite arrangement also exists. The domes and columns are commonly linked to one another by bridges, but some remain isolated (Fig. 7F) and generally show no preferential orientation in plan view (Fig. 6C). In columns and domes, with increasing width upward, the laminae are usually highly enveloping (Figs 5 and 7F to H) and involve laminae with overturned margins (Figs 5 and 7E). Laminated limestones, including packstones and rudstones composed of intraclasts, and marls, occupy the spaces between domes and columns (Fig. 7G and H; see Fig. 15C and D below).

Domed stromatolites (Ls.3)

The domed stromatolites, 10 to 30 cm high, with a L:H of <1.5, are laterally related to the stratiform stromatolites and the laminated limestones (commonly Ll.2, with HCS) (Fig. 6B). The spaces between the individual stromatolites are of variable dimensions and are occupied by deposits of laminated limestones (Ll.2 and Ll.3). The internal growth forms of these stromatolites are the same as those of the stratiform stromatolites (Fig. 7F).

Oncolites (Lo)

Rare oncolites, 3 to 6 cm in diameter, are found at the base of some stratiform and domed stromatolites forming the nucleus of stromatolite growth (Fig. 7A). The elliptical oncolites are characterized by symmetrical and/or asymmetrical coatings (0.5 to 5.0 cm thick) that developed around nuclei formed of marlstone or laminated limestone–dolostone fragments. The laminae are smooth. Small oncolites tend to have a symmetrical growth pattern whereas the larger oncolites have asymmetrical growth in the younger laminae.

Lateral and vertical relations of the stromatolites: facies associations (FA)

Based on the morphologies of the stromatolites and their position in the shallowing and deepening cycles, four variants of FA2 are recognized (Fig. 8A to D).

Stromatolites in deepening cycles, FA2-A (Fig. 8A and B)

There are two situations that occur in this case:

1 Stromatolites at the base of deepening cycles, FA2-A (Fig. 8A). Thin planar stromatolites occur on top of bioturbated limestones (Figs 6A and 7D); the latter are characterized by subaerial exposure features. These upper surface features are represented by very intense bioturbation (root marks and nodulization) (Fig. 4E and F), desiccation cracks, Fe-rich oxidized surfaces and centimetre to decimetre wide scours. Rip-up clasts with flat oval and very irregular

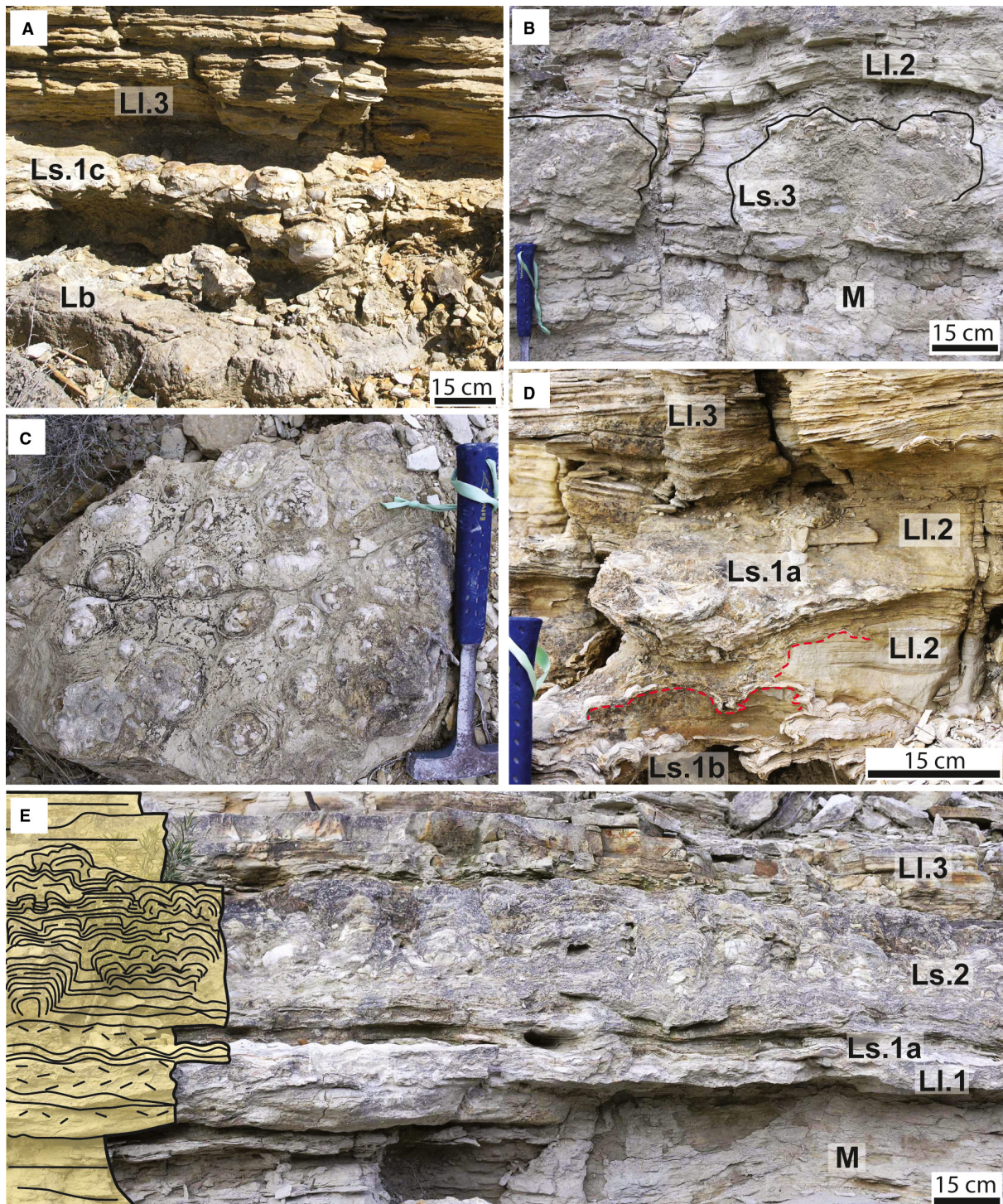


Fig. 6. External morphologies of the stromatolites and associated carbonate facies based on field observations. (A) Succession of bioturbated limestones (Lb), thin planar stromatolites (Ls.1c), and laminated limestones with parallel lamination (Ll.3). (B) Succession of marls (M), domed stromatolites (Ls.3) and laminated limestones with hummocky cross-stratification (HCS; Ll.2). (C) Plan view of a stratiform stromatolite with circular morphologies from the constituent domes and columns from a stratiform stromatolite (Ls.2). The hammer is 33 cm long. (D) Alternation of thin planar stromatolites (Ls.1a and Ls.1b) with laminated limestones consisting of HCS (Ll.2). Some of the stromatolites are covering erosional surfaces (red dashed line). Laminated limestones with parallel lamination (Ll.3) at the top. (E) Succession of marls (M), alternating intraclastic limestone (Ll.1) and thin planar stromatolites (Ls.1a), stratiform stromatolite (Ls.2) and laminated limestones with parallel lamination (Ll.3). A graphic representation of the facies succession is included on the left-hand side.

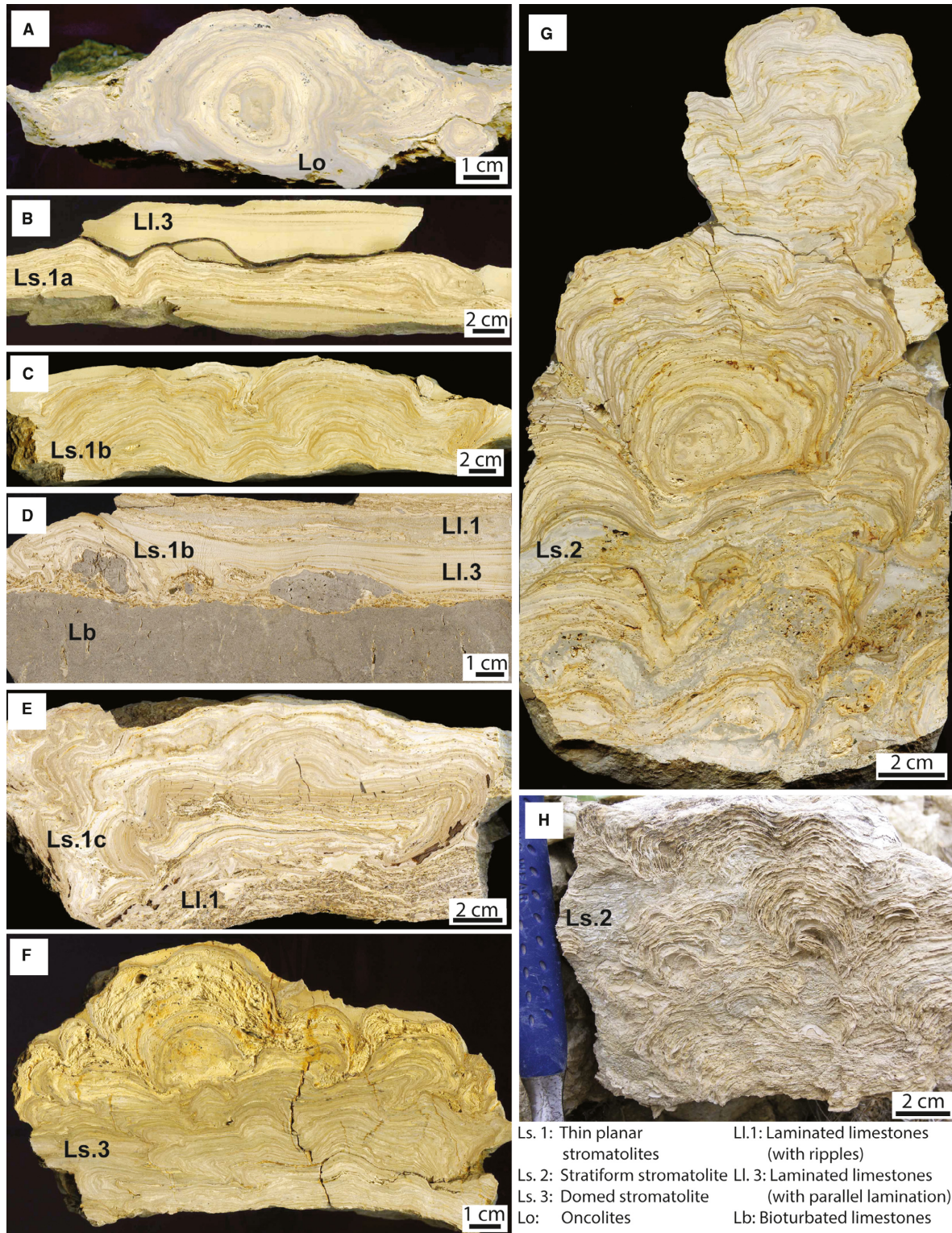


Fig. 7. Internal growth forms visible in polished sections (A) to (G) and field view (H) showing varied geometry of stromatolites, oncolites and associated facies. (A) Oncolite (Lo). (B) Thin planar stromatolites (Ls.1a) and overlying laminated limestones with parallel lamination (Ll.3). (C) Thin planar stromatolites (Ls.1b). (D) Succession of bioturbated limestones (Lb), thin planar stromatolites (Ls.1b) and laminated limestones (Ll.1 and Ll.3). Note fragments of facies Lb within Ll.3. (E) Thin planar stromatolites (Ls.1c) that developed on an intraclast packstone-rudstone layer (Ll.1). (F) Portion of a domed stromatolite (Ls.3). (G) Portion of a stratiform stromatolite (Ls.2). (H) Field close-up view of a stratiform stromatolite (Ls.2).

DEEPENING CYCLES

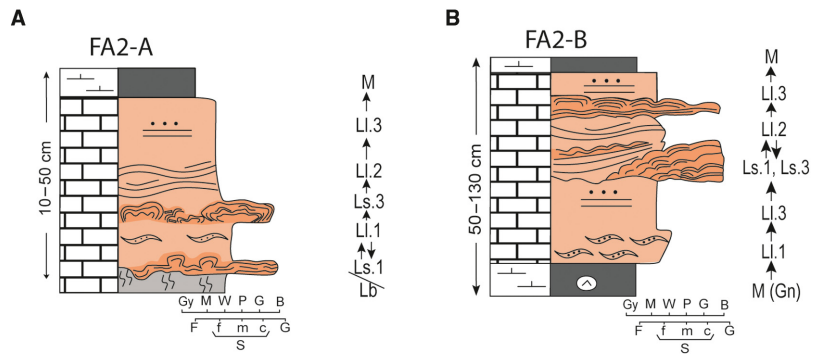
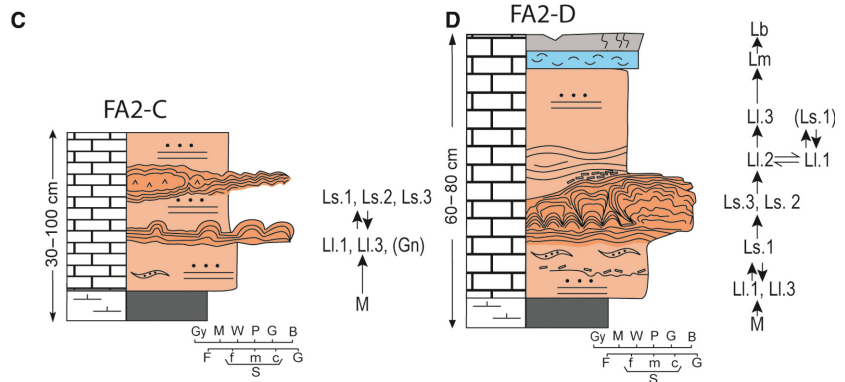


Fig. 8. Facies associations (FA) that include the different types of stromatolites in the Sierra de Alcubierre. (A) to (D) Four variants from carbonate FA2 in Fig. 2 (FA2-A, FA2-B, FA2-C and FA2-D), modified from Martin-Bello *et al.* (2017). Texture and lithology of facies associations: Gy: gypsum; M: mudstone; W: wackestone; P: packstone; G: grainstone; B: boundstone; F: fines; S: sandstones, with fine (Sf), medium (Sm) and coarse (Sc) grain size; G: gravel. Colours and facies codes refer to Table 1.

SHALLOWING CYCLES



shapes (0.2 to 0.5 mm long) from the underlying limestones (bioturbated facies) and with laminar shape (0.3 to 1.0 mm long) from older stromatolites are commonly incorporated into the basal parts of the stromatolites.

2 Stromatolites through deepening cycles, FA2-B (Fig. 8B). Layers formed of thin planar stromatolites and small domed stromatolites alternate with laminated limestones with HCS (Ll.2; Fig. 8B). Some of the stromatolites developed on erosional surfaces (Figs 6D and 7D) that can be up to several centimetres deep. Stromatolites coat them by mimicking the eroded substrate shapes. Erosional features are also visible in some of the stromatolites, as non-continuous laminae at the upper part and stromatolite fragments that are locally found in the spaces between the internal growth forms or form layers of stromatolite fragments.

Stromatolites in shallowing cycles (Fig. 8C and D)

There are two situations that occur in this case:

1 Thin planar stromatolites (Ls.1), stratiform stromatolites (Ls.3) or domed stromatolites (Ls.2) that either alternate with or are located at the top of laminated limestones with ripples

(Ll.1) and parallel lamination (Ll.3; Fig. 8C), some being associated with nodular gypsum facies (Gn; Fig. 4A).

2 Thin planar stromatolites (Ls.1) followed by stratiform stromatolites (Ls.2) or domed stromatolites (Ls.3; Fig. 8D), passing vertically into laminated limestones with parallel lamination (Ll.3) or with HCS (Ll.2, Fig. 6B), followed by massive (Lm) and bioturbated facies (Lb).

Distribution of stromatolites and oncolites through space and time

Thin planar stromatolites, stratiform and domed stromatolites occur in unit T5, with the best development being in the northern part of the Sierra de Alcubierre (sections VS, PL, PS, AL and LN; Fig. 1), where they are found in the deepening and shallowing portions of FA2 (Figs 2 and 8). In the southern part of the Sierra, gypsum facies are common in unit T5 (for example, sections BL, LF and SC; Figs 1 and 2), and only a few thin planar stromatolites and domed stromatolites are found in section LF (Fig. 1). In this section, most stromatolites are found in the shallowing portion of FA2-C (Figs 6A and 8C) and less commonly in FA3.

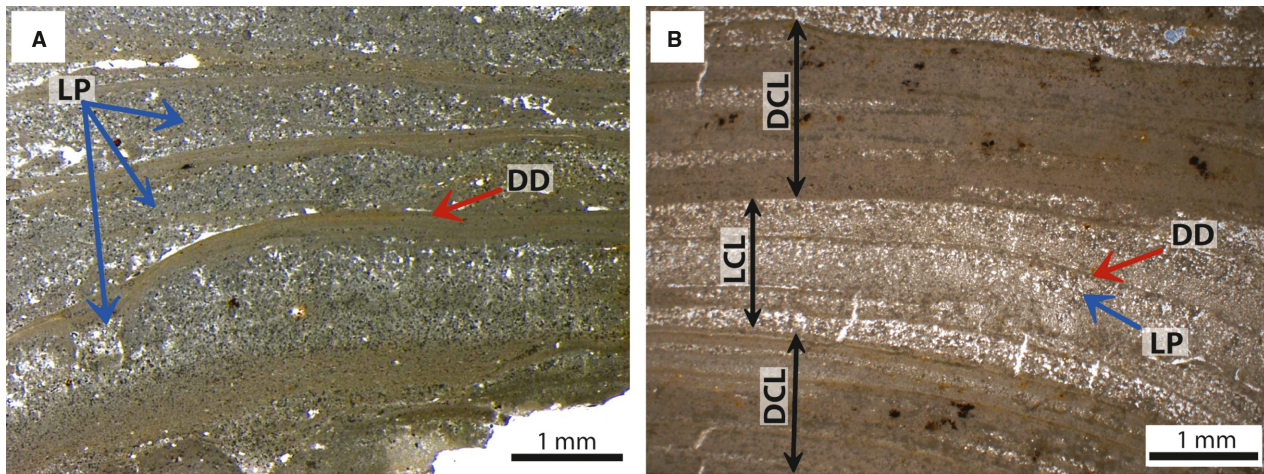


Fig. 9. The concepts of simple and composite laminae in stromatolites based on thin sections of the Sierra de Alcubierre. (A) Dark dense (DD, red arrow) and light porous simple laminae (LP, blue arrows). (B) Alternation of dark composite laminae (DCL) and light composite laminae (LCL). Light composite laminae are formed of light porous (LP) laminae (blue arrow) with thin dark dense (DD) simple lamina intercalations (red arrow). Each group of dominant dark dense simple laminae forms a dark composite lamina.

In unit T6, thin planar stromatolites, stratiform and domed stromatolites are also present, with the best development being on the south side of the Sierra (i.e. sections BL, LF and SC sections), where they are found in FA2 (Fig. 8). The occurrence of charophyte (thali) fragments, ooids and sparite crystal laminae in or associated with the stromatolites is most common at the base of unit T6, both in the north and east (sections PS and LN) and in the south of the Sierra (sections BL and SC). Unit T7 only contains thin planar stromatolites as part of shallowing, commonly incomplete, FA2-C (Fig. 8). Rare oncolites are present at the base of some domed stromatolites and stratiform stromatolites in units T5 and T6.

TYPES OF LAMINAE AND LAMINATION PATTERNS IN THE STROMATOLITES

Following Walter (1972) and Preiss (1972), who defined a *lamina* as: “the smallest unit of layering”, a *single lamina* is herein defined as a layer that is <10 mm thick, has a uniform texture, and is separated from underlying and overlying laminae by boundaries that denote sharp to gradual changes in colour and/or texture (cf. Arenas & Jones, 2017; Fig. 9A). Two or more simple laminae can be grouped into a *composite lamina* (Arenas et al., 2015; Arenas & Jones, 2017). Each composite lamina is distinguished from the underlying and overlying composite or simple

laminae by changes in thickness, colour and/or texture (Fig. 9B). The composite laminae can be formed of the same type or different types of simple laminae. The stromatolites from Sierra de Alcubierre are formed largely of micrite, dolomicrite, microsparite (Figs 9 and 10A to C) and scattered patches of sparite (Fig. 10D and E). As such, they are fine-grained or micritic stromatolites, *sensu* Riding (2000).

The stromatolite laminae are always smooth, with variable cross-sectional shapes ranging from flat, to undulatory, to gently to steeply convex (Figs 5, 9 and 10). Lateral changes in thickness characterize many laminae. The stromatolites are formed of simple laminae that can be grouped into two different types of composite laminae: dark composite laminae and light composite laminae (Fig. 11A and B).

Simple laminae

Four types of simple laminae (Fig. 11A) are defined based on their texture, colour and/or porosity (Figs 9, 10 and 11A).

1 Dark dense micrite laminae (DD). These laminae, 0.04 to 0.5 mm thick (mean *ca* 0.1 mm; $N = 45$) (Figs 9A and 10C), are composed of dark grey micrite, and usually darker towards the top (Fig. 9B). Their thickness is generally uniform, and they have gradual or sharp bases and sharp tops. The micrite is formed of densely packed subhedral to anhedral calcite crystals. Rare pores, up to 40 μm long, commonly filled

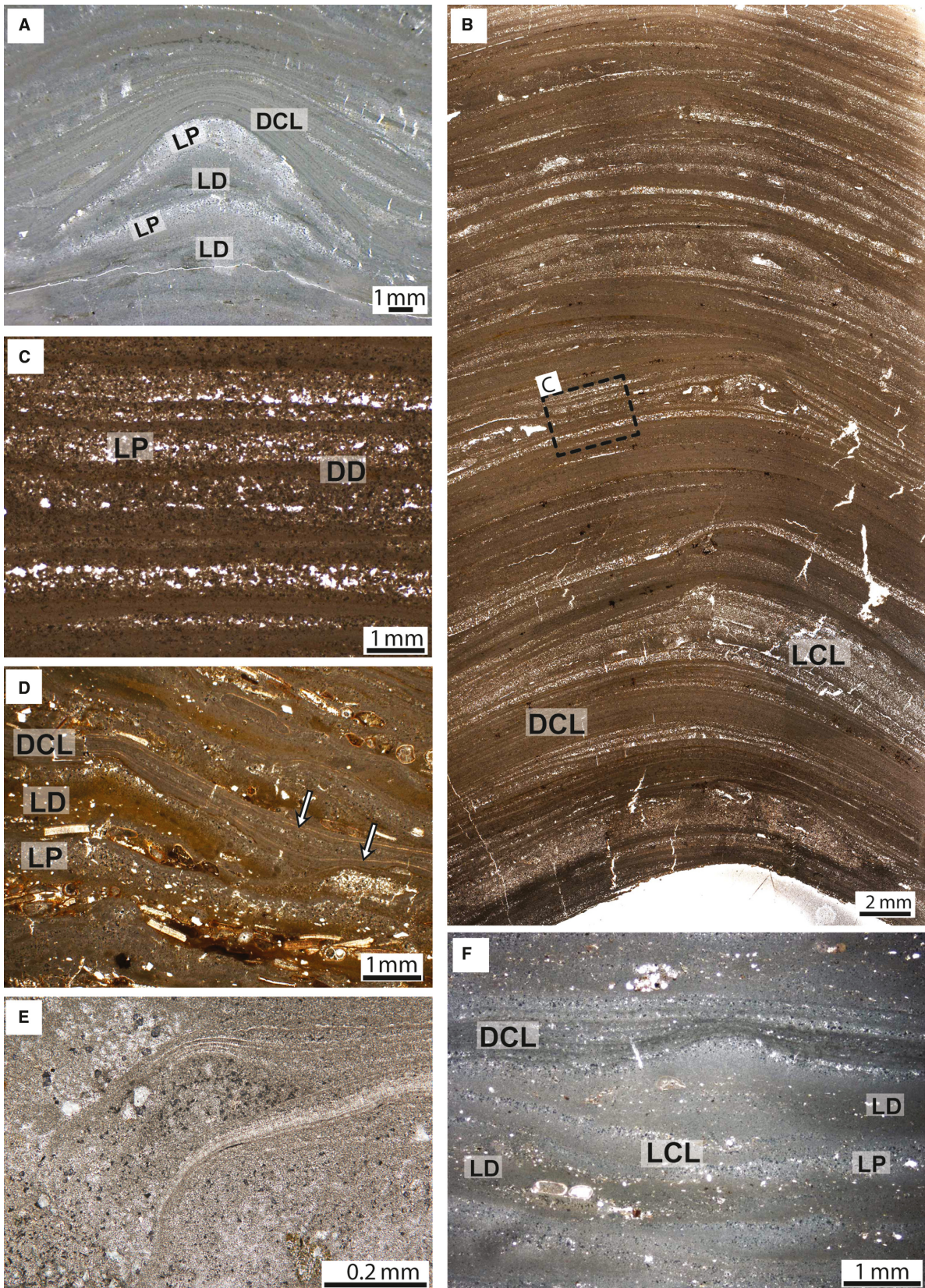


Fig. 10.

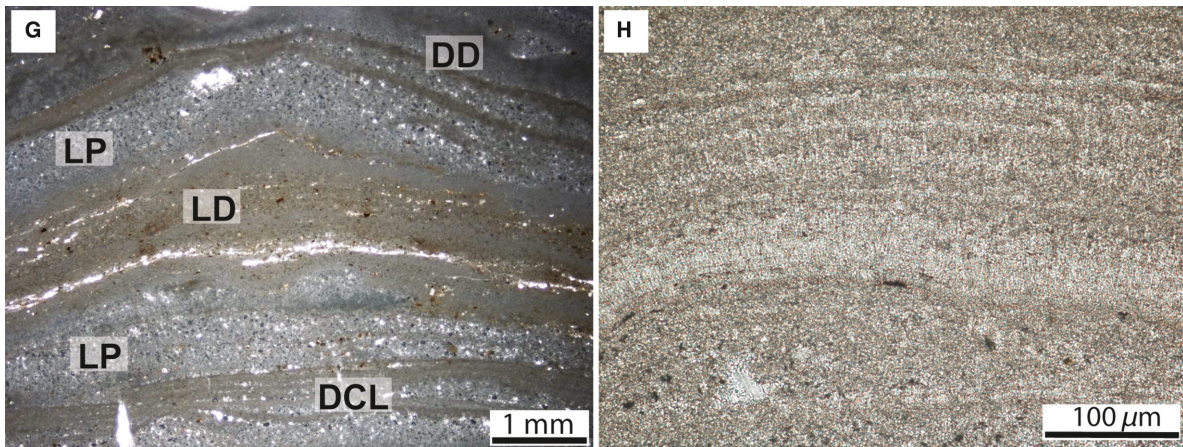


Fig. 10. Photomicrographs (optical microscope) of the diverse types of stromatolite laminae and lamination. (A) Micritic stromatolite with light dense (LD), light porous (LP) and dark dense laminae forming dark composite laminae (DCL) in a conical morphology. (B) Stromatolite constituted by dark dense and light porous simple laminae combined in different lamination patterns as for example dark composite laminae (DCL) followed by light composite laminae (LCL) (Type C; Fig. 10). (C) Detail of (B) showing dark dense laminae (DD) and light porous and microsparite laminae (LD). (D) Stromatolite including fibrous laminae (white arrows), porous laminae (LP), light dense micrite laminae (LD) with ooids and dark composite laminae (DCL). (E) Stromatolite including fibrous laminae changing laterally to dark dense laminae. (F) Micritic stromatolite consisting of alternating light dense micrite (LD) and light porous/clotted micrite to microsparite (LP) laminae forming a light composite laminae (LCL), with dark composite laminae (DCL) towards the top (Type C; Fig. 10). (G) Micritic stromatolite consisting of dark composite laminae (DCL) at the base, light porous micrite to microsparite laminae (LP), light dense micrite laminae (LD) and dark dense laminae (DD) (Type C; Fig. 10). (H) Fibrous laminae with the crystal long axes perpendicular to the lamination.

with subhedral calcite crystals, are typically aligned parallel to bedding. These laminae contain scattered spherulitic bodies that are <10 μm in diameter.

2 Light porous/clotted micrite to microsparite laminae (LP). These laminae, 0.1 to 1.3 mm thick (mean *ca* 0.4 mm; *N* = 79) (Figs 9A, 9B and 10A and 10C), are formed of light grey to light brown to yellow porous micrite and microsparite. Their thickness varies laterally, increasing at the summits of the domes and thinning downward and locally disappearing (Fig. 10A), and they typically display clotted to clotted-micropeloidal fabrics, with clots <50 (10 to 20) μm in diameter (Figs 10C and 11D). Porosity usually increases towards the top of the laminae. The pores (0.1 to 0.3 mm wide) are irregular, some being elliptical with their long axes perpendicular to lamination. Some are filled with subhedral microsparite or microcrystalline gypsum crystals. Scattered spherulites, *ca* 10 μm in diameter, are present in some laminae.

3 Light dense micrite laminae (LD). These laminae, 0.1 to 1.9 mm thick (mean *ca* 0.7 mm; *N* = 42) (Fig. 10F and G), are formed of light

grey or light brown to yellow micrite. Their thickness varies laterally. These laminae pass gradually upward into light porous/clotted micrite to microsparite laminae (Fig. 10F and G). Disperse, small (0.1 to 0.5 mm) quartz grains and clay minerals are present with bioclasts (mollusc, ostracod and charophyte fragments), intraclasts (including stromatolite fragments) and ooids (0.12 to 0.75 mm diameter) (Fig. 10D and F). These components are commonly aligned parallel to bedding. The light dense laminae are formed of anhedral to subhedral calcite and dolomite crystals that are 1 to 5 μm long.

4 Fibrous laminae. These laminae, 0.01 to 0.3 mm thick (mean *ca* 0.1 mm; *N* = 15), commonly alternate with the micrite laminae (both the porous and dark dense laminae). The constituent sparite crystals have their long axes perpendicular to lamination (Fig. 10E and H). The continuity of the fibrous laminae is variable, and lateral changes to dense micrite are common (Fig. 10E). Fibrous laminae are conspicuous in the summit of some domes and columns. The fibrous laminae are commonly found in stromatolites that contain allochemical grains (ooids, intraclasts and bioclasts; Fig. 10D) and

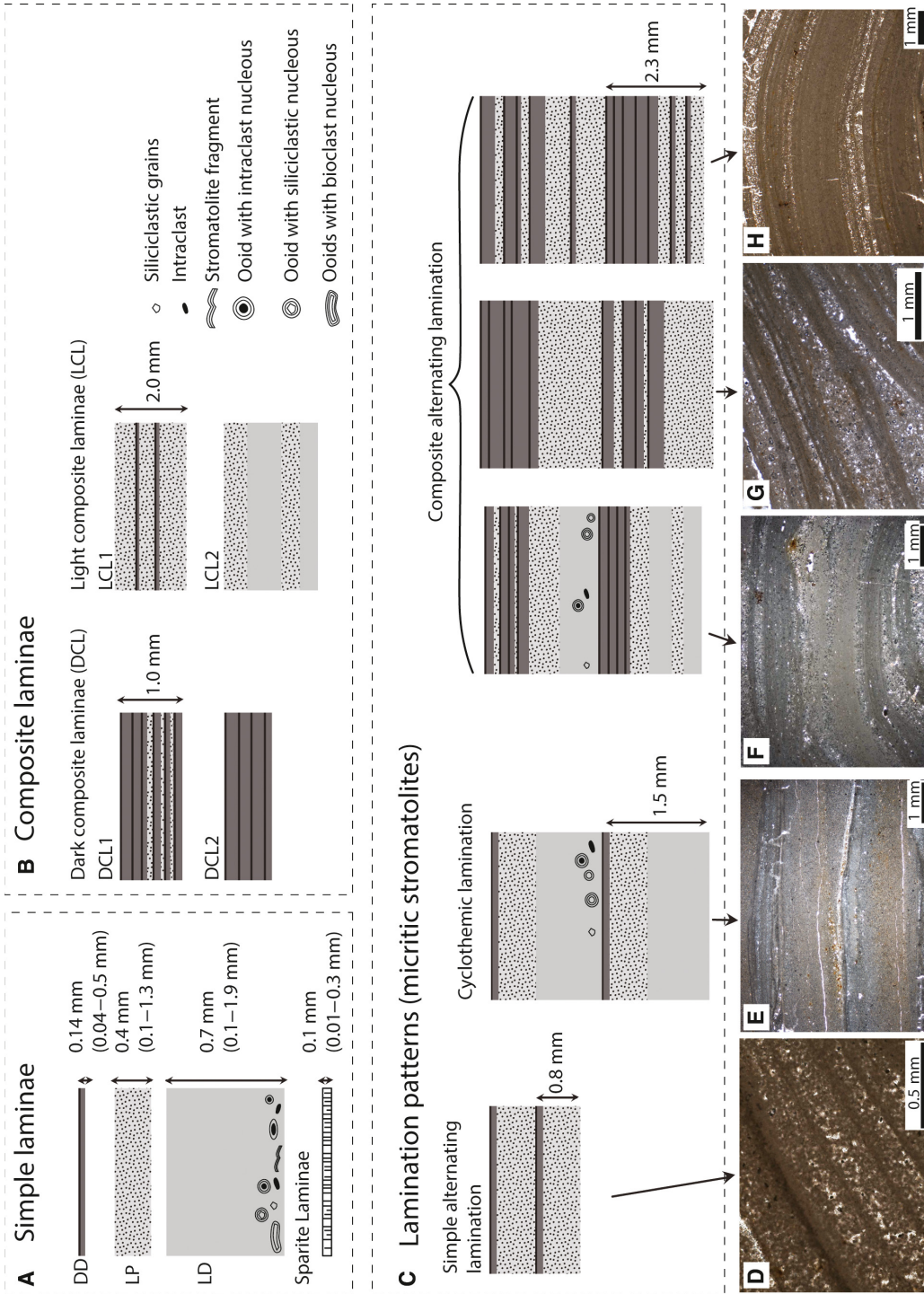


Fig. 11. Types of laminae (A) and (B) and lamination patterns (C) to (H) in micritic stromatolites. (A) Simple laminae: dark dense micrite (DD), light porous/clotted micrite to microsparite (LP), light dense micrite (LD) and fibrous laminae. (B) Dark composite laminae (DCL). DCL1: dark dense micrite laminae that alternate with thinner light porous/clotted micrite to microsparite laminae. DCL2: successive dark dense micrite laminae. Light composite laminae (LCL). LCL1: thick light porous/clotted micrite to microsparite lamina with thin dark dense micrite, simple lamina intercalations. LCL2: alternation of light porous/clotted micrite to microsparite laminae and light dense micrite laminae. (C) Three types of lamination patterns in the micritic stromatolites exemplified by images (D) to (H).

siliciclastics that are scattered within or aligned parallel to light dense micrite laminae. Some coated grains include fibrous laminae.

Composite laminae

The simple micrite and microsparite laminae can be grouped into two types of composite laminae (Figs 9B, 10B and 11B).

1 Dark composite laminae (DCL), from 0.3 to 2.8 mm thick (mean *ca* 1.2 mm; *N* = 43), that are formed of: (i) dark, dense micrite laminae that include intercalated, thinner light porous/clotted micrite to microsparite laminae (DCL1); or (ii) successive dark dense micrite laminae (DCL2). They are formed of 2 to 30 simple laminae (Fig. 10B).

2 Light composite laminae (LCL), from 0.6 to 6.4 mm thick (mean *ca* 2.4 mm; *N* = 32). They are formed of: (i) a thick light porous lamina with thin dense dark simple lamina intercalated (LCL1); or (ii) an alternation of porous and light dense laminae (LCL2; Figs 10B and 11B).

Lamination patterns

Based on the terms established by Monty (1976), three patterns of lamination are evident in the stromatolites in the study area (Fig. 11C to H).

1 Simple alternating lamination. Alternating dark dense and light porous simple laminae (Fig. 11D).

2 Cyclothemical lamination. A succession of cycles, each consisting of a light dense lamina at the base, followed by a light porous simple lamina and a dark dense simple lamina at the top (Fig. 11E).

3 Composite alternating lamination. Alternating dark composite laminae and light, either simple or composite, laminae. The dark composite laminae can be both DCL1 and DCL2. The light laminae can be both LCL1 and LCL2, and also a simple light porous lamina (Figs 9B, 10B, 10F and 11F to H).

The stromatolites are composed of one or more types of the above lamination patterns (Fig. 11C). In the latter case, the thickness of each type of lamination varies through space and time in the same stromatolite.

Microbial structures in the dark and light laminae

Evidence of microbes is not obvious. Arenas *et al.* (1993) also noted the rarity of microbial

filaments in the stromatolites of the Sierra de Alcubierre and concluded that 'coccolid bacteria' were probably responsible for stromatolite formation. Although filamentous bodies attributable to microbes are present in some samples (for example, in samples from BL, PL, LF and SC sections; Fig. 12A and B), they are not ubiquitous. The dark dense and the light porous/clotted laminae contain loose structures or filament moulds (cf. Monty, 1976), 0.2 to 1.0 mm long and 0.02 to 0.06 mm in diameter, that are (sub) perpendicular to the bedding formed of micrite or sparite (Fig. 12A) and resemble filamentous microbes. In some cases, the clotted-peloidal micrite in the light porous/clotted laminae delineate elongate structures, up to 0.5 mm long and 0.01 mm thick, that are perpendicular or subperpendicular to lamination (Fig. 12B). Some light porous/clotted laminae encompass convex-up or fan-like shapes, up to 1 mm high, consisting of radially set filamentous bodies (Fig. 12C). These bodies probably represent filamentous cyanobacteria that grew in small colonies.

STABLE ISOTOPE ANALYSES

The isotopic analyses from consecutive laminae mostly correspond to composite dark (*N* = 34) and composite light laminae (*N* = 36) (Table S1). The alternation of both types of laminae shows cyclic variations of the isotopic values in the five analysed specimens (Fig. 13). In each of them, the light laminae have lower $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values than the dark laminae. Individual and mean values of samples in each specimen are provided in Table S1.

INTERPRETATION: DEPOSITIONAL ENVIRONMENTAL CONDITIONS

Stromatolites through space and time

The distribution of stromatolites through space in units T5 and T6 is consistent with growth in a shallow, low-gradient, saline carbonate lake. The lake received most water and sediment input from the north, and experienced extensive shoreline migrations (Arenas & Pardo, 1998; Arenas & Pardo, 1999). During deposition of unit T5, most of the stromatolites formed as a fringe in the northern areas of the Sierra de Alcubierre, close to the shoreline. During deposition of unit T6, which corresponded to an

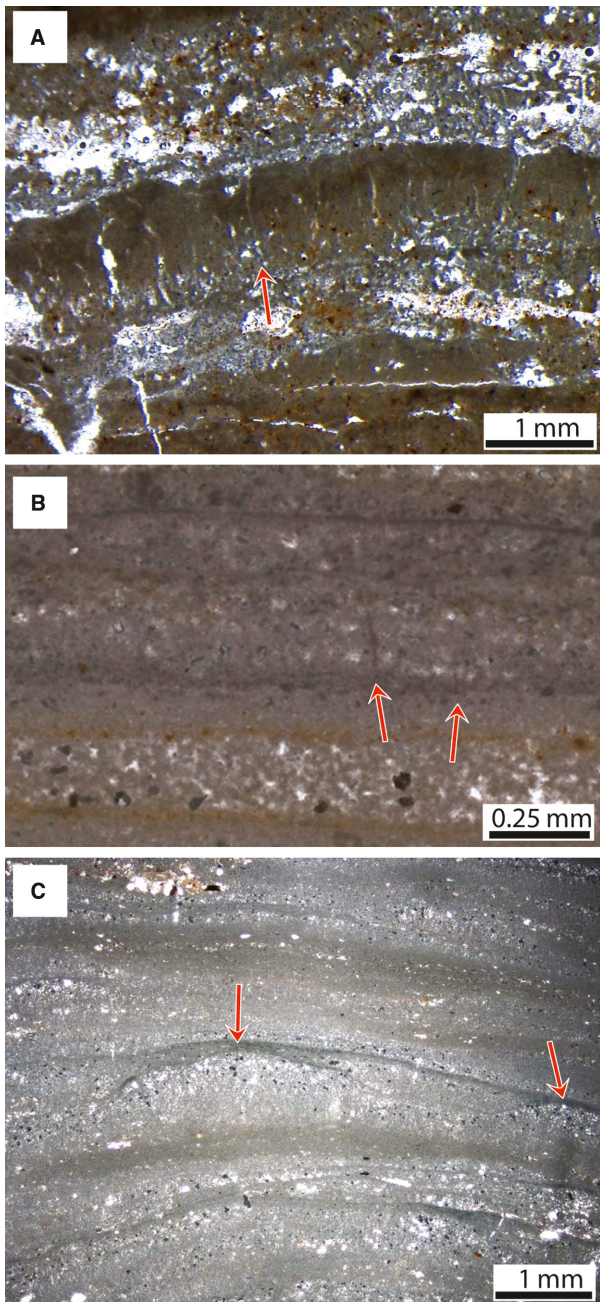


Fig. 12. Microbial evidence. (A) Palisade of filamentous bodies (red arrow) set perpendicular to lamination. (B) Elongate shapes (sub)perpendicular to lamination that consist of dense micrite (red arrows). (C) Domed or fan-like shapes in a light porous/clotted micrite to microsparite lamina, delineated at the top by a dark dense micrite lamina (red arrows).

overall dilution of the carbonate lake (Figs 2 and 3), saline carbonate conditions were restricted to the more southern areas during periods when lake levels were lower. Unit T7 contains only a

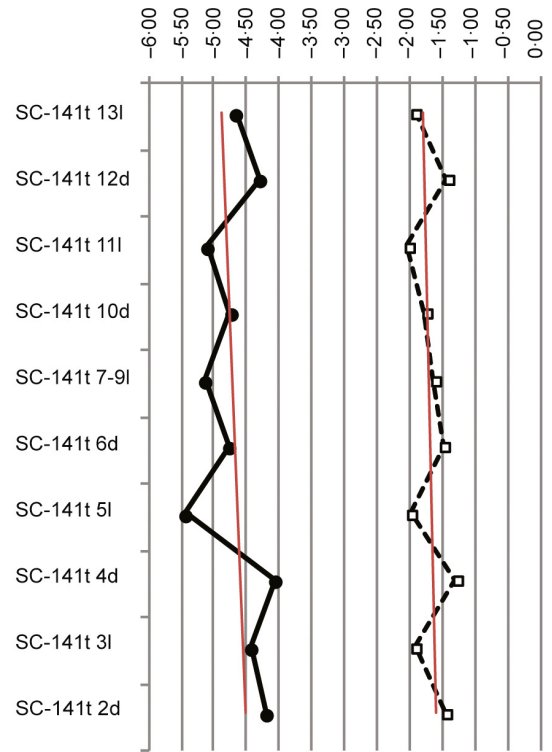
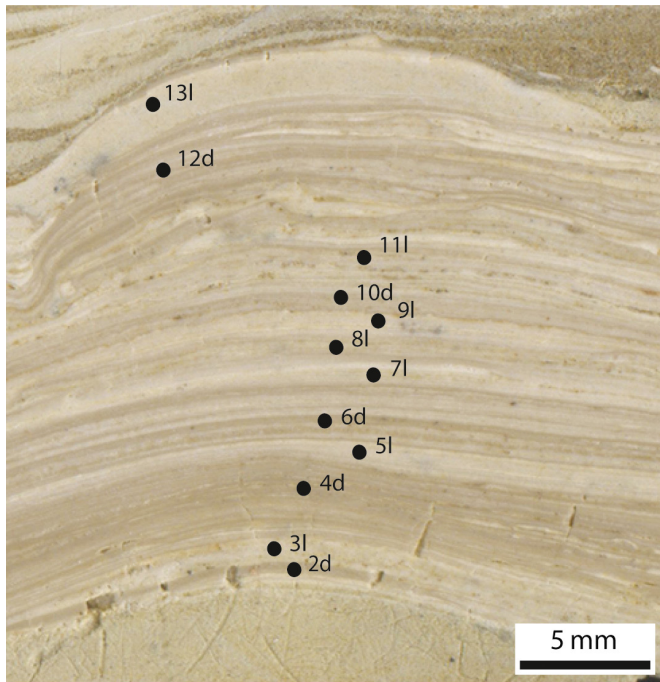
few thin planar stromatolites associated with laminated limestones with ripples in shallowing FA2-C and FA2-D (Fig. 8). These two facies encompass numerous ooids. In this lake context, the sparite-dominated texture is favoured by humid conditions (cf. Casanova, 1994; Freytet & Verrecchia, 2002). This is consistent with overall depositional conditions inferred for unit T7, i.e. progradation of a Pyrenean fluvial system, migration of lake shoreline southward and occurrence of inter-channel ponds (Arenas & Pardo, 2000).

Significance of the stromatolites and oncolites in the lacustrine system

The occurrence of the microbial mats and their external morphologies varied as a function of water depth and energy conditions (Fig. 8) in the saline carbonate lake environment where the stromatolites formed. Stromatolites at the base of the deepening cycles (Figs 2 and 8A) represent the first microbial colonization after prolonged subaerial exposure in the palustrine environment (Figs 4E, 4F and 6A). The fact that stromatolites are the first facies that developed on top of bioturbated facies (i.e. with root traces and nodulization) indicates that they developed in shallow and/or marginal lake areas. The formation of stromatolite fragments and *in situ* erosion of some stromatolites resulted from erosion that took place: (i) in very shallow to subaerial conditions, denoted by ripples and cracks on the stromatolite surfaces; and (ii) under subaqueous conditions, from wave surge action associated with storms during the formation of laminated limestones with ripples or with HCS (Fig. 14A and B). The thin planar stromatolites and the overlying domed stromatolites developed in response to an increase in water depth, and consequent lake expansion. Laminated limestones with HCS suggests a relative depth increase associated with periods of storm-induced waves (cf. Duke, 1985; Haines, 1988). Subsequent laminated limestones with parallel lamination correspond to offshore deposition by storm-induced density currents after surge action (Fig. 14B). Marls higher in the sequence (for example, in Fig. 8A) reflect increased deepening, linked to surface water inputs into the lake and, thus, also represent lacustrine expansion.

Most of the thin planar stromatolites that alternate with the laminated limestones with parallel lamination represent shallow, calm water conditions (Fig. 8C and D). Laminated

A



● $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ V-PDB}$
 □ $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰ V-PDB}$

B

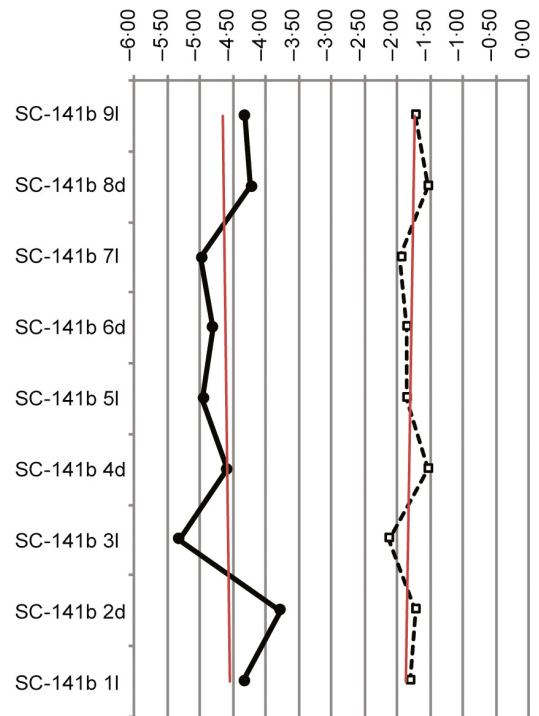
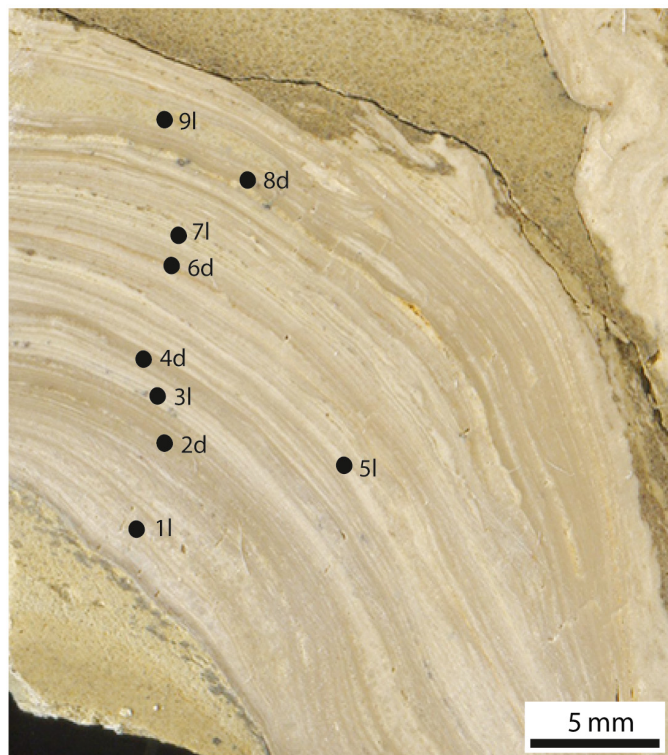


Fig. 13. (A) Cross-section of the upper part of a thin planar stromatolite and the corresponding stable isotopic profile. (B) Cross-section of the lower part of the same thin planar stromatolite and the corresponding stable isotopic profile. Samples belongs to unit T6 in section SC. In some cases, one value represents the average of several samples. l: light laminae; d: dark laminae (data compiled from Martin-Bello *et al.*, 2017).

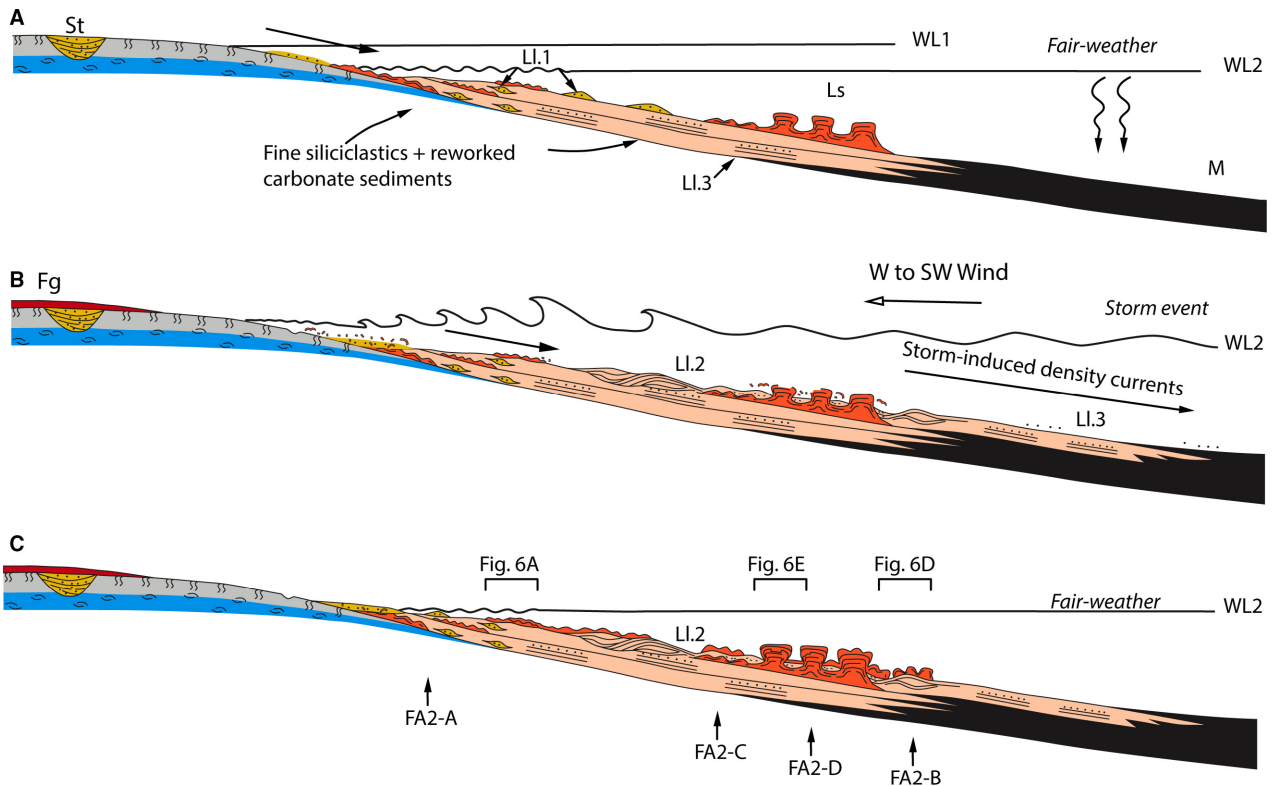


Fig. 14. Conceptual facies model for Miocene stromatolite formation in the Sierra de Alcubierre (not to scale); (A), (B) and (C) correspond to intermediate lake water levels (WL2, saline carbonates) between high water level (WL1, freshwater carbonates, facies Lm, Lb) and low lake level (sulphate precipitation, not shown in the figure). (A) and (C) Fair-weather conditions, with stromatolite (Ls) and laminated limestones (LI.1) formation. Note that the previous high water level (WL1) led to massive and bioturbated facies formation in freshwater (Lm and Lb). During WL2, the deposition areas with Lm and Lb became exposed and underwent desiccation, brecciation and other subaerial processes (i.e. channel incision). (B) Storm conditions, with formation of hummocky cross-stratification (LI.2) and breakage of stromatolites. St: sandstones with trough cross-stratification; Fg: green and grey mudstones (siliciclastic sediment); M: marls.

limestones with ripples and with parallel lamination formed as a result of sheet flows generated by water inputs that generated deposits in marginal, shallow lake areas (cf. Eyles & Clark, 1986). The stromatolites developed between periods when shore sheet flows and surges were active (Fig. 14A and C). This notion is supported by the stromatolite fragments that were formed during the higher energy periods (Fig. 15). The development of thin planar stromatolites and small domed stromatolites at the top of the laminated limestones (Fig. 8C) took place in shallow water and were prone to subaerial exposure. This inference is supported by the occurrence of gypsum nodules in the stromatolites. These nodules formed through evaporative pumping associated with shallow water or exposure of the areas where the stromatolites were growing (Figs 4A, 6A and 8C). In contrast,

the domed stromatolites and stratiform stromatolites developed as the water became deeper (cf. Awramik & Buchheim, 2015; Roche *et al.*, 2018). Higher water level and fair-weather conditions promoted vertical growth of the domed stromatolites and stratiform stromatolites. The continuous vertical growth of the stromatolite laminae and the lack of erosive features in the stromatolites are consistent with this interpretation. The vertical and lateral association of stromatolites with laminated limestones with HCS and with parallel lamination (Fig. 8B and D) suggests variable energy conditions (Fig. 15A and B) caused by storms that disturbed the normal fair-weather conditions (cf. Dumas & Arnott, 2006; Awramik & Buchheim, 2009). Storm surge caused partial breakage of some of the stromatolites that produced stromatolite fragments, which accumulated along the lake shore as laminae and

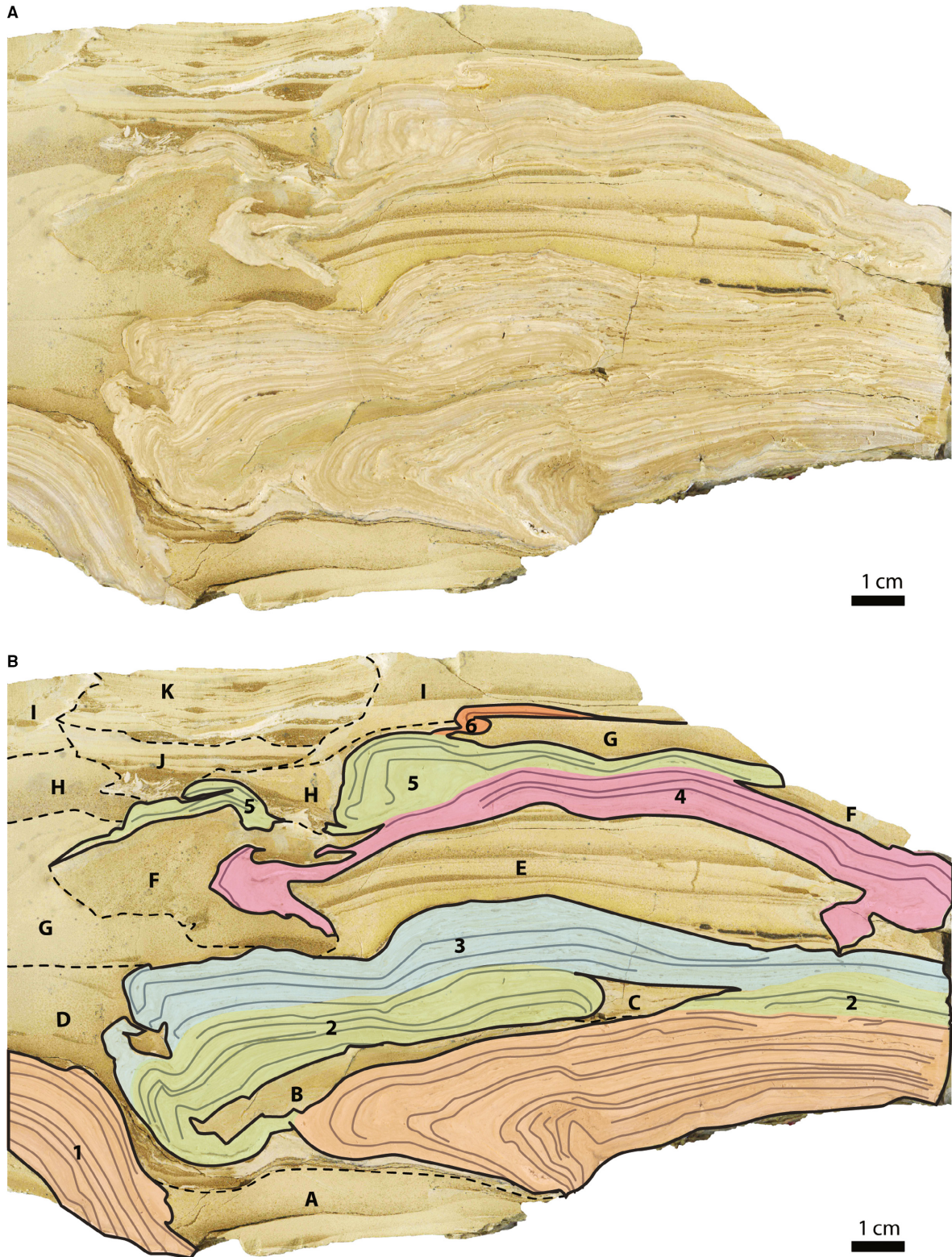


Fig. 15. Examples of discontinuous stromatolite internal growth forms associated with laminated limestones (Ll) and erosion phases. Polished samples from sections SC [(A) and (B); unit T6] and VS [(C) and (D); unit T5]. In (B) and (D), numbers correspond to stromatolite phases and letters to facies Ll. Note in (A) and (B) the irregular surface of phase E, clearly produced by erosion of facies Ll.1 deposits, later coated by stromatolites Ls.1 (phase 4), with highly enveloping laminae. Note in (C) and (D) the occurrence of intraclast deposits between columns, and the enveloping character of the stromatolite laminae.

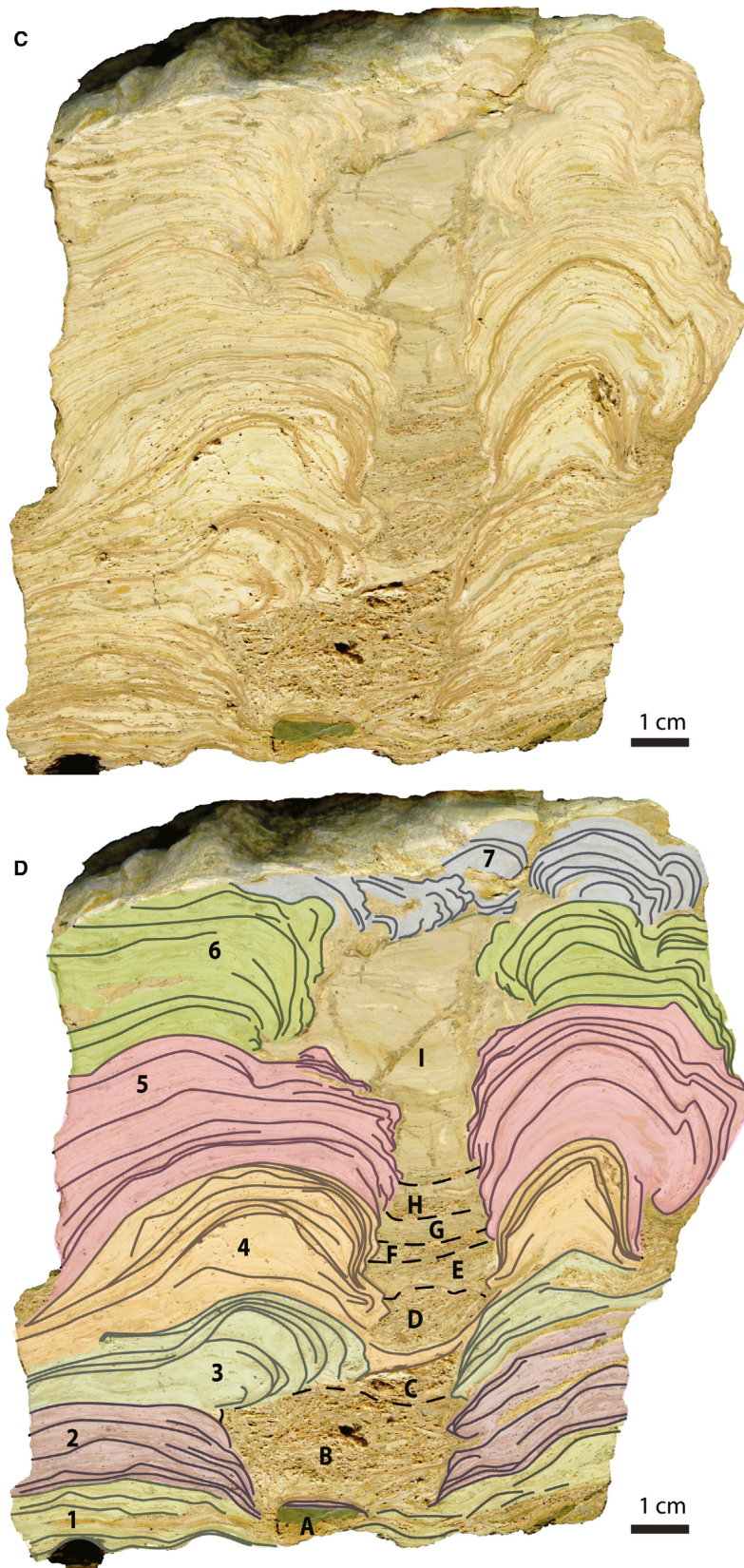


Fig. 15. (continued)

between the columns and domes within any type of stromatolites. Storm surge also produced various erosional features, such as irregular surfaces and gutters, on the substrate that were later coated by microbial mats (Fig. 15A and B).

The massive limestones and bioturbated limestones at the top of the shallowing FA2-D (Fig. 8D) formed as a result of the input of fresh-water that caused water dilution, lake expansion and relative deepening (for example, WL1 in Fig. 14A). Later water level drop led to the expansion of the palustrine areas and subaerial exposure (cf. Arenas & Pardo, 1999).

To sum up, in the different situations in which stromatolites developed (Fig. 8), the stromatolites reflect relative changes in water depth and hydrodynamic conditions (Fig. 14). Taking into account the relationships between the stromatolites and the facies associated with them, and the lateral relationships between those and other lacustrine carbonate facies, a sedimentary facies model has been proposed for the Miocene stromatolite formation in the Sierra de Alcubierre (Fig. 14). Following exposure and/or erosion of the lake floor by storm surge and currents, microbial mats colonized the surfaces that were commonly irregular in morphology. Evidence of exposure and erosion is provided by intense bioturbation (Fig. 4E and F), desiccation cracks, Fe-rich oxidized surfaces and scours on bioturbated limestones, and irregular cross-cutting surfaces and gutters on laminated limestones. The stromatolite growth was, however, periodically interrupted by desiccation or by erosion caused by surge action associated with the formation of laminated limestones (for example, breakage; Fig. 15A and B). The thin planar stromatolites grew in shallow water conditions that occurred over large areas of the lake, which is supported by the lateral extension of this type in the field. The change from these stromatolites to stratiform or domed stromatolite, and the change from flat to convex-up growth forms reflect an increase in water depth. Rare oncolites that formed in shallow water commonly acted as nuclei for the growth of the domal and columnar stromatolites.

Internal structure of stromatolites: lamina shape, lamina arrangement and thickness variations

The three geometric types of stromatolites and the oncolites have the same textural features, lamina shape variations and lamina arrangement,

which indicates that the same types of building microbes were responsible for all of them. If so, the changes of stromatolite morphology probably reflects changes in the physical parameters.

Irregular lateral changes in lamina thickness, in some cases involving thicker growth on the crests than in the valleys, are common features of many of the stromatolites (Fig. 10A, B and G). These thickness changes are better related to the variable microbial growth and concomitant grain trapping and calcification that reflect local conditions (for example, currents, water level, lightness or turbidity), as proposed by Hofmann (1973), Monty (1976), Petryshyn & Corsetti (2011) and Bosak *et al.* (2012, 2013a). The upper parts of the stromatolites (for example, crests of the domes and columns), for example, are the preferred loci for microbes due to higher light intensity, reduced abrasion, and a higher supply of fine-grained, suspended sediment (cf. Hand & Bartberger, 1988). Within individual stromatolites, changes in the lamina shape through time are as follows (Fig. 16A and B):

1 An upward change from slightly undulatory at the base, to increasingly convex laminae through time, forming domes and columns (Fig. 7C, F and G), that represent: (i) increasing water depth where laminae are continuous between the linked columns and domes (for example, Fig. 7C); or (ii) increasing water depth and higher energy levels if the laminae are discontinuous (i.e. in unlinked and bridged columns and domes; Fig. 15C).

2 An upward change from steep, multi-convex domes to gently convex to slightly undulate laminae upward (Fig. 7H) that developed as water depth decreased.

Herein, a proposed model for internal stromatolite morphogenesis is based on lamina shape, lamina continuity and internal growth forms of the stromatolites and their relation to associated facies (Fig. 16A and B). Domes and columns formed of laminae with dominant upright growth and high synoptic relief (Figs 7C, 7G, 7H and 15C) developed during rising lake levels (cf. Andres & Reid, 2006). As levels rise, the microbial growth, grain capture and concomitant mat calcification were enhanced, and the upright development took place as the stromatolites reacted to the change in lake level. This is consistent with the increased thickness of the light porous and light dense laminae towards the tops

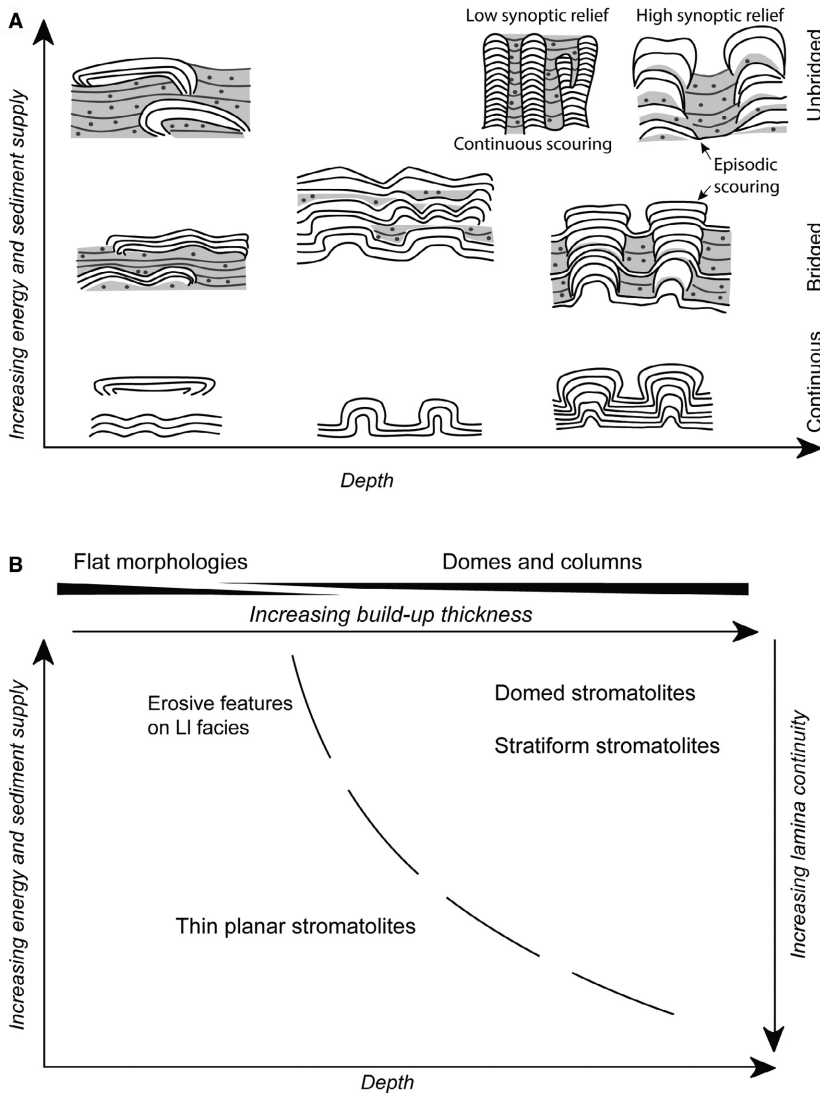


Fig. 16. (A) Variations of stromatolite lamina shape, lamina continuity and internal growth forms as a function of water depth, energy and sediment supply. (B) Summary of the factors that control the external geometry and internal structure of stromatolites.

(Fig. 10A). In contrast, domes and flat semi-elliptical forms with their lower synoptic relief (Figs 7E, lower part of 7F and 14A) probably grew in stable, shallow water conditions. This type of asymmetrical development, which is very common over irregular substrates, probably represents water level close to, or at times slightly below, the top of the stromatolites, and perhaps without water between domes and columns during some periods.

The preferential growth direction is explained by some authors (Golubic, 1973) as a consequence of current direction. In this case, the random orientation of columns and domes (for example, Fig. 7F, lower part) means that it is impossible to infer the preferential directions of water movement. Local

environmental conditions greatly control column inclination (Hofmann, 1973). From all of the above facts, in the study case, the main control on the highly asymmetrical growth of stromatolites was water level.

The 'enveloping' nature of the laminae in many of the unlinked domes and columns (Fig. 15A and B) and the synoptic relief are indicators of minimum water depth (Fig. 16A) and of sediment supply to the inter-column and inter-dome spaces. Sediment supply must have been minimal when the enveloping laminae developed (for example, Figs 7G, 7H and 15A) because there is no evidence that sediment interfered with their growth. Moreover, in the discrete domes and columns, the dark laminae extend further down than the light laminae. The light laminae gradually wedge downward

and eventually disappear and/or are covered by the dark laminae (Figs 7F, 7G and 15C). These features may imply that the light laminae formed under changing energy conditions, whereas the dark laminae formed under stable water level. The lack of intraclasts or other grains within the dark laminae supports this interpretation.

Discontinuous growth of stromatolites and related erosional features

The laterally and vertically discontinuous laminae record a complex evolution of the microbial mats. The colonization and growth of the microbes was interrupted periodically by erosion caused by currents and waves. Subsequent deposition included filling of the inter-column and inter-dome spaces and of the spaces between the individual stromatolites with the sediments that compose the laminated limestones (with ripples and HCS and, locally, coarse intraclasts and stromatolite fragments) (Fig. 15).

Several stages of microbial accretion and microbial interruption are evident in some stromatolites (Fig. 15A and B). In contrast, continuous lamination throughout the thin planar stromatolites and between the domes and columns in some of the domed stromatolites and stratiform stromatolites (Fig. 7C and E) are indicative of low-energy conditions (Fig. 16A and B).

Interruption of the stromatolite growth is indicated by features of different scales. These include erosional features in the stromatolites and inter-column spaces, and the presence of stromatolite fragments in the laminated limestones. The fragments commonly form packstones and rudstones or occur as isolated particles in the micrite of laminated limestones (Fig. 15C and D). The inter-dome and inter-column spaces thus were loci where the microbial mats were not so well developed (cf. Riding, 2011; Bosak *et al.*, 2013b; Noffke & Awramik, 2013; Tosti & Riding, 2017).

In plan view, most of the domes and columns are irregular, but mostly rounded to elliptical in shape (Fig. 6C). There are, however, rare examples of elongate forms that are aligned parallel to one another and that probably grew in shallow water.

In the Miocene lake studied here, storm-surge return flow formed unidirectional currents. These currents produced scouring (gutters) and other erosional features – on a macroscopic scale – in the shallow marginal areas. At the same time, they transported detrital material towards inner lake areas, producing laminated

limestones with parallel lamination offshore (Fig. 14). In this context, the irregular domes and columns, with enveloping laminae and dominant non-elongate shape of columns in plan view, indicate low-energy and relatively stable water level during microbial accretion, which is not comparable to a context of continuous scouring between columns (Fig. 16A; cf. Tosti & Riding, 2017). The depositional scenario resembles some of the shallow Holocene lakes in the East African Rift (for example, Lake Bogoria; Casanova, 1986; Casanova, 1994; Renaut *et al.*, 2013), despite the different hydrological and tectonic context. In these Holocene lakes, stromatolites developed at intermediate lake levels between freshwater, deltaic inputs and saline alkaline water levels.

COMPARISON WITH OTHER LACUSTRINE MICROBIALITES

Compared with the marine stromatolite record, few studies have focused on stromatolites found in lacustrine systems. Exceptions include stromatolites found in some Cenozoic lacustrine basins, including those in the East African Rift, where Casanova (1986), Casanova (1994) and Cohen *et al.* (1997) described a variety of Late Miocene to Holocene examples. Other examples have been reported from the Miocene of New Zealand (Lindqvist, 1994), where they are associated with largely siliciclastic lake deposits, the Oligocene–Miocene of the French Central Massif (Bertrand-Sarfati *et al.*, 1994; Roche *et al.*, 2018) and the Eocene Green River Formation in Utah, USA (Awramik & Buchheim, 2015; Chidsey *et al.*, 2015; Della Porta, 2015). Examples of Pre-Cenozoic lacustrine stromatolites are scant with the exception of studies from the Cretaceous of the Gyeongsang Basin in Korea (Woo *et al.*, 2004; Nehza *et al.*, 2009) and the Cameros Basin in Spain (Suarez-Gonzalez *et al.*, 2014), from the lower Cretaceous of the Codó Formation in Brazil (Bahniuk *et al.*, 2015), from the Upper Jurassic–Lower Cretaceous of Wessex Basin in the UK (Gallois *et al.*, 2018), from the Triassic of the Arnstadt Formation in Germany (Arp *et al.*, 2005) and from the late Archean in Western Australia (Awramik & Buchheim, 2009).

There are some similarities between the Oligocene to Miocene lacustrine stromatolites found in the Limagne Basin (French Central Massif) and the stromatolites documented

herein. Two main characteristics can offer analogues: (i) the external morphology distribution, described by Roche *et al.* (2018); and (ii) the lamina characteristics under microscope, studied by Bertrand-Sarfati *et al.* (1994) and Roche *et al.* (2018) in the same area. The major differences between Limagne Basin and Ebro Basin stromatolites are related to the height of the domes, cones and coalescent columns. The stromatolites from the Limagne Basin are up to 6 m high, whereas the domed and stratiform stromatolites in the Ebro Basin are up to 30 cm high.

External morphologies, lake level and hydrodynamics

External morphologies have commonly been used as diagnostic features of water level variations (Casanova, 1994; Chidsey *et al.*, 2015; Muniz & Bosence, 2015; Vennin *et al.*, 2019). In the Limagne Basin, the vertical transition from flat and cauliflower morphologies to domes, cones and coalescent columns, resulted from an increase of the water level (Roche *et al.*, 2018). In the Ebro Basin, increases in water level are reflected by the upward change from flat laminated stromatolites to domed or stratiform stromatolites. As noted by Della Porta (2015), similar flat and low relief stromatolites are found in lake margins of recent lacustrine systems, including Lake Tanganyika (East African Rift), Pavilion Lake (Canada), and Lake Clifton and Marion Lake (Australia).

Cauliflower-like and dome-like morphologies (Roche *et al.*, 2018), similar to the domed or stratiform stromatolites in the Ebro Basin, have highly enveloping laminae. These morphologies are interpreted to occur between flat (shallow) and cones and coalescent columns (deep) morphologies (Roche *et al.*, 2018). In stromatolites from the Green River Formation in the Uinta Basin, the upward change to lower synoptic relief (Chidsey *et al.*, 2015) is suggestive of shallowing processes. Collectively, the available information suggests that the highly enveloping laminae and high synoptic relief reflect deeper conditions (Fig. 16).

Roche *et al.* (2018) assumed that flat morphologies developed under lower energy conditions than the cauliflower-shaped stromatolites that have a higher content of peloids and ooids as a result of wave activity. In the Ebro Basin, thin planar stromatolites can be associated with erosional features, and their laminae can include

disperse peloids and ooids. As for the domed and stratiform stromatolites in the study area, they are not consistent with a ridge–runnel scenario with continuous scouring between columns (cf. Bosak *et al.*, 2013b). Similarly, they do not form high and elongated columns separated by narrow straight runnels, as has been described in Mesoproterozoic stromatolites in China (Tosti & Riding, 2017).

The lateral relation between domed stromatolites and laminated limestones, indicative of surge activity in the Ebro Basin, has also been recognized in the lacustrine stromatolites from Brazil (Muniz & Bosence, 2015). There, the domed stromatolites are laterally associated with coarse grainy facies forming cross and plane-parallel stratification and they are interpreted to have developed between fair-weather and storm-weather conditions.

Lamina characteristics

The composite and simple laminae and the lamination patterns evident in the Ebro stromatolites are also visible in some of the lacustrine stromatolites of other basins. The light and dark laminae in the Ebro stromatolites are, for example, equivalent to the clear and dark layers found in the stromatolites from the Limagne Basin (Bertrand-Sarfati *et al.*, 1994). The cement-dominated microfabrics (Roche *et al.*, 2018) found in some of the stromatolites from the Limagne Basin are similar to fibrous laminae found in the Ebro stromatolites. The composite dark dense laminae in the Ebro stromatolites are equivalent to the micrite-dominated laminated or columnar microfabric described by Roche *et al.* (2018).

The stromatolites from the Limagne Basin generally contain more well-preserved filamentous microbes than the Ebro stromatolites. In the Limagne stromatolites, filamentous microbes are common in the upper parts of the cones and coalescent columns, but scarce in the flat and cauliflower stromatolites (Roche *et al.*, 2018). Although filamentous microbes are also scarce in the flat and cauliflower stromatolites from the Ebro Basin, the reason for this is unknown.

DISCUSSION

The relation between the gross morphology of stromatolites and water depth is also evident in other lacustrine (Bertrand-Sarfati *et al.*,

1994; Casanova, 1994; Zamarreño *et al.*, 1997; Arenas *et al.*, 2007; Roche *et al.*, 2018) and marine successions (Andres & Reid, 2006; Jahnert & Collins, 2013; Mercedes-Martín *et al.*, 2014; Tosti & Riding, 2017). Mathematical models that simulate stromatolite morphologies (Grotzinger & Rothman, 1996; Grotzinger & Knoll, 1999) have focused on some aspects of microbial growth but, as pointed out by Reid *et al.* (2003) and Bosak *et al.* (2013a), they do not relate morphogenesis with specific depth or variability on the energy conditions, or with biological responses to such conditions. Based on the above-mentioned and other studies, parameters such as water level fluctuation, water energy and sediment supply, considered in this study to influence the stromatolite morphology, can be collectively considered important factors affecting lacustrine stromatolite geometries.

The changes in the shape and arrangement of laminae, through space and time, evident in many stromatolites, have generally been attributed to changes in water depth, water energy and/or sediment supply (Logan *et al.*, 1964; Hofmann, 1973; Riding, 2000; Dupraz *et al.*, 2006; Jahnert & Collins, 2013). The possibility that biocenosis may influence laminae morphology (Grotzinger & Rothman, 1996; Grotzinger & Knoll, 1999; Dupraz *et al.*, 2006), is still open to debate. In the study area, for example, it is difficult to relate changes in lamina shape through time to different types of bacteria, because these changes did not involve variations in textural features of the laminae.

Microbialite accretion and factors controlling calcification of microbial mats

Tosti & Riding (2017), based on Mesoproterozoic stromatolites from China, found that the stromatolite columns have mainly non-enveloping laminae and frequent branching, and the fabrics in these low-relief stromatolite columns and in the intervening spaces are similar. These authors suggested that these features were consistent with a: "...low relative accretion rate and mats that accreted mainly by trapping fine-grained particles rather than by *in situ* precipitation...". The low-relief to moderate-relief stromatolites from the Ebro Basin with their distinct textures and structures in the intervening sediments are different. The Ebro stromatolites contain little evidence of calcified microbes (Fig. 12) apart from scattered examples found in the dark dense

and light porous laminae. Although there is some evidence that these features may have formed due to *in situ* precipitation processes, the textural variety of the laminae, the wide array of lamina arrangement and the dominant micrite texture suggest that this was not the dominant process in stromatolite growth.

Calcification of the microbial mat is mostly linked to the CaCO₃ saturation levels of the water (Merz-Preiß & Riding, 1999; Arp *et al.*, 2001; Pentecost, 2005; Pedley *et al.*, 2009; Jones & Peng, 2014). In general, higher levels of calcite saturation tend to favour rapid calcite precipitation and, in many microbial deposits, the dense, fine-crystal layers reflect precipitation under warm conditions when temperature and CO₂ outgassing were highest (cf. Kano *et al.*, 2007; Arp *et al.*, 2010; Gradzinski, 2010; Manzo *et al.*, 2012; Arenas *et al.*, 2014). Thus, it is tentatively proposed that the calcification of the Miocene stromatolites in the Ebro Basin took place primarily during warm conditions. Moreover, heterotrophic decomposition of extracellular polymeric substances (EPS) below the productive part of the microbial mat favours HCO⁻³ and Ca-ion liberation (Decho *et al.*, 2005; Dupraz *et al.*, 2006; Arp *et al.*, 2010) which increases the saturation level with respect to calcite and thus favours intra-calcite precipitation. Perhaps this process is enhanced when the development of microbial mats on the surface slows down or decreases.

Significance of the types of laminae and lamination in the Ebro Basin Miocene lacustrine stromatolites

The 'regularity' of stromatolite lamina accretion is an intriguing issue because of the variety of processes involved and the uncertainty about the time span represented by the different types of laminae (Arenas & Jones, 2017). Most laminated microbialites encompass more than one style of lamination (Monty, 1976; Casanova, 1994; Arenas *et al.*, 2007; Suarez-Gonzalez *et al.*, 2014) and several cyclicity ranks (Lindqvist, 1994; Seong-Joo *et al.*, 2000; Storrie-Lombardi & Awramik, 2006; Petryshyn *et al.*, 2012; Arenas *et al.*, 2015). In fine-grained stromatolites, the most common pattern is an alternation of light porous and dark dense laminae that has been recognized in many different depositional settings (Monty, 1976; Park, 1976; Bertrand-Sarfati *et al.*, 1994; Zamarreño *et al.*, 1997; Kano *et al.*, 2007; Tang *et al.*, 2014). In many ancient

stromatolites and oncolites, this pattern has been variously attributed to changes in temperature, precipitation and/or evaporation (Casanova, 1994; Lindqvist, 1994; Woo *et al.*, 2004; Arenas *et al.*, 2007). The duration represented by each lamina-pair has generally been based on textural and geochemical evidence (Riding, 2000; Seong-Joo *et al.*, 2000; Arenas *et al.*, 2015). Although each pair of laminae is usually attributed to one year of growth (cf. Kano *et al.*, 2007; Arp *et al.*, 2010), other studies of present-day fluvial stromatolites have shown that several laminae can form in a few months (Ordóñez *et al.*, 1980; Drysdale & Gillieson, 1997; Gradzinski, 2010; Vázquez-Urbez *et al.*, 2010; Manzo *et al.*, 2012), with both periodic and non-periodic changes in the magnitude of the environmental parameters that influence lamina formation (Gradzinski, 2010; Vázquez-Urbez *et al.*, 2010; Arenas *et al.*, 2014). Daily to pluri-annual laminations have been found in stromatolites that grew in a wide variety of environments (Hofmann, 1973; Monty, 1976; Petryshyn *et al.*, 2012; Okumura *et al.*, 2013).

The porous laminae found in some stromatolites have been attributed to cooler temperature and/or rainy conditions, whereas the dense laminae have been linked to warmer and/or drier conditions (Casanova, 1986, 1994; Frantz *et al.*, 2014). These textural changes are generally attributed to variations in microbial mat development and textural effects caused by chan sea in calcite saturation of the water (Janssen *et al.*, 1999; Reid *et al.*, 2003; Manzo *et al.*, 2012; Arenas & Jones, 2017). In regions with strong seasonal contrasts in temperature and/or precipitation, these textural variations of the laminae are normally consistent with stable isotope variations. Casanova (1986, 1994), for example, considered the light and dark laminae in Holocene lacustrine stromatolites to have formed by seasonal changes in the Precipitation/Evaporation ratio that affected the lake-water chemistry. Similarly, textural and $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ variations of the laminae in mid-Cretaceous lacustrine stromatolites that grew in semiarid to arid conditions have been attributed to local climatic conditions that caused temporal oscillations in lake salinity and productivity (Nehza *et al.*, 2009). In fluvial environments, cyclic $\delta^{18}\text{O}$ variations have generally been attributed to seasonal variations in temperature given that evaporation has little effect on isotope fractionation in this setting (Chafetz *et al.*, 1991; Andrews & Brasier,

2005; Kano *et al.*, 2007; Osácar *et al.*, 2013; Osácar *et al.*, 2016).

Stable isotope analyses ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of successive laminae in two stratiform stromatolites, and three thin planar stromatolites in the Sierra de Alcubierre (Table S1; Fig. 13; Martin-Bello *et al.*, 2017) show cyclic isotopic variations, with the light laminae having lower $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values than the dark laminae (Fig. 13). Therefore, in the closed-basin example studied here, the light laminae would correspond to more humid conditions (i.e. rainy), with larger soil-derived CO_2 input, whereas the dark dense laminae would form in drier conditions (cf. Leng & Marshall, 2004; Arp *et al.*, 2005; Martin-Bello *et al.*, 2017).

The significance of fibrous laminae in terms of environmental conditions is poorly understood. The fibrous laminae are attributed to early diagenesis products (Freytet & Verrecchia, 1999), but can also be preserved primary textures (Grotzinger & Knoll, 1999). In the study area, fibrous textures are considered primary features and might be linked to occurrence of specific microbes, as suggested by Freytet & Verrecchia (1998), but there is not enough evidence to support this assumption in the studied case. Fan microfabrics in lacustrine stromatolites of the Green River Formation have been interpreted as formed by abiogenic precipitation in cooler and deeper conditions, compared with the alternating micrite laminae (Frantz *et al.*, 2014). The fibrous laminae may then represent more humid conditions (as suggested by were deposited during wetter climate periods with is consistent with the common occurrence of fibrous laminae in unit T7 deposits, which overall were deposited during wetter climate periods with respect to the underlying units T5 and T6 (Arenas *et al.*, 1997).

Integration of all available information indicates that different laminae developed at different times of the year in response to seasonal changes in conditions. Thus, the following cycles are evident:

1 The light dense laminae with scattered allochems developed during the rainy season as freshwater was added to the lake (Figs 10F and 11A)

2 The light porous laminae developed during the spring–summer period when higher temperatures promoted during microbial growth (cf. Pentecost, 2005),

3 The dense micrite laminae (Fig. 11A) were produced during the summer as evaporation increased.

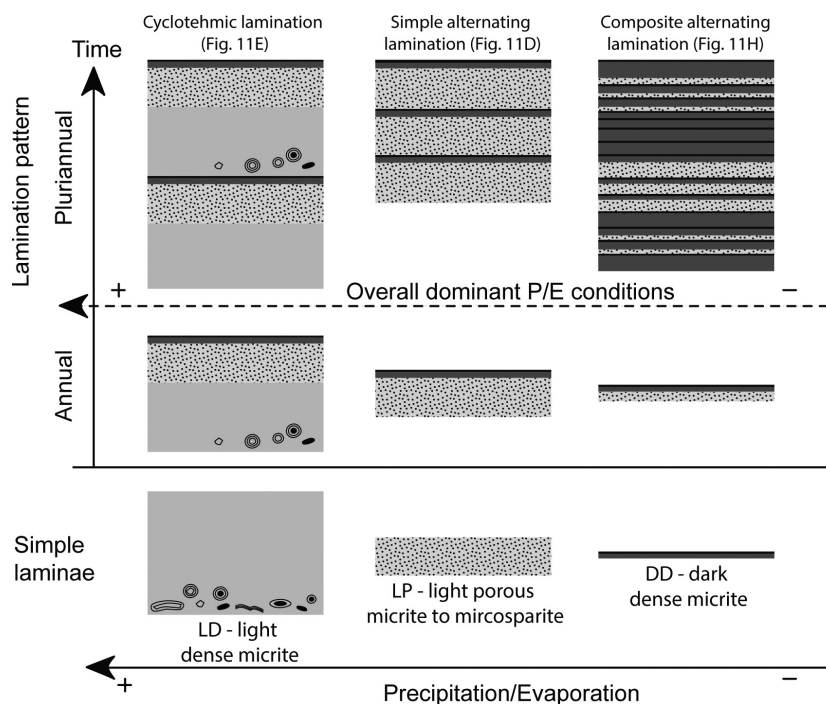


Fig. 17. Summary of textural types of laminae and lamination patterns as a function of the Precipitation/Evaporation rate (P/E) and time elapsed (T).

It is possible that the winter records may be under-represented if the temperature was $<10^{\circ}\text{C}$ and carbonate production ceased (Matsuoka *et al.*, 2001; Brasier *et al.*, 2010; Osácar *et al.*, 2013; Arenas *et al.*, 2018).

Rhythmic and cyclothemmic laminations (Fig. 11C) in the stromatolites might reflect yearly cycles. Therefore, the various composite lamination patterns (Fig. 11C) represent complex variations through longer periods (for example, pluriannual variations), each governed by either dry or humid conditions (Fig. 17). For example, some dark composite laminae can reflect pluriannual periods of dominant dry conditions (low Precipitation/Evaporation ratio). Frantz *et al.* (2014), based on high-resolution chemical analyses, proposed decadal changes in the Precipitation/Evaporation ratio to explain textural variations in Eocene stromatolites of the Green River Formation. These temporal interpretations must, however, be taken as tentative proposals because some environmental parameters can change over shorter time spans, so that intra-seasonal laminae may also occur (Arenas & Jones, 2017). Further studies based on high resolution stable isotope and periodicity analyses of lamination will help to refine the lamination patterns and their relation to climatic parameters in the Miocene sequence of the Ebro Basin.

CONCLUSIONS

Stratigraphic and detailed sedimentological analyses of stromatolites in Miocene lacustrine and distal alluvial sequences of the Ebro Basin explain how climate and depositional environmental conditions impacted their geometry, internal structure and texture at various temporal and, spatial scales. These stromatolites and the associated laminated limestones consist, of calcite and less common dolomite and formed during oscillations between high water levels (freshwater carbonate deposition) and low water levels (sulphate deposition). The following conclusions, relevant to the utility of stromatolites as indicators of environmental conditions, can be highlighted:

1 Three different morphological types of individual stromatolites (i.e. thin planar stromatolites, domed stromatolites and stratiform stromatolites) selectively occurred at the beginning of or through deepening cycles, and through or at the top of shallowing cycles experienced by the lacustrine carbonate-depositing settings. Thus, they reflect changes in water depth and concomitant salinity.

2 Stromatolites grew in shallow lake fringes at periods of fair-weather conditions. Surge activity during storms interrupted their development and caused their partial erosion on different scales.

3 Stromatolites are typically the first deposits on disturbed areas, such as surfaces affected by prolonged subaerial exposure and/or erosional processes. In such conditions, microbial mats are pioneers in colonizing harsh habitats, for example, saline and very shallow water.

4 Changes in lamina shape and lamina arrangement within the stromatolites (i.e. variations of growth forms through time) reflect primarily water depth variations, whereas lamina continuity through space and time within the undulatory-laminated to flat-laminated growth forms, and between the domes and columns in the domed stromatolites and the stratiform stromatolites reflect changes in water energy (i.e. through shear) and sediment supply.

5 The different types of simple laminae (dark dense micrite, light porous micrite and microsparite, light dense micrite and fibrous calcite) and composite laminae record variations in the magnitude of climate-related parameters, primarily the Precipitation/Evaporation ratio and temperature, that likely affected the saturation state of water respect to calcite and the accretion processes. Cyclic variations in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of the light and dark laminae support such assumptions.

6 *In situ* calcite precipitation and minor capture of suspended fine-calcite particles may have accounted for the textural changes between laminae.

7 Rhythmic and cyclothemic laminations may reflect yearly cycles in Precipitation/Evaporation ratio, and the various composite lamination patterns pluriannual variations in that ratio.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was funded by project CGL2013-42867-P and FPI contract BES-2014-069389 of the Spanish Government and European Regional Funds. The results form part of the activities of the Geotransfer scientific group (Aragón Government, Operating Program FEDER Aragón 2014-2020). The Scanning Electron Microscopy, Optical Microscopy and Rock Preparation services of the University of Zaragoza, Spain (Servicios de Apoyo a la Investigación) and the Scanning Electron Microscopy service of the University of Edmonton, Canada, are thanked for technical support. Dr Ana María Alonso Zarza is kindly thanked for supervision. We are grateful to editor Dr Alexander Brasier and three anonymous reviewers for their critical reviews.

REFERENCES

- Andres, M.S. and Reid, R.P. (2006) Growth morphologies of modern marine stromatolites: A case study from Highborne Cay, Bahamas. *Sed. Geol.*, **185**, 319–328. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.12.020>.
- Andrews, J.E. and Brasier, A.T. (2005) Seasonal records of climatic change in annually laminated tufas: Short review and future prospects. *J. Quatern. Sci.*, **20**, 411–421. <https://doi.org/10.1002/jqs.942>.
- Arenas, C. (1993) *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. PhD thesis, University of Zaragoza, Zaragoza, 858 pp. <https://zaguan.unizar.es/record/70725>
- Arenas, C. and Jones, B. (2017) Temporal and environmental significance of microbial lamination: Insights from Recent fluvial stromatolites in the River Piedra, Spain. *Sedimentology*, **64**, 1597–1629. <https://doi.org/10.1111/ijlh.12426>.
- Arenas, C. and Pardo, G. (1998) Storm carbonate deposits in Miocene lacustrine systems of the central Ebro Basin (north-eastern Spain). Extended Abstracts AAPG Annual Convention, Salt Lake City, USA, 1 (A-30), 1–3.
- Arenas, C. and Pardo, G. (1999) Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): Sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **151**, 127–148. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00025-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00025-5).
- Arenas, C. and Pardo, G. (2000) Neogene lacustrine deposits of the north-central Ebro Basin, north-eastern Spain. In: *Lake Basins Through Space and Time* (Eds E.H. Gierlowski-Kordesch and K.R. Kelts), *AAPG Stud. Geol.*, **46**, 395–406.
- Arenas, C. and Pomar, L. (2010) Microbial deposits in upper Miocene carbonates, Mallorca, Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **297**, 465–485. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.08.030>.
- Arenas, C., Pardo, G. and Casanova, J. (1993) Bacterial stromatolites in lacustrine Miocene deposits of the Ebro Basin (Aragon, Spain). In: *Studies on Fossil Benthic Algae* (Eds F. Barattolo, P. De Castro and M. Parente), *Boll. Soc. Paleont. Ital. Spec. Vol.*, **1**, 9–22.
- Arenas, C., Casanova, J. and Pardo, G. (1997) Stable isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): Palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **128**, 133–155.
- Arenas, C., Alonso-Zarza, A.M. and Pardo, G. (1999) Dedolomitization and other early diagenetic processes in Miocene lacustrine deposits, Ebro basin (Spain). *Sed. Geol.*, **125**, 23–45.
- Arenas, C., Cabrera, L. and Ramos, E. (2007) Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca Island (Spain). *Sed. Geol.*, **197**, 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.08.009>.
- Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Auqué, L., Sancho, C., Osácar, C. and Pardo, G. (2014) Intrinsic and extrinsic controls of spatial and temporal variations in modern fluvial tufa sedimentation: A thirteen-year record from a semi-arid environment. *Sedimentology*, **61**, 90–132. <https://doi.org/10.1111/sed.12045>.

- Arenas, C., Piñuela, L. and García-Ramos, J.C. (2015) Climatic and tectonic controls on carbonate deposition in syn-rift siliciclastic fluvial systems: A case of microbialites and associated facies in the Late Jurassic. *Sedimentology*, **62**, 1149–1183.
- Arenas, C., Osácar, C., Auqué, L., Andrews, J.E., Pardo, G., Marca, A., Martín-Bello, L. and Pérez-Rivarés, F.J. (2018) Seasonal temperatures from $\delta^{18}\text{O}$ in Recent Spanish tufa stromatolites: Equilibrium redux!. *Sedimentology*, **65**, 1611–1630. <https://doi.org/10.1111/sed.12440>.
- Arp, G., Wedemeyer, N. and Reitner, J. (2001) Fluvial tufa formation in a hard-water creek (Deinschwanger Bach, Franconian Alb, Germany). *Facies*, **44**, 1–22.
- Arp, G., Bielert, F., Hoffmann, V.W. and Löffler, T. (2005) Palaeoenvironmental significance of lacustrine stromatolites of the Arnstadt Formation (“Steinmergelkeuper”, Upper Triassic, N-Germany). *Facies*, **51**, 419–441.
- Arp, G., Bissett, A., Brinkmann, N., Cousin, S., deBeer, D., Friedl, T., Mohr, K.I., Neu, T.R., Reimer, A., Shiraiishi, F., Stackebrandt, E. and Zippel, B. (2010) Tufa-forming biofilms of German karstwater streams: Microorganisms, exopolymers, hydrochemistry and calcification. In: *Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls* (Eds M. Pedley and M. Rogerson), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **336**, 83–118.
- Awramik, S.M. and Buchheim, H.P. (2009) A giant, Late Archean lake system: The Meentheena Member (Tumbiana Formation; Fortescue Group), Western Australia. *Precambrian Res.*, **174**, 215–240.
- Awramik, S.M. and Buchheim, H.P. (2015) Giant stromatolites of the Eocene green river formation (Colorado, USA). *Geology*, **43**, 691–694. <https://doi.org/10.1130/G36793.1>.
- Bahnuk, A.M., Anjos, S., França, A.B., Matsuda, N., Eiler, J., Mckenzie, J.A. and Vasconcelos, C. (2015) Development of microbial carbonates in the lower cretaceous codó Formation (north-east Brazil): Implications for interpretation of microbialite facies associations and palaeoenvironmental conditions. *Sedimentology*, **62**, 155–181.
- Bertrand-Sarfati, J., Freytet, P. and Plaziat, J.C. (1994) Microstructures in Tertiary nonmarine stromatolites (France). Comparison with Proterozoic. In: *Phanerozoic Stromatolites II* (Eds J. Bertrand-Sarfati and C. Monty), pp. 155–191. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Bosak, T., Liang, B., Wu, T.-D., Templer, S.P., Evans, A., Vali, H., Gerquin-Kern, J.L., Klepac-Ceraj, V., Sim, M.S. and Mui, H. (2012) Cyanobacterial diversity and activity in modern conical microbialites. *Geobiology*, **10**, 384–401.
- Bosak, T., Knoll, A.H. and Petroff, A.P. (2013a) The Meaning of Stromatolites. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **41**, 21–44. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105327>.
- Bosak, T., Mariotti, G., Macdonald, F.A., Perron, J.T. and Pruss, S.B. (2013b) Microbial sedimentology of stromatolites in Neoproterozoic cap carbonates. *Paleontol. Soc. Pap.*, **19**, 1–25.
- Bouton, A., Vennin, E., Boule, J., Pace, A., Bourillot, R., Thomazo, C., Brayard, A., Désaubliaux, G., Goslar, T., Yokoyama, Y., Dupraz, C. and Visscher, P. (2016) Linking the distribution of microbial deposits from the Great Salt Lake (Utah, USA) to tectonic and climatic processes. *Biogeosciences*, **13**, 5511–5526.
- Brasier, A.T., Andrews, J.E., Marca-Bell, A.D. and Dennis, P.F. (2010) Depositional continuity of seasonally laminated tufas: Implications for $\delta^{18}\text{O}$ based palaeotemperatures. *Global Planet. Change*, **71**, 160–167. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.03.022>.
- Casanova, J. (1986). Les stromatolites continentaux: Paléocologie, paléohydrologie, paléo-climatologie. Application au Rift Gregory. PhD thesis, Université Marseille-Luminy, Marseille, 256 pp.
- Casanova, J. (1994) Stromatolites from the East African Rift: A synopsis. In: *Phanerozoic Stromatolites II* (Eds J. Bertrand-Sarfati and C. Monty), pp. 193–226. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Chafetz, H.S., Utech, N.M. and Fitzmaurice, S.P. (1991) Differences in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ signatures of seasonal laminae comprising travertine stromatolites. *J. Sed. Petrol.*, **61**, 1015–1028.
- Chidsey, T., Vanden Berg, M.D. and Eby, D. (2015) Petrography and characterization of microbial carbonates and associated facies from modern Great Salt Lake and Uinta Basin’s Eocene Green River Formation in Utah, USA. In: *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production* (Eds D.W.J. Bosence, K.A. Gibbons, D.P. Le Heron, W.A. Morgan, T. Pritchard and B.A. Vining), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **418**, 261–286.
- Cohen, A.S., Talbot, M.R., Awramik, S.M., Dettman, D.L. and Abell, P. (1997) Lake level and paleoenvironmental history of Lake Tanganyika, Africa, as inferred from late Holocene and modern stromatolites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**, 444–460.
- Craig, H. (1965) The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures. In: *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Palaeotemperatures* (Ed. E. Tongiorgi), pp. 161–182. Consiglio Nazionale Della Ricerca. Laboratorio de Geologia Nucleare, Pisa.
- Decho, A.W., Visscher, P.T. and Reid, P. (2005) Production and cycling of natural microbial exopolymers (EPS) within a marine stromatolite. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **219**, 71–86.
- Della Porta, G. (2015) Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal and fluvial settings: Comparing depositional geometry, fabric types and geochemical signature. In: *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production* (Eds D.W.J. Bosence, K.A. Gibbons, D.P. Le Heron, W.A. Morgan, T. Pritchard and B.A. Vining), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **418**, 17–68.
- Drysdale, R. and Gillieson, D. (1997) Micro-erosion meter measurements of travertine deposition rates: A case study from louie creek, Northwest Queensland, Australia. *Earth Surf. Proc. Land.*, **22**, 1037–1051.
- Duke, W.L. (1985) Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentology*, **32**, 167–194.
- Dumas, S. and Arnott, R.W.C. (2006) Origin of hummocky and swaley cross-stratification - The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, **34**, 1073–1076.
- Dupraz, C., Pattisina, R. and Verrecchia, E.P. (2006) Translation of energy into morphology: Simulation of stromatolite morphospace using a stochastic model. *Sed. Geol.*, **185**, 185–203.
- Eyles, N. and Clark, B. (1986) Significance of hummocky and swaley cross-stratification in late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario basin, Canada. *Geology*, **14**, 679–682.

- Frantz, C.M., Petryshyn, V.A., Marenco, P.J., Tripathi, A., Berelson, W.M. and Corsetti, F.A. (2014) Dramatic local environmental change during the Early Eocene Climatic Optimum detected using high resolution chemical analyses of Green River Formation stromatolites. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **405**, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.04.001>.
- Freytet, P. and Verrecchia, E.P. (1998) Freshwater organisms that build stromatolites: A synopsis of biocrystallization by prokaryotic and eukaryotic algae. *Sedimentology*, **45**, 535–563.
- Freytet, P. and Verrecchia, E.P. (1999) Calcitic radial palisadic fabric in freshwater stromatolites: Diagenetic and recrystallized feature or physicochemical sinter crust? *Sed. Geol.*, **126**, 97–102.
- Freytet, P. and Verrecchia, E.P. (2002) Lacustrine and palustrine carbonate petrography: An overview. *J. Paleolimnol.*, **27**, 221–237. <https://doi.org/10.1023/A:1014263722766>.
- Gallois, A., Bosence, D. and Purgess, P. (2018) Brackish to hypersaline facies in lacustrine carbonates: Purbeck Limestone Group, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Wessex Basin, Dorset, UK. *Facies*, **64**, 1–39.
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gasper-Escribano, J. and Cloetingh, S. (2003) Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *J. Geophys. Res.*, **108**, 1–18.
- Golubic, S. (1973) The relationship between blue-green algae and carbonate deposits. In: *The Biology of Blue-Green Algae* (Eds N.G. Carr and B.A. Whitton), pp. 434–472. Blackwell, Oxford.
- Gradzinski, M. (2010) Factors controlling growth of modern tufa: results of a field experiment. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, **336**, 143–191.
- Grotzinger, J.P. and Knoll, A.H. (1999) Stromatolites in Precambrian carbonates: Evolutionary Mileposts or Environmental Dipsticks? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **27**, 313–358.
- Grotzinger, J.P. and Rothman, D.R. (1996) An abiotic model for stromatolite morphogenesis. *Nature*, **383**, 423–425.
- Haines, P. (1988) Storm-dominated mixed carbonate/siliciclastic shelf sequence displaying cycles of hummocky cross-stratification, late Proterozoic Wonoka Formation, South Australia. *Sed. Geol.*, **58**, 237–254.
- Hand, B.M. and Bartberger, C.E. (1988) Leaside sediment fallout patterns and the stability of angular bedforms. *J. Sed. Res.*, **58**, 33–43.
- Hofmann, H.J. (1973) Stromatolites: Characteristics and Utility. *Earth-Sci. Rev.*, **9**, 339–373.
- Jahnert, R.J. and Collins, L.B. (2011) Significance of subtidal microbial deposits in Shark Bay, Australia. *Mar. Geol.*, **286**, 106–111.
- Jahnert, R.J. and Collins, L.B. (2013) Controls on microbial activity and tidal flat evolution in Shark Bay, Western Australia. *Sedimentology*, **60**, 1071–1099.
- James, N.P. and Jones, B. (2015) *Origin of Carbonate Sedimentary Rocks*. John Wiley & Sons, Oxford, 464 pp.
- Janssen, A., Swennen, R., Podoor, N. and Keppens, E. (1999) Biological and diagenetic influence in recent and fossil tufa deposits from Belgium. *Sed. Geol.*, **126**, 75–95. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00033-0](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00033-0).
- Jones, B. and Peng, X. (2014) Multiphase calcification associated with the atrophytic cyanobacterium *Scytonema julianum*. *Sed. Geol.*, **313**, 91–104.
- Kano, A., Hagiwara, R., Kawai, T., Hori, M. and Matsuoka, J. (2007) Climatic conditions and hydrological change recorded in a high-resolution stable-isotope profile of a recent laminated tufa on a subtropical island, southern Japan. *J. Sed. Res.*, **77**, 59–67.
- Kennard, J.M. and Burne, R.V. (1989) *Stromatolite Newsletter Number 14*. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Canberra, 179 pp.
- Leng, M.J. and Marshall, J.D. (2004) Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quatern. Sci. Rev.*, **23**, 811–831.
- Letéron, A., Hamon, Y., Fournier, F., Séranne, M., Pellenard, P. and Joseph, P. (2018) Reconstruction of a saline, lacustrine carbonate system (Priabonian, St-Chaptes Basin, SE France): Depositional models, paleogeographic and paleoclimatic implications. *Sed. Geol.*, **367**, 20–47.
- Lindqvist, J.K. (1994) Lacustrine stromatolites and oncoids. Manuherikia Group (Miocene), New Zealand. In: *Phanerozoic Stromatolites II* (Eds J. Bertrand-Sarfati and C. Monty), pp. 227–254. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Logan, B.W., Rezak, R. and Ginsburg, R.N. (1964) Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. Geol.*, **72**, 68–83. <https://doi.org/10.1086/626965>.
- Manzo, E., Perri, E. and Tucker, M.E. (2012) Carbonate deposition in a fluvial tufa system: Processes and products (Corvino Valley – southern Italy). *Sedimentology*, **59**, 553–577.
- Martin-Bello, L., Arenas Abad, C. and Alonso-Zarza, A.M. (2017) Preliminary interpretation of the stable-isotope composition in lacustrine stromatolites of the Sierra de Alcubierre (Miocene, Ebro Basin, Spain). *Geogaceta*, **61**, 171–174.
- Matsuoka, J., Kano, A., Oba, T., Watanabe, T., Sakai, S. and Seto, K. (2001) Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **192**, 31–44.
- Mercedes-Martín, R., Salas, R. and Arenas, C. (2014) Microbial-dominated carbonate platforms during the Ladinian rifting: Sequence stratigraphy and evolution of accommodation in a fault-controlled setting (Catalan Coastal Ranges, NE Spain). *Basin Res.*, **26**, 269–296. <https://doi.org/10.1111/bre.12026>.
- Merz-Pfeiß, M. and Riding, R. (1999) Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: Ambient environment, chemical thresholds and biological processes. *Sed. Geol.*, **126**, 103–124. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00035-4).
- Monty, C.L.V. (1976) The origin and development of cryptalgal fabrics. In: *Stromatolites* (Ed. M.R. Walter), *Dev. Sedimentol.*, **20**, 193–249.
- Muniz, M.C. and Bosence, D.W.J. (2015) Pre-salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): Image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. In: *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production* (Eds D.W.J. Bosence, K.A. Gibbons, D.P. Le Heron, W.A. Morgan, T. Pritchard and B.A. Vining), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **418**, 221–242.
- Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pardo, G., Pérez, A. and Villena, J. (2002) Ebro Basin (Northeastern Spain). In: *The Geology of Spain* (Eds W. Gibbons and T. Moreno), pp. 301–309. The Geological Society, London.

- Nehza, O., Woo, K.S. and Lee, K.C.** (2009) Combined textural and stable isotopic data as proxies for the mid-Cretaceous paleoclimate: A case study of lacustrine stromatolites in the Gyeongsang Basin, SE Korea. *Sed. Geol.*, **214**, 85–99.
- Noffke, N. and Awramik, S.M.** (2013) Stromatolites and MISS — Differences between relatives. *GSA Today*, **23**, 4–9.
- Okumura, T., Takashima, C., Shiraishi, F., Nishida, S. and Kano, A.** (2013) Processes forming daily lamination in a microbe-rich travertine under low flow condition at the Nagano-yu Hot Spring, southwestern Japan. *Geomicrobiol J.*, **30**, 910–927.
- Ordóñez, S., Carballal, R. and García del Cura, A.** (1980) Carbonatos biogénicos actuales en la cuenca del río Dulce (provincia de Guadalajara). *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, **78**, 303–315.
- Osácar, M.C., Arenas, C., Vazquez-Urbez, M., Sancho, C., Auque, L.F. and Pardo, G.** (2013) Environmental Factors Controlling the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ Variations of Recent Fluvial Tufas: A 12-Year Record from the Monasterio de Piedra Natural Park (Ne Iberian Peninsula). *J. Sed. Res.*, **83**, 309–322.
- Osácar, C., Arenas, C., Auqué, L., Sancho, C., Pardo, G. and Vázquez-Urbez, M.** (2016) Discerning the interactions between environmental parameters reflected in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of recent fluvial tufas: Lessons from a Mediterranean climate region. *Sed. Geol.*, **345**, 126–144.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M. and Villena, J.** (2004) La Cuenca del Ebro. In: *Geología de España* (Ed. J.A. Vera), pp. 533–543. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Park, R.** (1976) A note on the significance of lamination in stromatolites. *Sedimentology*, **23**, 379–393.
- Pedley, H.M., Rogerson, M. and Middleton, R.** (2009) Freshwater calcite precipitates from in vitro mesocosm flume experiments: A case for biomediation of tufas. *Sedimentology*, **56**, 511–527.
- Pentecost, A.** (2005) *Travertine*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 1–445.
- Pérez Rivarés, F.J.** (2016) Estudio magnetoestratigráfico del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro: Cronología, correlación y análisis de la ciclicidad sedimentaria. PhD Thesis. University of Zaragoza, Zaragoza, 281 pp.
- Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C. and Pardo, G.** (2002) Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, **15**, 217–231.
- Peryt, T.M.** (1983) Classification of coated grains. In: *Coated Grains* (Ed. T.M. Peryt), pp. 3–6. Springer, Berlin.
- Petryshyn, V.A. and Corsetti, F.A.** (2011) Analysis of growth directions of columnar stromatolites from Walker Lake, western Nevada. *Geobiology*, **9**, 425–435.
- Petryshyn, V.A., Corsetti, F.A., Berelson, W.M., Beaumont, W. and Lund, S.P.** (2012) Stromatolite lamination frequency, Walker Lake, Nevada: Implications for stromatolites as biosignatures. *Geology*, **40**, 499–502.
- Preiss, W.V.** (1972) The systematics of South Australian Precambrian and Cambrian stromatolites. Part 1. *Trans. Roy. Soc. S. Aust.*, **96**, 67–100.
- Reid, R.P. and Browne, K.M.** (1991) Intertidal stromatolites in a fringing Holocene reef complex, Bahamas. *Geology*, **19**, 15–18.
- Reid, R.P., James, N.P., Macintyre, I.G., Dupraz, C.P. and Burne, R.V.** (2003) Shark Bay stromatolites: Microfabrics and reinterpretation of origins. *Facies*, **49**, 299–324.
- Renaut, R.W., Owen, R., Jones, B., Tiercelin, J.J., Tarits, C., Ego, J.K. and Konhauser, K.O.** (2013) Impact of lake-level changes on the formation of thermogene travertine in continental rifts: Evidence from Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Sedimentology*, **60**, 428–468. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01347.x>.
- Riding, R.** (2000) Microbial carbonates: The geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, **47**, 179–214.
- Riding, R.** (2011) Microbialites, stromatolites and thrombolites. In: *Encyclopedia of Geobiology* (Eds J. Reitner and V. Thiel), pp. 635–654. Springer, Heidelberg.
- Roche, A., Vennin, E., Bouton, A., Oliver, N., Wattinne, A., Bundeleva, I., Deconinck, J.F., Virgone, A., Gaucher, E.C. and Visscher, P.** (2018) Oligo-Miocene lacustrine microbial and tatezoan buildups from the Limagne Basin (French Massif Central). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **504**, 34–59.
- Seong-Joo, L., Browne, K.M. and Golubic, S.** (2000) On stromatolite lamination. In: *Microbial Sediments* (Eds R.E. Riding and S.M. Awramik), pp. 16–24. Springer-Verlag, Berlin.
- Storrie-Lombardi, M.C. and Awramik, S.M.** (2006) A sideways view of stromatolites: Complexity metrics for stromatolite laminae. Proc. of SPIE - Instruments, Methods, and Missions for Astrobiology IX, 63090P. <https://doi.org/10.1117/12.679869>.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R., Merinero, R. and Riding, R.** (2014) Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and proposal for a quantitative approach. *Sed. Geol.*, **300**, 11–27. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.11.003>.
- Tang, D., Shi, X. and Jiang, G.** (2014) Sunspot cycles recorded in Mesoproterozoic carbonate biolaminites. *Precambrian Res.*, **248**, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.04.009>.
- Tosti, F. and Riding, R.** (2017) Fine-grained agglutinated elongate columnar stromatolites: tieling Formation, ca 1420 Ma, North China. *Sedimentology*, **64**, 871–902. <https://doi.org/10.1111/sed.12336>.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P.** (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science Publications, Oxford, 482 pp.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C., Pardo, G. and Pérez-Rivarés, J.** (2013) The Effect of Drainage Reorganization and Climate On the Sedimentologic Evolution of Intermontane Lake Systems: The Final Fill Stage of the Tertiary Ebro Basin (Spain). *J. Sed. Res.*, **83**, 562–590. <https://doi.org/10.2110/jsr.2013.47>.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C., Sancho, C., Osácar, C., Auqué, L. and Pardo, G.** (2010) Factors controlling present-day tufa dynamics in the Monasterio de Piedra Natural Park (Iberian Range, Spain): Depositional environmental settings, sedimentation rates and hydrochemistry. *Int. J. Earth Sci.*, **99**, 1027–1049.
- Vennin, E., Bouton, A., Bourillot, R., Pace, A., Roche, A., Brayard, A., Thomazo, C., Virgone, A., Gaucher, E., Desaubliaux, G. and Visscher, P.** (2019) The lacustrine microbial carbonate factory of the successive Lake Bonneville and Great Salt Lake, Utah, USA. *Sedimentology*, <https://doi.org/10.1111/sed.12499>.
- Verrecchia, E.P., Feytet, P., Verrecchia, K. and Dumont, J.L.** (1995) Spherulites and calcrete laminar crust: Biogenico

CaCO₃ precipitation as major contributor to crust formation. *J. Sed. Res.*, **A65**, 690–700.

Walter, M.R. (1972) Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. *Spec. Pub. Palaeontol.*, **11**, 256.

Woo, K.S., Khim, B.K., Yoon, H.S. and Lee, K.C. (2004) Cretaceous lacustrine stromatolites in the Gyeongsang Basin (Korea): records of cyclic change in paleohydrological condition. *Geosci. J.*, **8**, 179–184.

Zamarreño, I., Anadón, P. and Utrilla, R. (1997) Sedimentology and isotopic composition of Upper Palaeocene to Eocene non-marine stromatolites, eastern Ebro Basin, NE Spain. *Sedimentology*, **44**, 159–176.

Manuscript received 31 May 2018; revision accepted 8 January 2019

Supporting Information

Additional information may be found in the online version of this article:

Table S1. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of successive laminae in three stromatolite specimens. SC-31p: unit T6, section SC; SC-141: unit T6, section SC; VS-22: unit T5 in section VS.

CAPÍTULO 5. ANÁLISIS ISOTÓPICO DE LOS ESTROMATOLITOS: SECUENCIAS DE FACIES Y LAMINACIÓN

5.1 INTRODUCCIÓN.....	153
5.2 ISÓTOPOS ESTABLES.....	154
5.2.1 INTRODUCCIÓN A LOS ISÓTOPOS ESTABLES DE CARBONO Y OXÍGENO.....	154
5.2.2 FACTORES QUE INFLUYEN EN LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL OXÍGENO Y DEL CARBONO EN DEPÓSITOS DE CARBONATOS. EL CONTEXTO DE LAGOS CERRADOS.....	156
5.3 MATERIALES ANALIZADOS.....	160
5.4 RESULTADOS DEL ANÁLISIS ISOTÓPICO.....	161
5.4.1 ANÁLISIS ISOTÓPICO DE LAS SUCESIONES DE FACIES.....	162
5.4.2 ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES DE CARBONO Y OXÍGENO EN ESPECÍMENES DE ESTROMATOLITOS	166
ARTÍCULO: Martin-Bello, L. Arenas Abad, C. y Alonso Zarza, A.M. (2017). Preliminary interpretation of the stable-isotope composition in lacustrine stromatolites of the Sierra de Alcubierre (Miocene, Ebro Basin, Spain). <i>Geogaceta</i> 61, 171–174.....	175
ARTÍCULO: Martin-Bello, L., Arenas, C., Andrews, J., Alonso-Zarza, A.A., y Marca, A. (2019b). Lacustrine stromatolites as multi-scale recorders of climate change: insights from the Miocene Ebro Basin. <i>Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology</i> 530, 312–329.....	179

Capítulo 5. ANÁLISIS ISOTÓPICO DE LOS ESTROMATOLITOS: SECUENCIAS DE FACIES Y LAMINACIÓN

5.1 Introducción

En este capítulo se aborda el análisis isotópico de los estromatolitos (a nivel de lámina) y de las secuencias en las que éstos se encuentran (a nivel de facies). Por otro lado, se muestra la evolución de los valores isotópicos a lo largo de las tres unidades consideradas. El análisis de la laminación estromatolítica se realiza con el propósito de obtener información sobre los factores paleoambientales, en particular los parámetros climáticos, que influyeron en su formación. El análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno se ha utilizado tanto en estromatolitos marinos (Frank et al., 1997; Kano et al., 2007; Caird et al., 2017; Zuo et al., 2019; Suárez-González et al., 2019b), como en estromatolitos fluviales (Chafetz et al., 1991; Arp et al., 2010; Brasier et al., 2010; Dabkowski et al., 2015; Osácar Soriano et al., 2017; Rodríguez-Berriguete et al., 2018) y lacustres (Abell et al., 1982; Arenas et al., 1997; Woo et al., 2004; Arp et al., 2005; Nehza et al., 2009; Yang et al., 2019). En medios continentales este tipo de análisis es una herramienta común en sedimentología, utilizada para deducir las condiciones climáticas e hidrológicas (Zamarreño et al., 1997; Leng y Marshall, 2004; Andrews, 2006; Kano et al., 2007; Osácar et al., 2013a). En algunos casos, el objetivo del análisis isotópico de los estromatolitos es estimar la variación de los diversos parámetros ambientales a escala de secuencias de facies y modelos de facies, y en otros casos, es la base para poder inferir las condiciones ambientales del desarrollo microbiano, a escala de láminas (Arenas et al., 2018).

Los resultados de este estudio se han plasmado en dos artículos. El primer artículo se titula “Preliminary interpretation of the stable-isotope composition in lacustrine stromatolites of the Sierra de Alcubierre (Miocene, Ebro Basin, Spain)” y ha sido publicado en 2017 en el volumen 61 de la revista *Geogaceta*, por Martín-Bello, L., Arenas Abad, C., y Alonso Zarza, A. En ese trabajo se describe por primera vez el paralelismo entre las variaciones texturales e isotópicas de las láminas claras y oscuras de los estromatolitos lacustres de la Sierra de Alcubierre, principalmente láminas compuestas. El segundo artículo, titulado “Lacustrine stromatolites as multi-scale recorders of climate change: insights from the Miocene Ebro Basin”, ha sido publicado por Martín-Bello, L., Arenas Abad, C., Andrews, J., Alonso-Zarza, A.M., y Marca, A., en 2019 en el volumen 530 de la revista *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. En este último se hace un análisis extenso y profundo de la composición isotópica de los estromatolitos, a nivel de láminas compuestas (análisis “bulk”) y, además, por medio de un muestreo de alta resolución (*High Resolution Sampling*, HRS), para reconocer variaciones isotópicas a nivel de láminas simples. La

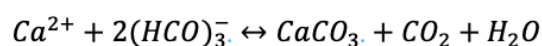
combinación de ambos tipos de análisis, “bulk” y “HRS”, permite inferir los parámetros ambientales y variaciones de su magnitud a distintas escalas y proponer una hipótesis para el significado temporal de la laminación, tanto simple como compuesta.

Se ha creído conveniente incluir un apartado de introducción a los isótopos estables con la explicación de los procesos y factores que afectan a la composición isotópica del oxígeno y del carbono de los carbonatos y en el caso de sistemas lacustres cerrados. Seguidamente, se exponen los resultados obtenidos en varias secuencias de facies y en especímenes de estromatolitos. Se describen casos no incluidos en los artículos publicados, cuyos resultados e interpretaciones son coherentes y complementan los resultados publicados que se presentan al final de este capítulo.

5.2 Isótopos estables

En este apartado se exponen aspectos básicos sobre los isótopos estables de los elementos que se analizan en carbonatos sedimentarios: carbono y oxígeno, así como los principales factores y procesos que influyen en sus variaciones, en especial en un sistema de lago cerrado como es el caso de estudio. Estos fundamentos pueden ser de utilidad en la lectura de los artículos incluidos en este capítulo.

Calcio (Ca^{2+}) y bicarbonato (HCO_3^-) son los dos iones más comunes presentes en los lagos, los cuales hacen posible la precipitación de carbonato cálcico (CaCO_3) siguiendo la relación:



La señal geoquímica contenida en los minerales carbonatados biogénicos y autigénicos supone un valioso registro de las condiciones ambientales y climáticas en un lago en el momento en el que precipitaron los carbonatos (Kelts y Talbot, 1990). En muchas situaciones los isótopos de oxígeno y carbono en depósitos de carbonato se utilizan para conocer aspectos paleoclimáticos, ya sea en ambientes continentales (Arp et al., 2005; Andrews, 2006; Arenas et al., 2015; Chagas et al., 2016) o marinos (Caird et al., 2017; Zuo et al., 2019).

5.2.1 Introducción a los isótopos estables de carbono y oxígeno

Los isótopos de un elemento se definen como los átomos cuyo núcleo está formado por el mismo número de protones, pero distinto número de neutrones. El número variable de neutrones presente en los isótopos hace que éstos tengan ligeras diferencias de masa y energía, que causan cambios en sus propiedades físicas y químicas (Hoefs, 1987).

En los carbonatos se analizan las relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. La abundancia relativa de los isótopos de carbono es: 98,89 % de ^{12}C y 1,11 % de ^{13}C . La abundancia relativa de los isótopos de oxígeno es: 99,76 % de ^{16}O y 0,20 % de ^{18}O (Hoefs, 1987).

En una relación isotópica (R) se expresa la proporción entre un isótopo menos abundante y otro más abundante (p. ej., $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ o $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$); esta relación expresa la abundancia isotópica. La abundancia isotópica se mide por la diferencia entre la proporción isotópica del material analizado y la proporción isotópica del material de referencia o estándar internacional (Faure, 1998). La diferencia relativa, δ , expresada en partes por mil (‰), se calcula entre R_{muestra} y $R_{\text{estándar}}$:

$$\text{Composición isotópica del oxígeno: } \delta^{18}\text{O} = \frac{O^{18}/O^{16}_{\text{muestra}} - O^{18}/O^{16}_{\text{estándar}}}{O^{18}/O^{16}_{\text{estándar}}} 10^3$$

$$\text{Composición isotópica del carbono: } \delta^{13}\text{C} = \frac{C^{13}/C^{12}_{\text{muestra}} - C^{13}/C^{12}_{\text{estándar}}}{C^{13}/C^{12}_{\text{estándar}}} 10^3$$

Los principales estándares internacionales de referencia para estos elementos son: *Standard Mean Ocean Water* (SMOW) para el oxígeno y *Pee Dee Belemnite* (PDB) para el oxígeno y el carbono. SMOW es un agua estándar cuya relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ es similar a la media de las aguas de los océanos. PDB es un patrón basado en la relación isotópica de la concha carbonatada de un tipo de Belemnites del Cretácico de la Formación Pee Dee de Carolina del Sur (Estados Unidos). El estándar de referencia PDB se ha agotado, por lo que se han introducido otros estándares internacionales, como NBS-19 o NBS-18, certificados por la *International Atomic Energy Agency* (IAEA), cuya expresión como unidad de medida pasa a ser *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB). Además, en los distintos laboratorios se utilizan materiales de referencia internos para calibrar el funcionamiento de los equipos de análisis.

A la variación de la proporción entre los isótopos de un mismo elemento en un medio se le denomina fraccionamiento. La medida de la amplitud de estas variaciones isotópicas, cuando intervienen dos o más componentes de un sistema, es el factor de fraccionamiento α . El factor de fraccionamiento entre dos compuestos A y B se define como (Faure, 1998): $\alpha_{A-B} = R_A/R_B$

Este factor (α), entre el agua y la calcita, varía con la temperatura (T) según la ecuación (Kim y O'Neil, 1997):

$$1000\ln\alpha = 18,03 \left(\frac{1000}{T} \right) - 34,2$$

Los cambios en la composición isotópica o el fraccionamiento isotópico se producen como consecuencia de los distintos comportamientos que tienen los isótopos de un elemento al sufrir cambios de fase y/o fraccionamiento biogénico. La diferencia de masa provoca distintas frecuencias de vibración de los isótopos en una estructura cristalina. La frecuencia de vibración es mayor para los isótopos más ligeros, lo que les confiere una menor fuerza de enlace. Así, durante el fraccionamiento, los isótopos ligeros tienen preferencia por las situaciones de enlace más débiles, mientras los pesados tienden a permanecer en la situación con enlaces más fuertes.

5.2.2 Factores que influyen en la composición isotópica del oxígeno y del carbono en depósitos de carbonatos. El contexto de lagos cerrados

En los inicios de la aplicación del método de análisis de isótopos en carbonatos, la interpretación de los datos obtenidos no estaba clara; ni siquiera si los carbonatos registraban condiciones de equilibrio (Stuiver, 1970). Las interpretaciones sobre las causas ambientales que influyen en las variaciones isotópicas en los sistemas lacustres se basan en la asunción de que la calcita precipita en o cerca del equilibrio isotópico con el agua del lago en la que precipita, de acuerdo con diversas ecuaciones de equilibrio, como las de Epstein et al. (1953) y Friedman y O'Neil (1977).

Para conocer las condiciones ambientales en las que se forman los depósitos lacustres a través del análisis isotópico del sedimento es necesario conocer los factores que intervienen y cómo éstos influyen en las variaciones de los isótopos de oxígeno y de carbono del sistema lacustre, que en el caso estudiado es un lago cerrado. La señal isotópica es el resultado de factores físicos, químicos y biológicos (Talbot, 1990; Li y Ku, 1997; Arp et al., 2005).

Los **isótopos de oxígeno**. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de los sedimentos de carbonatos lacustres dependen de la composición isotópica y de la temperatura del agua en la que se han formado estos carbonatos (Kelts y Talbot, 1990; Li y Ku, 1997; Leng y Marshall, 2004). La composición isotópica del agua es el resultado de:

- La **composición de las precipitaciones** en la cuenca de drenaje. Esta depende de la latitud, la continentalidad, la altitud y la temperatura de la precipitación (Siegenthaler y Eicher, 1986; Faure, 1998). La composición de las precipitaciones se empobrece en ^{18}O conforme la precipitación se aleja del lugar de la evaporación, ya que el isótopo pesado tiene preferencia por la fase líquida, mientras el ligero tiende a quedarse en la fase gaseosa, aunque las proporciones varían en función de la trayectoria de las nubes. Las primeras precipitaciones son de composición más pesada (valores altos de $\delta^{18}\text{O}$) que las últimas descargadas por la misma nube (p. ej., Tucker y Wright, 1990). El agua de lluvia de las zonas cercanas al ecuador es más pesada que el agua de lluvia de las zonas polares (Craig, 1961). Dansgaard (1964) relaciona los valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia con los meses más secos, mientras que los valores más bajos coinciden con los meses lluviosos. Por otro lado, el tiempo de precipitación también es importante, ya que la composición isotópica del agua de lluvia puede variar a escala de horas o días (Darling, 2004). Las tormentas esporádicas pueden variar el $\delta^{18}\text{O}$ significativamente, aunque este hecho puntual apenas queda registrado en el carbonato precipitado (Leng y Marshall, 2004).
- La **evaporación** tiene una clara influencia en el $\delta^{18}\text{O}$ de lagos cerrados, especialmente si se trata de zonas áridas (Leng y Marsall, 2004). La evaporación favorece la pérdida de ^{16}O del agua y, por tanto, lleva asociada un enriquecimiento del agua en el isótopo pesado, ^{18}O . Esto, a su vez, está relacionado con el **tiempo de residencia del agua del lago**. De otro

modo, con la proporción de renovación o aportes de agua al lago. Cuanto mayor es el tiempo de residencia del agua de un lago cerrado, es decir, sin que se produzca su renovación, más enriquecida estará el agua en ^{18}O debido a la evaporación. Las variaciones que se producen entre los periodos de mayor evaporación y los periodos con mayor presencia de precipitaciones son la base del balance precipitación/evaporación (P/E), que a su vez está relacionado con la salinidad del agua (Casanova, 1994; Faure, 1998).

- La **salinidad**. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ aumentan con la salinidad asociada a la evaporación, mientras que disminuyen con la entrada de agua dulce a nivel de lago. Sin embargo, en medios salinos, la concentración en sales conduce a un enriquecimiento más lento en isótopos pesados debido a la disminución de la actividad termodinámica (Gat, 1980; Langmuir, 1997).
- La **temperatura** del agua. El factor de fraccionamiento isotópico es inversamente proporcional a la temperatura. Un cambio de 1°C de temperatura del agua produce una variación de $-0,24\text{‰}$ en el $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato, en condiciones de equilibrio isotópico (Craig, 1965; Kelts y Talbot, 1990; Leng y Marshall, 2004).
- El **efecto vital**. Está relacionado con las diferentes proporciones de fraccionamiento que tienen las distintas especies de organismos presentes en el agua y otros factores que generan desequilibrio (Leng y Marshall, 2004).

En condiciones de intensa evaporación, el efecto del fraccionamiento por la temperatura en el $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita queda enmascarado, o de otro modo, es difícil conocer la contribución de cada proceso (evaporación y fraccionamiento por la temperatura) en el $\delta^{18}\text{O}$ del mineral (Leng y Marshall, 2004; Vázquez-Urbez et al., 2013).

Las variaciones de los efectos relativos de estos factores a lo largo del tiempo pueden llevar a diferencias importantes de $\delta^{18}\text{O}$, del orden de 10 a 20‰, en los carbonatos precipitados (Kelts y Talbot, 1990). Las relaciones isotópicas son también diferentes en los distintos minerales de carbonatos. Así, el $\delta^{18}\text{O}$ del aragonito es aproximadamente un 0,6‰ más pesado que el de la calcita formada en las mismas condiciones; el $\delta^{18}\text{O}$ de la dolomita puede ser hasta un 3 o 4‰ más pesado que el de la calcita (Anderson y Arthur, 1983; Kelts y Talbot, 1990).

Los isótopos de carbono. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos reflejan la composición del carbono inorgánico disuelto (DIC) o carbono inorgánico total disuelto (TDIC), el cual tiene su origen en varias fuentes. Las fuentes de carbono pueden ser de origen inorgánico u oxidado (CO_2 , HCO_3^- y minerales de carbonato) o tener un origen orgánico o reducido (compuestos orgánicos, combustibles fósiles y carbono nativo). Las principales son: la disolución de minerales del área fuente, cuyos iones se incorporan al agua del acuífero, lagos, ríos etc., y el CO_2 derivado de la materia orgánica (Hoefs, 1987). Además, diversos procesos contribuyen a la composición del TDIC del agua del lago y, por tanto, también influyen el $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos; por ejemplo, el

intercambio con el CO₂ atmosférico y la fotosíntesis de las plantas acuáticas (Leng y Marshall, 2004), que conducen a un incremento del $\delta^{13}\text{C}$ del DIC en el HCO₃⁻.

Así, en la composición isotópica del carbono ($\delta^{13}\text{C}$) del carbonato intervienen (Kelts y Talbot, 1990; Li y Ku, 1997; Leng y Marshall, 2004; Arp et al., 2005) (Fig. 5.1):

- La fuente del carbono: la **relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de los compuestos disueltos en las aguas** que llegan al lago desde la cuenca de drenaje depende de la $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de las rocas del área fuente, que suele ser en torno a 0‰ cuando proviene de calizas marinas (Clark y Fritz, 1997; Leng y Marshall, 2004; Schulte et al., 2011) (Fig. 5.1).
- El CO₂ de origen orgánico está enriqueciendo en ^{12}C , por lo que su contribución da lugar a un $\delta^{13}\text{C}$ más ligero (Oberhänsli y Allen, 1987). La proporción de **degradación y reciclado de la materia orgánica** terrestre y la acuática influye en la cantidad de CO₂ empobrecido en ^{13}C que llega al medio. Dentro de los factores físicos y químicos que controlan la velocidad de degradación de la materia orgánica, la temperatura es una de las variables más importantes que determinan la rapidez con la que se metabolizan las sustancias naturales por parte de los microbios. El metabolismo microbiano es más lento a bajas temperaturas, mientras que las temperaturas más elevadas están asociadas con mayor liberación de CO₂ (p. ej., Price y Sowers, 2004).
- El $\delta^{13}\text{C}$ del TDIC también varía con el tipo de plantas presentes en el medio y/o en el área de recarga de agua. La materia orgánica derivada de las plantas C3 tiene valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -20‰ y -32‰ PDB y la de las plantas C4 tiene valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -17‰ y -9‰ PDB (Fig. 5.1) (Leng y Marshall, 2004). La influencia de este factor reduce los valores de $\delta^{13}\text{C}$ del TDIC.
- El **intercambio con el CO₂ atmosférico**, que es función de la salinidad, del pH, del CO₂ total disuelto o de la relación entre la extensión y la profundidad del lago, entre otros factores (Kelts y Talbot, 1990). El valor del CO₂ atmosférico actualmente es de alrededor de -8‰ (p. ej., Leng y Marshall, 2004). El intercambio tiende al equilibrio, por lo que su efecto es de aumento del valor $\delta^{13}\text{C}$ del carbono disuelto en el agua.
- El consumo de CO₂ por **fotosíntesis** (Mckenzie, 1985; Faure, 1998). En general, la actividad de los organismos, y en particular la fotosíntesis, implica la utilización preferente del ^{12}C por parte de éstos, con el consiguiente enriquecimiento en ^{13}C del medio (Oberhänsli y Allen, 1987).
- La **sulfato-reducción** produce un HCO₃⁻ con un bajo contenido en ^{13}C , lo que provoca una tendencia a valores más bajos de $\delta^{13}\text{C}$ en el agua (Arp et al., 2005). Los procesos bacterianos, como la sulfato-reducción y la metanogénesis, generan aporte de ^{12}C .
- Aunque la evaporación tiene menor influencia que en el caso del oxígeno, su participación disminuye la cantidad de ^{12}C en el agua.

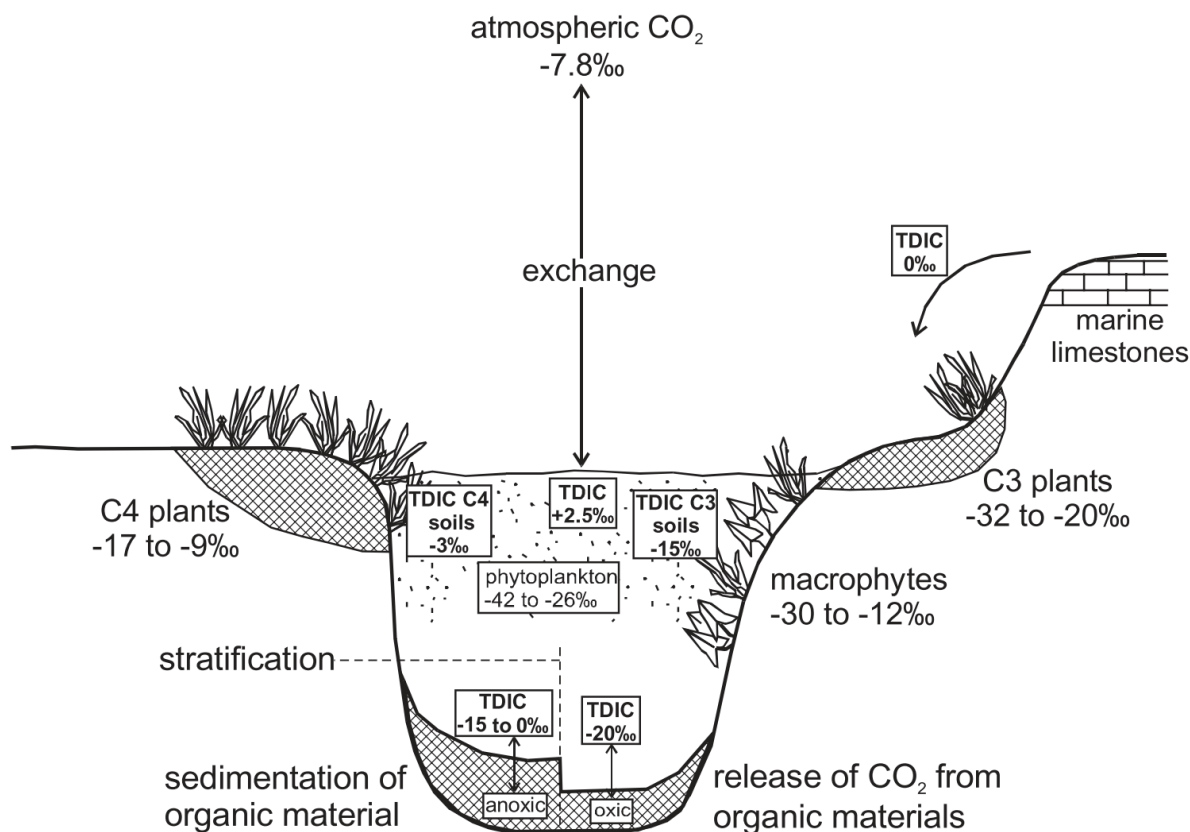


Figura 5.1. Valores isotópicos del carbono para las principales fuentes de carbón y procesos relacionados en sistemas lacustres, con ejemplos de los rangos de $\delta^{13}C_{TDIC}$. Tomado de Leng y Marshall (2004).

- El efecto del fraccionamiento debido a la variación de la temperatura del agua sobre el $\delta^{13}C$ de los sedimentos de carbonatos que precipitan es mucho menor que en el caso de $\delta^{18}O$. Seguramente queda enmascarado entre los numerosos procesos que intervienen en la composición isotópica del carbono.
- Al igual que en el oxígeno, el $\delta^{13}C$ también está controlado por el “efecto vital” (Leng y Marshall, 2004); así, el fraccionamiento para cada especie es diferente, aunque se mantiene un marcado paralelismo entre los valores de las diferentes especies a lo largo del tiempo.

Los lagos hidrológicamente cerrados, como el caso de estudio, suelen mostrar una correlación positiva entre el $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ del carbonato (e.g. Rothe y Hoefs, 1977; Gasse et al., 1987; Kelts y Talbot, 1990; Li y Ku, 1996; Leng y Marshall, 2004; Arp et al., 2005; López-Blanco et al., 2016). Los valores altos de $\delta^{18}O$ son debidos a la reducción en el isótopo ^{16}O mediante la evaporación durante los periodos prolongados de residencia del agua del lago (reflejando una ratio de P/E baja). Los valores elevados del $\delta^{13}C$ son más complejos de interpretar, aunque en este caso podría atribuirse a dos motivos principales: el aporte de CO_2 enriquecido en ^{13}C debido a fotosíntesis (Leng y Marshall, 2004) y la tendencia al equilibrio entre el TDIC en el agua y el CO_2 atmosférico, que incrementan el ^{13}C en el CO_2 disuelto en el agua del lago (Fritz y Poplawsky, 1974; Talbot, 1990). La gran extensión y poca profundidad del sistema lacustre estudiado en este trabajo (Arenas y Pardo, 1999) facilitarían este intercambio debido a la extensa superficie de agua en contacto con la atmósfera.

5.3 Materiales analizados

Se han muestreado los perfiles estratigráficos de Valle de Soler (VS), Puig Ladrón (PL) y San Caprasio (SC) para realizar análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno a escala de afloramiento (Fig. 4.2). Se han seleccionado 4 intervalos con diferentes facies que representan procesos de profundización y/o somerización deducidos a partir del análisis sedimentológico previo (sucesiones de facies). Con la finalidad de conocer la evolución de la composición isotópica a lo largo del tiempo, en cada sucesión de facies se han tomado muestras de cada una de las facies presentes, incluyendo estromatolitos. En total, en la unidad T5 se han analizado 8 muestras de facies de la Sucesión VS (incluidas en Martin-Bello et al., 2019b), 10 muestras de facies de la Sucesión VS' (Tabla 5.1) y 14 muestras de facies de la Sucesión PL (Tabla 5.2). En la unidad T6 se han analizado 11 muestras de facies de la Sucesión SC (incluidas en Martin-Bello et al., 2019b).

Los carbonatos de las muestras están formados exclusivamente por calcita, a excepción de 3 muestras de la sucesión VS' (Tabla 5.1) y de 7 muestras de la sucesión PL (Tabla 5.2), que tienen un porcentaje variable de dolomita, entre 10% y 70%. Las sucesiones VS (Tabla 5.3) y SC no cuentan

Muestras Sucesión VS'	Calcita (%)	Dolomita (%)	Cuarzo (%)	Plagioclasas (%)	Filosilicatos (%)
VS-26a (Fg)	15	0	40	5	40
VS-27b (Ll.3)	55	30	15	0	0
VS-28 (Ls.1)	25	70	5	0	0
VS-29 (Ll.3)	35	60	5	0	0
VS-30a (Lo)	100	0	0	0	0
VS-30b (Ls.2)	100	0	0	0	0
VS-31a (Ll.3)	85	0	5	0	10
VS-31b (M)	60	0	15	0	25
VS-32a (Sh)	25	0	30	0	45
VS-32b (Lm)	95	0	5	0	0

Tabla 5.1. Composición mineralógica de las facies analizadas en la Sucesión VS'. Siglas de facies en Tabla 3.1.

Muestras Sucesión PL	Calcita (%)	Dolomita (%)	Aragonito (%)	Cuarzo (%)	Filosilicatos (%)
PL-21-1 (M)	25	45	10	10	10
PL-21-2 (Ll.1)	15	70	5	10	0
PL-21-3 (M)	10	75	5	10	0
PL-21-4 (Ll.2)	30	60	0	10	0
PL-21-6 (Ll.3)	30	10	25	25	10
PL-21-7 (M)	30	10	30	20	10
PL-22-1 (Ls.1)	80	20	0	0	0
PL-22 (Ls.2)	100	0	0	0	0
PL-24-1 (Ll.3)	100	0	0	0	0
PL-24-2 (Ll.3)	80	0	0	10	10
PL-25-1 (Ll.3)	90	0	0	10	0
PL-26-1 (Lb)	95	0	0	5	0
PL-26-2 (Ll.3)	90	0	0	10	0
PL-27-1 (Lm/b)	100	0	0	0	0

Tabla 5.2. Composición mineralógica de las facies analizadas en la Sucesión PL. Siglas de facies en Tabla 3.1.

con dolomita. Los datos mineralógicos de la Sucesión SC se han tomado de Arenas (1993). En esta sucesión las facies están formadas por 96-96 % de calcita y 3-4 % de cuarzo.

Además del análisis isotópico de facies, se ha realizado el análisis isotópico de láminas de 12 especímenes de estromatolitos de las tres unidades. Todas las muestras fueron analizadas por difracción de rayos-X (DRX) previamente al estudio isotópico. La mayor parte de las muestras

Muestras Sucesión VS	Calcita (%)	Cuarzo (%)	Filosilicatos (%)
VS-21c (Lb)	95	5	0
VS-21d (M)	75	20	5
VS-22' (Ls.3)	100	0	0
VS-23a (Ll.1)	90	10	0
VS-24a (Ll.3)	85	5	10
VS-24b (Ll.3)	90	10	0
VS-24c (Lb)	95	5	0
VS-24d (Lb)	85	15	0

Tabla 5.3. Composición mineralógica de las facies analizadas en la Sucesión VS. Siglas de facies en Tabla 3.1.

son de calcita, aunque hay un pequeño porcentaje que contiene dolomita en su composición mineralógica (en algunos casos hasta del 45 %, considerando el promedio de las láminas del espécimen analizadas). También contienen proporciones muy bajas de cuarzo, filosilicatos, celestina y yeso. Los resultados se muestran en la Tabla 5.4.

Los análisis de isótopos de las láminas de los 12 especímenes se han realizado, en su mayoría, en láminas compuestas (análisis “*bulk*”). En la unidad T5 se han tomado 11 muestras del espécimen PL-22’t (presentado en Martin-Bello et al., 2017, 2019b), 30 muestras del espécimen VS-22’ (presentado en Martin-Bello et al., 2017, 2019b), 10 muestras en el espécimen VS-30 y 28 muestras en el espécimen AC-5g. En la unidad T6 se han tomado 19 muestras del espécimen AC-9 (presentado en Martin-Bello et al., 2017, 2019b), 7 del espécimen SC-1-2, 18 muestras del espécimen SC-6C, 15 muestras en el espécimen SC-31 (incluidas en Martín Bello et al., 2017), 9 muestras en el espécimen SC-141b (incluidas en Martin-Bello et al., 2019b) y 12 muestras en el espécimen SC-141t (presentado en Martin-Bello et al., 2017, 2019b). En la unidad T7 se han tomado 5 muestras del espécimen SC-185 y 10 muestras del espécimen SC-197b (presentado en Martin-Bello et al., 2019b) (Tabla 5.5).

Por otro lado, en el espécimen PL-22’t se hizo un muestreo de alta resolución (HRS) que permitió el análisis continuo de las láminas. En una porción de 2,1 cm de espesor se tomaron 202 muestras seguidas, obteniendo el registro isotópico completo de esa porción.

	Especímen	Calcita (%)	Dolomita (%)	Cuarzo (%)	Filosilicatos (%)	Celestina (%)	Yeso (%)
Ls.1	SC-197b	100	0	0	0	0	0
Ls.1	SC-185	100	0	0	0	0	0
Ls.3	SC-141t	90	0	5	5	0	0
Ls.3	SC-141b	95	0	5	0	0	0
Ls.1	SC-31	85	0	5	0	10	0
Ls.1	SC-6c	60	30	0	0	0	10
Ls.1	SC-1-2	55	45	0	0	0	0
Ls.1	AC-9	100	0	0	0	0	0
Ls.2	AC-5g	80	10	5	5	0	0
Lo	VS-30	85	0	5	10	0	0
Ls. 2	VS-22’	100	0	0	0	0	0
Ls. 2	PL-22’t	100	0	0	0	0	0

Tabla 5.4. Composición mineralógica de los distintos especímenes de estromatolito de las unidades T5 (rosa), T6 (azul) y T7 (amarillo).

5.4 Resultados del análisis isotópico (C y O)

En este apartado se exponen los resultados de los análisis isotópicos realizados en sucesiones de facies y en la laminación estromatolítica (a nivel de láminas compuestas, mediante el análisis “*bulk*”, y a nivel de lámina simple, mediante el muestreo de alta resolución, HRS). Tanto en un caso como en otro, en primer lugar, se exponen, de manera resumida, los principales resultados e interpretaciones de las sucesiones de facies y especímenes de estromatolitos presentados en los artículos incluidos al final de este capítulo (Martin-Bello et al., 2019b). Seguidamente, se muestra el estudio hecho en otras sucesiones y especímenes de estromatolitos cuyos resultados no han sido

incluidos en esos artículos. Estos últimos resultados tienen interpretaciones más complejas, principalmente por el contenido en dolomita, aunque siguen la línea de las interpretaciones mostradas en los artículos.

5.4.1 Análisis de las sucesiones de facies

Mediante el análisis isotópico en sucesiones de facies se pretende interpretar las variaciones en las condiciones ambientales en las que se desarrollan los estromatolitos y las facies asociadas. El análisis isotópico confirma las interpretaciones sedimentológicas realizadas a partir de las sucesiones de facies: siguen tendencias de profundización o somerización.

En el artículo de Martín-Bello et al. (2019b) se describen las sucesiones de facies VS y SC (Figs. 6 y 7 de ese artículo), incluidas en los perfiles de Valle de Soler y San Caprasio, respectivamente.

La sucesión VS (Fig. 6 de Martín-Bello et al., 2019b) está incluida en la unidad T5. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ presentan una correlación positiva. El estudio sedimentológico sugiere una tendencia general hacia una situación de somerización, que es coherente con la evolución de la composición isotópica. Los estromatolitos y calizas laminadas tienen la composición isotópica más pesada (valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$), reflejando las condiciones más salinas de la sucesión, en relación con un periodo de residencia del agua prolongado. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ más bajos corresponden a las calizas masivas, formadas en condiciones de agua más dulce, que implican la llegada de aportes y una profundización relativa. La posterior somerización queda plasmada por un incremento de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ que reflejan el efecto de la evaporación y condiciones palustres y someras, representadas por las calizas bioturbadas.

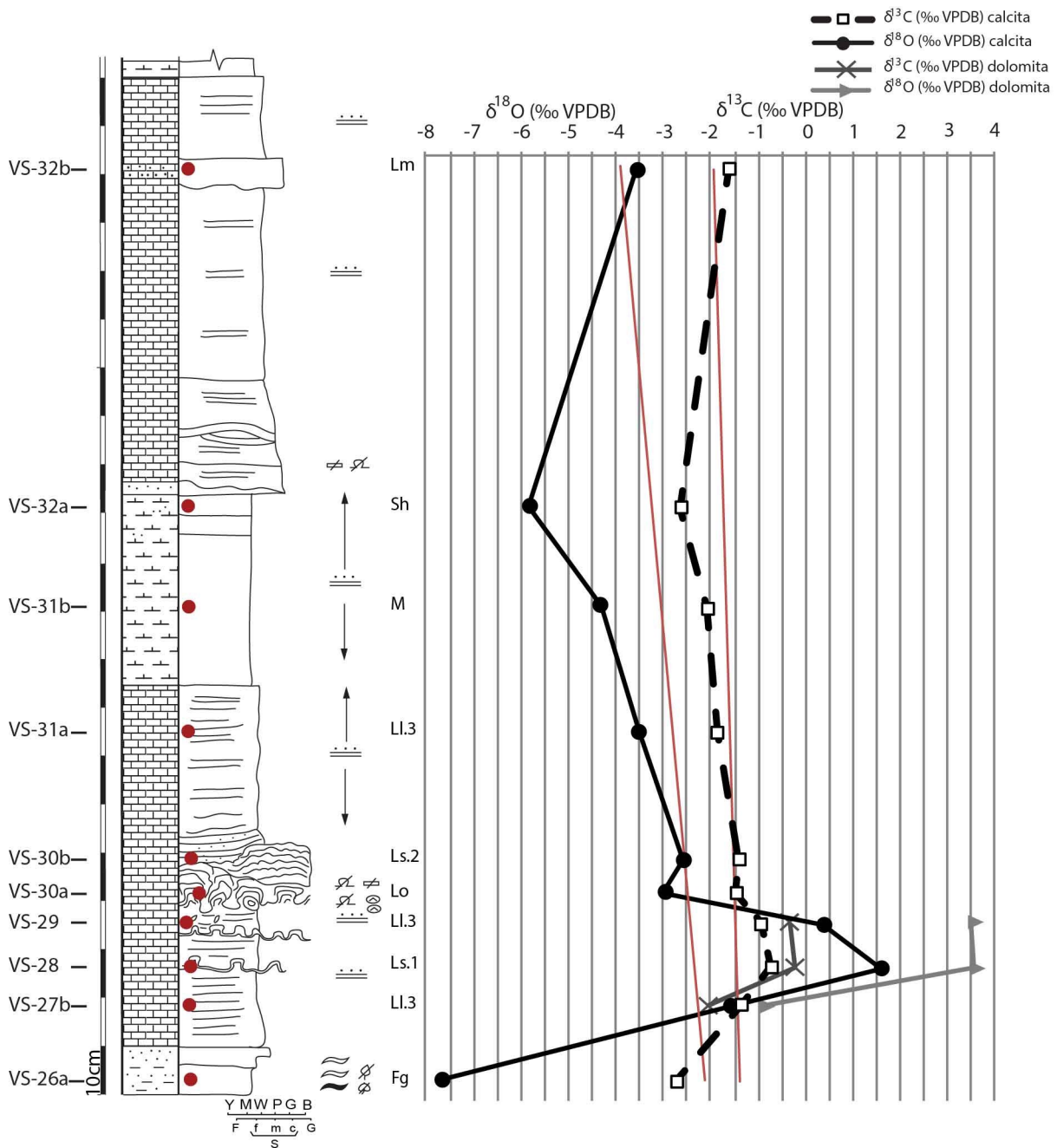
La sucesión SC (Fig. 7 de Martín-Bello et al., 2019b), situada en la unidad T6, refleja un ciclo de profundización; los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ presentan correlación positiva. La profundización se corrobora por la tendencia general hacia valores más negativos. Destaca una disminución brusca hacia valores más bajos, al inicio de la sucesión, desde las margas (que se encontrarían en una situación la llanura de barro salina) hasta las primeras calizas laminadas y estromatolitos. Los valores isotópicos de las margas reflejan posiblemente un periodo de residencia del agua prolongado, exposición subaérea y precipitación intersticial de sulfatos. Las entradas de agua posteriores dan lugar a una bajada de los valores isotópicos más suave, registradas primero en las calizas laminadas y estromatolitos y finalmente en las margas, que presentan los valores más ligeros y que implican la mayor profundización de la sucesión.

De estas dos sucesiones se concluye que los valores altos del $\delta^{18}\text{O}$ de los estromatolitos y de las calizas laminadas se deben a una alta evaporación y consiguiente salinidad, y que por tanto estas facies reflejan escasos aportes o periodos de residencia del agua del lago prolongados. Los valores altos del $\delta^{13}\text{C}$ en estas facies se explican por el intercambio entre el carbono disuelto en el agua y el CO_2 atmosférico que se produce durante estos periodos de escasa renovación del agua.

Además de las dos sucesiones VS y SC que se acaban de explicar se han analizado otras dos que no han sido incluidas en el artículo Martin-Bello et al. (2019b): sucesiones VS' y PL, que presentan una evolución más compleja, ambas con dolomita.

La sucesión VS' (Fig. 5.2) se encuentra en la unidad T5, en la sección de Valle de Soler. Las facies de la sucesión revelan una profundización que es coherente con la tendencia de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 5.2); éstos presentan correlación positiva ($r = 0,9$, $N = 10$, $p < 0,0005$). Los valores isotópicos más bajos de la sucesión ($-7,7\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ y $-2,7\text{‰}$ $\delta^{13}\text{C}$) se encuentran en la base, correspondientes a las lutitas, que indican condiciones de entrada de agua rica en ^{16}O en zonas lacustres marginales. A continuación, hay un salto brusco hacia los valores más altos de la sucesión ($1,6\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $-0,7\text{‰}$ para $\delta^{13}\text{C}$) en los estromatolitos planares (Ls.1). Este hecho se interpreta como consecuencia de un prolongado tiempo de residencia del agua y condiciones de escasa lámina de agua, en que la evaporación disminuye el contenido en ^{16}O del agua. Estas condiciones someras y salinas en las que se forman los estromatolitos (Ls.1) también supondrían condiciones idóneas para la precipitación de dolomita. Se ha indicado que en condiciones salinas se produce un aumento en la ratio Mg/Ca en el agua (Chagas et al., 2016; Mather et al., 2018; Shaked Gelband et al., 2019). A partir de aquí, la evolución hacia valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ más bajos, de las calizas laminadas con laminación paralela (LI.3) y después de las margas (M), coincidirían con la entrada de agua rica en ^{16}O , produciendo una dilución acompañada de una profundización. Sobre las margas, las calizas laminadas con estratificación cruzada *hummocky* reflejaran un aumento en la energía del medio, seguidas de calizas laminadas con laminación paralela (LI.3), que indican condiciones de buen tiempo. Los valores ligeramente más altos de las calizas del techo indicarían la entrada de agua diluida. No obstante, este último punto de datos isotópicos se encuentra distanciado del de las margas, por lo que no es posible hacer la interpretación completa de esa parte.

La sucesión PL (Fig. 5.3) se encuentra en la unidad T5 de la sección de Puig Ladrón (Fig. 4.2). Presenta una evolución compleja que consta de varios ciclos de somerización y profundización. Como en los casos anteriores, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ presentan correlación positiva ($r = 0,9$, $N = 14$, $p < 0,0005$). La sucesión comienza con una alternancia entre calizas laminadas de distintos tipos y margas, que muestran los valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de toda la sucesión. Esta alternancia estaría causada por reiteradas subidas y bajadas del nivel del lago. En los momentos de nivel bajo del agua y condiciones de mayor salinidad, debida a la intensa evaporación, se favorecería la precipitación de dolomita (p. ej., Feldmann y Mckenzie, 1997; Spadafora et al., 2010). Sobre esta alternancia se observan estromatolitos de tipo planar (Ls.1) alternando con *packstones* de fragmentos de estromatolitos. Dicha alternancia indica unas condiciones someras con elevada energía del medio, capaz de fragmentar los estromatolitos previamente formados. A partir de estas facies no se ha detectado presencia de dolomita en el resto de la sucesión. El desarrollo del estromatolito estratiforme PL-22't (Ls.2), con una composición isotópica algo más ligera, estaría condicionado por un periodo de calma y un aumento progresivo del nivel del lago. Le siguen varios paquetes de calizas laminadas con laminación paralela (LI.3) que indican la continuación del periodo de calma en el lago y un nivel del lago estable. Sobre las calizas laminadas se encuentran unas calizas masivas (Lm) y bioturbadas (Lb), con una composición más ligera, que podría ser debida a la llegada de agua rica en ^{16}O , produciendo una dilución, y favoreciendo condiciones palustres. Le



Estructuras sedimentarias y componentes

- Parallel lamination
- Lenticular stratification
- Flaser stratification
- Crossed stratification (Hummocky)
- Carbonaceous fragments
- Stromatolite fragments
- Sulphate nodules

LITOLÓGÍA

- Areniscas y arenas
- Margas grises y verdes
- Lutitas ocreas
- Calizas (± dolomías)

Figura 5.2. Sucesión de facies VS' en la que se muestra la sucesión de facies con la localización de las muestras (círculos en rojo) y los resultados de su análisis isotópico. Gy: yeso; M: mudstone; W: wackestone; P: packstone; G: grainstone; B: boundstone; F: lutitas-margas; S: areniscas y arenas de grano fino (Sf), medio (Sm) y grueso (Sc); G: gravas.

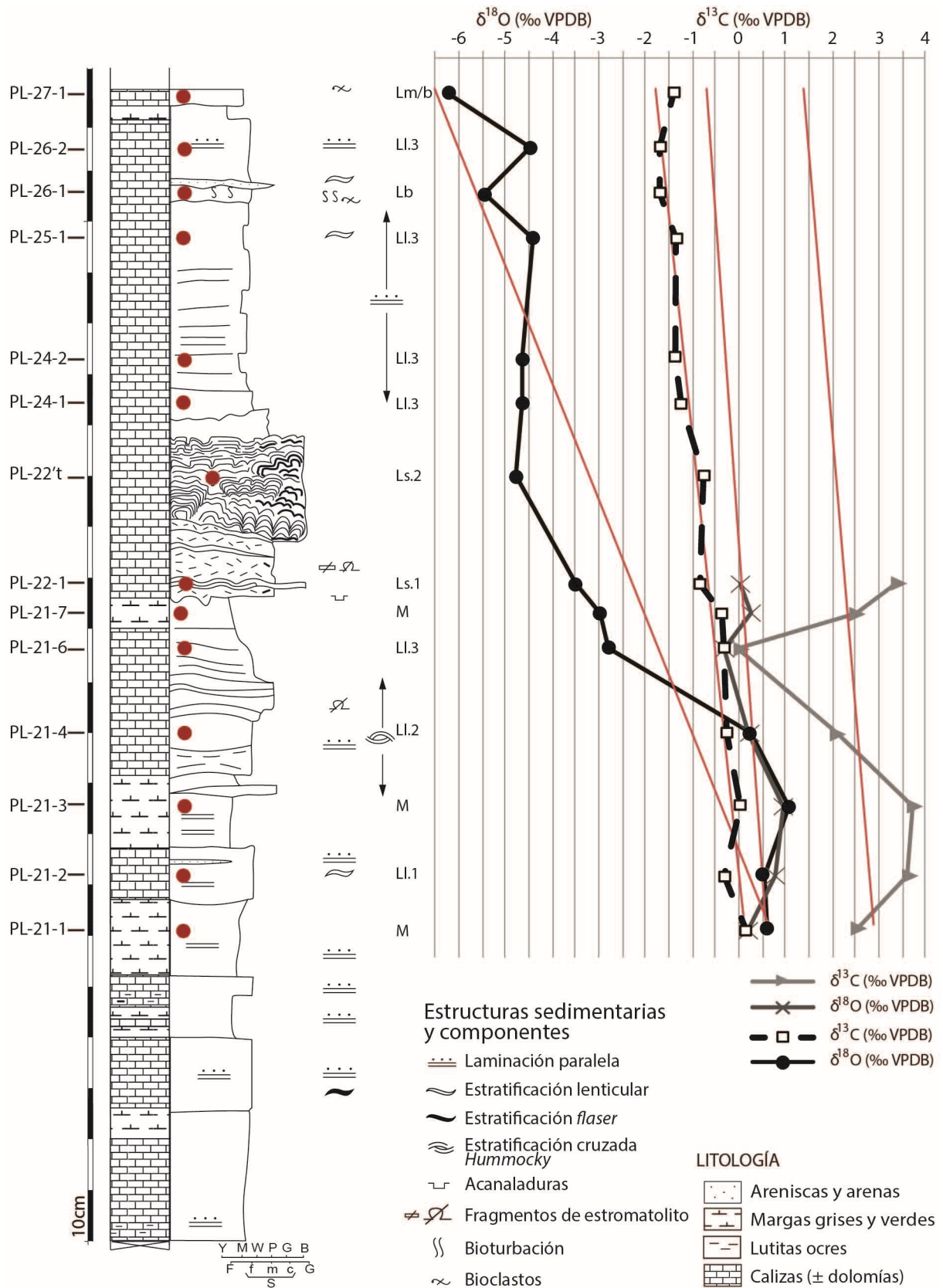


Figura 5.3. Sucesión de facies PL en la que se muestra la localización de las muestras (círculos en rojo) y los resultados de su análisis isotópico. Gy: yeso; M: mudstone; W: wackestone; P: packstone; G: grainstone; B: boundstone; F: lutitas-margas; S: areniscas y arenas de grano fino (Sf), medio (Sm) y grueso (Sc); G: gravas.

siguen calizas laminadas que revelan un nuevo incremento del tiempo de residencia del agua del lago. Finalmente, los valores más bajos de toda la sucesión, que corresponden a calizas masivas y bioturbadas, indicarían la entrada de agua enriquecida en ^{16}O y condiciones palustres (Arenas et al., 1997; Tandon y Andrews, 2001).

Los estromatolitos y calizas laminadas tienen, generalmente, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ más altos del conjunto de facies (Figs. 5.2, 5.3 y 12B de Martin-Bello et al., 2019b). Las calizas bioclásticas, con los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ más bajos, reflejarían dilución y ascenso del nivel lacustre, que evoluciona hacia somerización con expansión palustre y exposición subaérea (p. ej., Alonso-Zarza et al., 1992; Armenteros y Daley, 1998; Tandon y Andrews, 2001). Estos resultados, junto con los incluidos en Martin-Bello et al. (2019b), son congruentes con el estudio previo de Arenas et al. (1997) en el cual se proponía que ambas facies se desarrollan durante los periodos de mayor tiempo de residencia e intensa evaporación del agua del lago.

5.4.2 Análisis en especímenes de estromatolitos

Mediante el análisis isotópico “bulk” se pretende detectar variaciones isotópicas entre las distintas láminas (claras y oscuras compuestas) y así inferir los factores que pudieron ocasionar estas variaciones, para interpretar las condiciones ambientales en las que se formaron. El HRS se realiza con la intención de obtener un registro isotópico lo más continuo posible a través de distintos tipos de láminas. De este modo se quieren detectar las condiciones ambientales que causan las variaciones isotópicas a diversas escalas temporales.

En la Tabla 5.5 se recogen los valores medios de la composición isotópica de las láminas claras y oscuras de todos los especímenes analizados, tanto los incluidos en los artículos del final del capítulo, como los que se presentan únicamente en esta memoria.

Los especímenes PL-22't, VS-22', AC-9, SC-31, SC-141b y SC-141t obtenidos en las unidades T5 y T6, cuya explicación más extensa se presenta en los artículos del final del capítulo, revelan una característica en común. Existe un paralelismo entre las variaciones texturales y las variaciones en la composición isotópica. Las láminas claras (porosas y densas claras) analizadas en los distintos especímenes muestran una composición más ligera que las láminas oscuras (densas). Estas variaciones isotópicas pueden atribuirse a la influencia de parámetros climáticos (p. ej., Casanova, 1994; Dabkowski et al., 2015; López-Blanco et al., 2016). En general, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ muestran una correlación positiva, como sucede en muchos sistemas lacustres cerrados en los que la ratio P/E es el principal factor que controla la evolución isotópica (Li y Ku, 1997; Zamarreño et al., 1997; López-Blanco et al., 2016; Lettéron et al., 2018). Las láminas claras ($\delta^{18}\text{O}$ bajo) se formarían durante periodos más húmedos, en los que la entrada de agua en el lago daría lugar a un $\delta^{18}\text{O}$ más bajo, mientras que las láminas oscuras ($\delta^{18}\text{O}$ alto) se formarían en condiciones más secas (períodos de menos precipitaciones), en las que el efecto de la evaporación reduciría la concentración de ^{16}O del agua y, por tanto, de los carbonatos que precipitan en ella (Casanova, 1994; López-Blanco et al.,

UTS	Especimen	N	Láminas claras (‰ VPDB)				Láminas oscuras (‰ VPDB)				Corr. Coeff.	N	valor p
			$\delta^{13}\text{C}$ media	$\delta^{18}\text{O}$ rango	$\delta^{18}\text{O}$ medio	$\delta^{18}\text{O}$ -rango	$\delta^{13}\text{C}$ medio	$\delta^{13}\text{C}$ -rango	$\delta^{18}\text{O}$ medio	$\delta^{18}\text{O}$ -rango			
T7	SC-197b**	10	-4,1	-4,7 a -3,7	-6,3	-7,1 a -4,9	-4,3	-4,6 a -4,0	-5,6	-6,5 a -5,0	-0,9	1 0	0,0005
	SC-185	5	-4,5	-4,8 a -4,3	-6,1	-6,6 a -5,5	-4,6	-4,6	-5,7	-5,7	+0,9	5	0,05
T6	SC-141t*,**	12	-1,8	-2,0 a -1,7	-5,0	-5,4 a -4,4	-1,5	-1,8 a -1,3	-4,6	-4,8 a -4,1	+0,6	1 2	0,025
	SC-141b*	9	-1,9	-2,1 a -1,7	-4,8	-5,3 a -4,3	-1,7	-1,9 a -1,5	-4,4	-4,8 a -3,8	+0,7	9	0,025
	SC-31*	15	-0,8	-1,1 a -0,6	-4,1	-4,7 a -3,8	-0,6	-0,7 a -0,5	-3,7	-4,7 a -4,0	+0,8	1 5	0,0005
	AC-9**	19	-1,2	-1,3 a -1,1	-4,2	-4,5 a -3,8	-1,0	-1,3 a -0,9	-3,8	-4,0 a -3,4	+0,5	1 9	0,01
	SC-6c	18	-0,6	-0,8 a -0,5	-2,6	-3,6 a -1,8	-0,6	-0,8 a -0,5	-2,5	-3,1 a -1,6	+0,5	1 8	0,025
	SC-1-2	7	-1,6	-1,8 a -1,4	-2,4	-3,2 a -1,6	-1,7	-1,8 a -1,6	-3,8	-4,0 a -3,4	+0,6	7	0,05
	AC-5g	28	-2,1	-2,4 a -1,9	-3,3	-4,3 a -1,7	-2,1	-2,4 a -2,0	-3,8	-4,4 a -3,2	+0,5	2 8	0,005
T5	VS-30	10	-1,4	-1,4 a -1,3	-4,2	-4,6 a -3,7	-1,5	-1,5 a -1,4	-3,6	-4,0 a -3,1	-0,6	1 0	0,05
	VS-22*,**	30	-1,4	-1,5 a -1,2	-3,9	-4,2 a -3,6	-1,1	-1,2 a -0,8	-3,4	-3,8 a -3,0	+0,6	3 0	0,0005
	PL-22t*,**	11	-0,9	-1,0 a -0,7	-5,2	-5,4 a -4,9	-0,5	-0,5 a -0,5	-4,1	-4,3 a -3,8	+0,9	1 1	0,0005

Tabla 5.5. Valores medios y rangos de la composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, ‰ VPDB) de láminas compuestas claras y oscuras para cada espécimen de estromatolito en las tres unidades tectosedimentarias (UTS). * Especimen publicado en Martin-Bello et al. (2017). ** Especimen publicado en Martin-Bello et al. (2019b).

2016). En cuanto al $\delta^{13}\text{C}$, las láminas oscuras ($\delta^{13}\text{C}$ alto) estarían relacionadas con periodos de escasa renovación del agua del lago, lo que permitiría el intercambio entre el CO_2 atmosférico y el carbono disuelto en el agua, y la asimilación de $^{12}\text{CO}_2$ por medio de la fotosíntesis. Las láminas claras ($\delta^{13}\text{C}$ bajo) se explicarían por el incremento de la influencia del CO_2 -biogénico enriquecido en ^{12}C durante el aporte de agua (Pentecost y Riding, 1986; Arp et al., 2005; Kano et al., 2007).

De los datos obtenidos en el HRS en una porción del espécimen PL-22't (Fig. 11 de Martin-Bello et al., 2019b) se deduce que la ratio P/E también es el principal factor que controla el $\delta^{18}\text{O}$, incluso a una escala menor que en el caso del análisis "bulk". Los datos isotópicos permiten detectar tres órdenes de organización o de variación. El primer orden está formado por la evolución progresiva de grupos de valores bajos a altos, y se corresponde con el conjunto de una lámina clara o porosa compuesta y una lámina oscura compuesta. El segundo orden se caracteriza por conjuntos de valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ que presentan unos rangos de variación similares entre sí. Este orden coincide con los datos del análisis "bulk" realizados en este mismo ejemplar y se corresponde con cada lámina compuesta. El tercer orden refleja la sucesión de unos pocos valores bajos (equivalente a una lámina clara simple) y de unos pocos valores altos (equivalente a una lámina oscura simple). Esta información aparece de manera detallada en Martin-Bello et al. (2019b).

Se ha observado que, en estromatolitos fluviales recientes en zonas de latitud media, las láminas porosas representan periodos frescos o fríos, mientras que las láminas densas corresponden a periodos más cálidos y secos (Arp et al., 2001; Andrews y Brasier, 2005; Arenas y Jones, 2017). Si asumimos que los patrones climáticos de la zona de estudio durante el Mioceno

eran similares a los actuales, las condiciones más húmedas coincidirían con las estaciones de primavera y otoño, mientras que el verano sería la estación más seca. El hecho de que las variaciones de la composición isotópica coincidan con los cambios texturales característicos de los distintos tipos de láminas podría reflejar variaciones estacionales (a nivel de láminas simples) (Casanova, 1994; Arp et al., 2001; Andrews y Brasier, 2005). Por tanto, puede presumirse una duración anual para la sucesión de lámina simple clara y lámina simple oscura, y plurianual para el caso de las láminas compuestas.

Además de los especímenes incluidos en las publicaciones, en la unidad T5 se han realizado análisis de isótopos estables en los especímenes AC-5g, estromatolito de tipo estratiforme, y VS-30, oncolito. El primero está situado en el techo de la unidad T5 del perfil de Aldea del Correo y el segundo en el perfil de Valle de Soler (Fig. 4.2).

El espécimen AC-5g (Fig. 5.5) presenta un rango de valores de entre $-4,3$ y $-1,7$ ‰, para el $\delta^{18}\text{O}$, y de entre $-2,4$ y $-1,7$ ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$. El coeficiente de correlación es $r = 0,5$, $N = 28$, $p < 0,005$. En este espécimen se observan dos partes diferentes. La parte inferior (hasta la muestra AC-5g 23n, $r = 0,6$, $N = 23$, $p < 0,005$) muestra el mismo comportamiento que el resto de especímenes, en los que las láminas claras tienen valores más bajos y las láminas oscuras valores más altos. La parte superior muestra un cambio de tendencia y la inversión de los valores (es decir, las láminas claras tienen los valores más altos; por tanto, con correlación negativa entre C y O) que podría indicar un aumento de la evaporación y quizá condiciones más frías, aunque no es posible demostrarlo con los datos actuales.

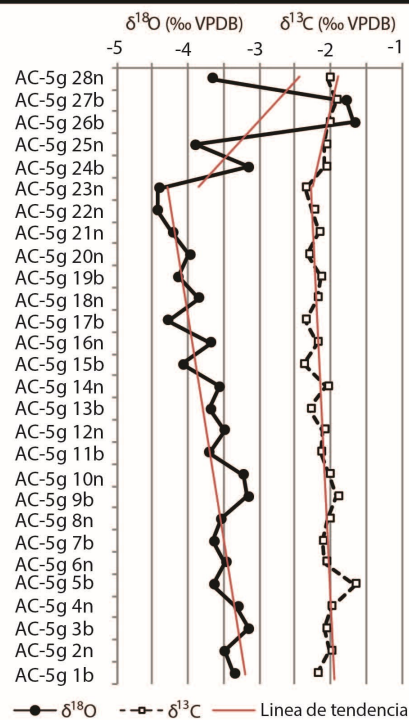
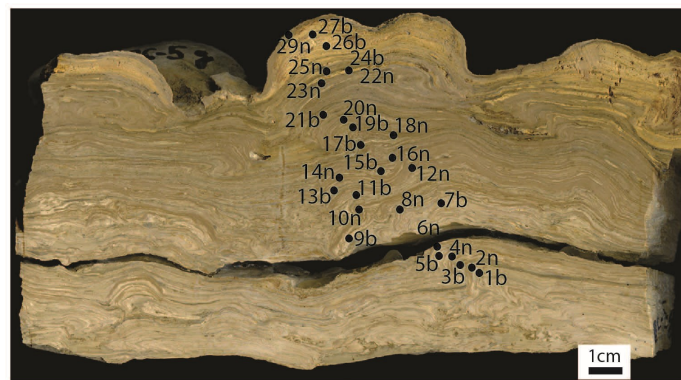


Figura 5.5. Especimen AC-5g de la unidad T5 en el que se muestra la localización de las muestras tomadas en la sección perpendicular al crecimiento del estromatolito y la representación gráfica de los resultados del análisis "bulk" de isótopos estables de carbono y oxígeno. b: blanca; n: negra; corresponden a clara y oscura.

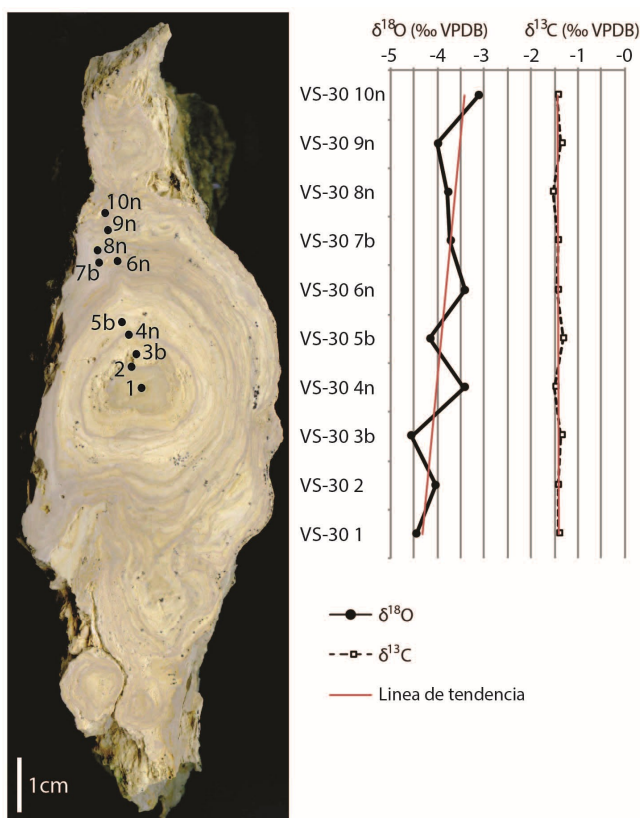


Figura 5.6. Especimen VS-30 de la unidad T5 en el que se muestra la localización de las muestras tomadas en una sección perpendicular al oncolito y la representación gráfica de los resultados del análisis “bulk” de isótopos estables de carbono y oxígeno. b: blanca; n: negra; corresponden a clara y oscura. 1 y 2 micrita en el núcleo.

El espécimen VS-30 (Fig. 5.6) presenta un rango de valores de entre $-4,6$ y $-3,1$ ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$, y de entre $-1,5$ y $-1,3$ ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ ($r = -0,6$, $N = 10$, $p > 0,05$). El $\delta^{18}\text{O}$ muestra una tendencia de base a techo hacia valores más altos, mientras que el $\delta^{13}\text{C}$ presenta unos valores constantes. Esta evolución podría indicar un periodo más húmedo en el comienzo de la formación del oncolito. En él se observa mayor espesor de las láminas claras ($\delta^{18}\text{O}$ bajo) en el centro del oncolito, seguido de un periodo prolongado más seco, reflejado por el aumento en el número de láminas oscuras ($\delta^{18}\text{O}$ alto) externas del oncolito, y la tendencia general hacia valores más altos.

En la unidad T6 se han analizado los especímenes SC-1-2 y SC-6 (Figs 5.7 y 5.8). Ambos contienen dolomita (45% y 30% respectivamente) y son estromatolitos planares de la base del perfil de San Caprasio (Fig. 4.2).

El espécimen SC-1-2 (Fig. 5.7) presenta un rango de valores en la fracción calcítica de entre -4 a $-1,6$ ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$, y de entre $-1,8$ y $-1,4$ ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ ($r = 0,6$, $N = 7$, $p > 0,05$). En la fracción dolomítica los valores son de entre $-3,8$ y $0,4$ ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y de entre $-1,7$ y $-0,4$ ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ ($r = 1$, $N = 7$, $p < 0,0005$). Estos valores son más altos que los de muestras calcíticas, y son consistentes con la presencia de dolomita. Sin embargo, al contrario de los resultados obtenidos en especímenes que no cuentan con dolomita, las láminas oscuras son las que muestran valores más bajos, tanto en la fracción dolomítica como en la fracción calcítica. Esta inversión en los resultados no permite una clara interpretación, coincidiendo con la opinión de otros autores que postulan que la presencia de dolomita genera dificultad a la hora de interpretar la composición isotópica (Talbot y Kelts, 1990).

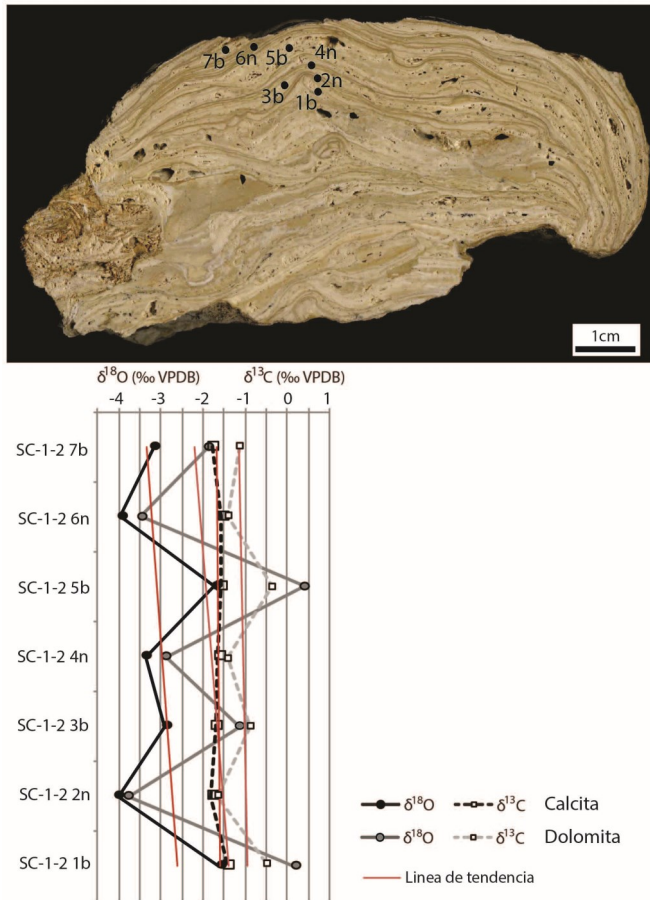


Figura 5.7. Especímen SC-1-2 de la unidad T6 en el que se muestra la localización de las muestras tomadas en la sección perpendicular al crecimiento del estromatolito y la representación gráfica de los resultados del análisis “bulk” de isótopos estables de carbono y oxígeno en la fracción calcítica (negro) y dolomítica (gris). b: blanca; n: negra; corresponden a clara y oscura.

fases minerales de la misma muestra (1.7.3.4 *Análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno*), aunque no se cuenta con suficientes análisis para poder comparar y decidir cuál de los dos métodos empleados es el más adecuado. En cualquier caso, se considera arriesgado hacer la interpretación de estos datos.

En la unidad T7 se han analizado los especímenes SC-197b (publicado en Martín-Bello et al., 2019b) y SC-185. Ambos presentan una composición más ligera que la de los especímenes de las unidades T5 y T6. Esto indica que estos estromatolitos se desarrollaron en condiciones de mayor ratio P/E que los de las unidades anteriores (T5 y T6). En el espécimen SC-197b, los resultados de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ presentan una correlación negativa ($r = -0,9$, $N = 10$, $p < 0,0005$). El $\delta^{13}\text{C}$ de las láminas oscuras estaría más influenciado por el $^{12}\text{CO}_2$ -biogénico, mientras que el intercambio entre el carbono disuelto en el agua y el CO_2 atmosférico sería menos intenso (p. ej., Leng y Marshall, 2004; Andrews y Brasier, 2005).

El espécimen SC-6 (Fig. 5.8) fue analizado en dos laboratorios, en la Universidad de Barcelona y en la Universidad de Salamanca. Los datos resultantes de los análisis realizados en la Universidad de Barcelona revelan un rango de valores en la fracción calcítica de entre $-3,6$ y $-1,6$ ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$, y de entre $-0,8$ y $-0,5$ ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ ($r = 0,5$, $N=18$, $p < 0,025$). En la fracción dolomítica los valores se sitúan entre $-3,6$ y $-0,5$ ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$, y entre $-0,8$ y $-0,3$ ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ ($r = 0,8$, $N = 18$, $p < 0,0005$). Al igual que en el ejemplar SC-1-2, las láminas oscuras son las que muestran valores más bajos tanto en la fracción calcítica como en la fracción dolomítica. Los datos resultantes de los análisis realizados en la Universidad de Salamanca muestran un rango de valores en la fracción calcítica de entre $-6,4$ y $-1,2$ ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y de entre $-2,4$ y $-0,5$ ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ ($r = 0,9$, $p < 0,0005$). En la fracción dolomítica los valores son de entre $-9,1$ y -1 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$, y entre $-3,7$ y $-1,6$ ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ ($r = 0,5$, $p < 0,005$). Se observan numerosas diferencias entre los resultados de ambos laboratorios. Estas diferencias pueden ser debidas a la metodología empleada en cada laboratorio para el análisis de las dos

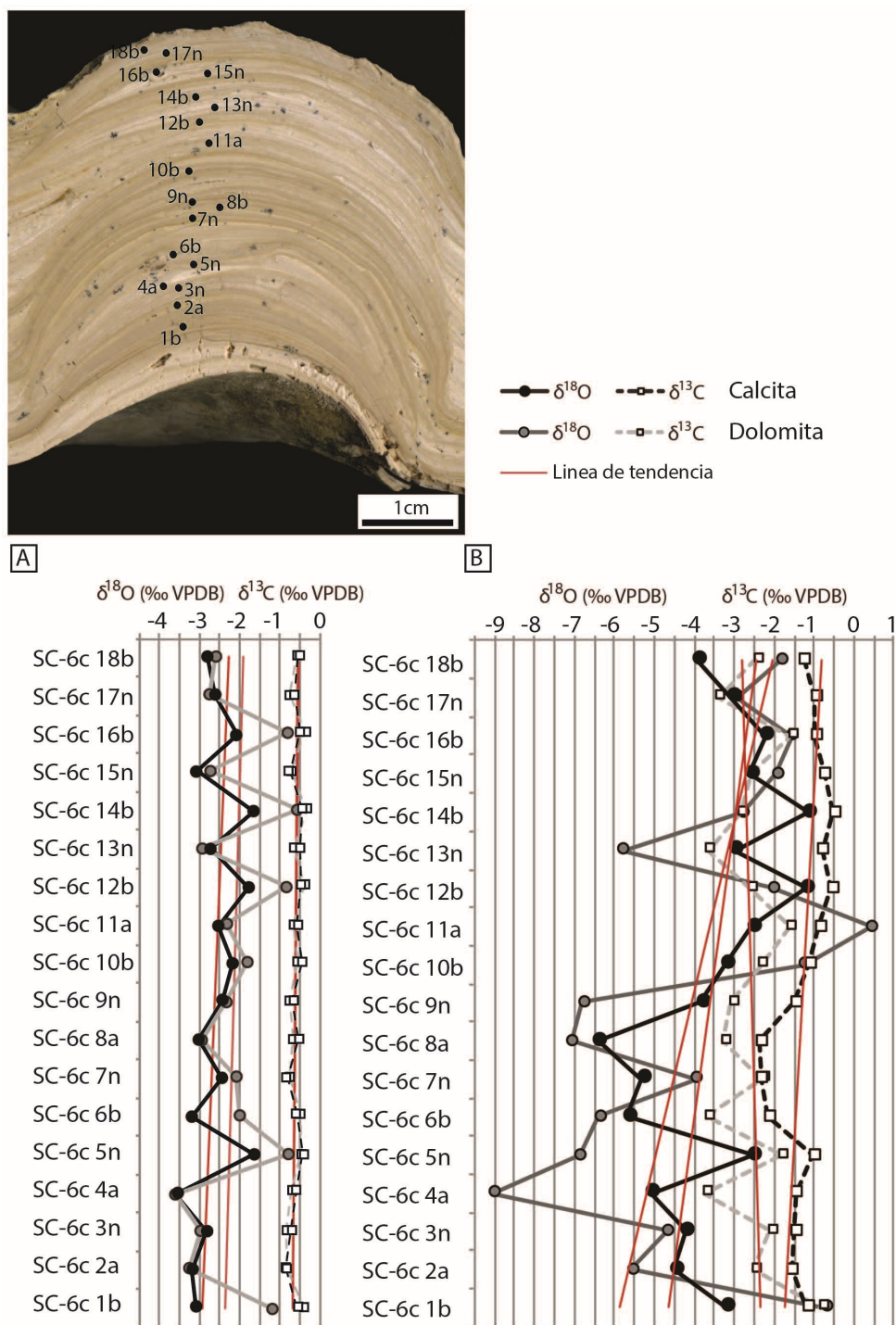


Figura 5.8. Especimen SC-6c de la unidad T6 en el que se muestra la localización de las muestras tomadas en una sección perpendicular al crecimiento del estromatolito y la representación gráfica de los resultados del análisis "bulk" de isótopos estables de carbono y oxígeno en la fase calcítica (negro) y en la fase dolomítica (gris), calculados en la Universidad de Barcelona (A) y en la Universidad de Salamanca (B). Se enviaron muestras homogeneizadas de cada punto a ambos laboratorios, por lo que no se espera que las diferencias isotópicas obtenidas sean debidas al punto de muestreo. a y b: blanca; n: negra; corresponden a amarillenta/clara y oscura.

El espécimen SC-185 es un estromatolito de tipo planar que no muestra una clara distinción entre las láminas claras y oscuras (Fig. 5.9). Presenta un rango de valores de $\delta^{18}\text{O}$, y de $-4,8$ a $-4,3$ ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$ ($r = 0,9$, $N = 5$, $p < 0,05$). Los resultados tampoco muestran variaciones significativas entre ellas; solo se observa una ligera tendencia hacia valores más altos de base a techo que podría indicar el paso a unas condiciones más secas.

En la Tabla 5.6 y la figura 5.10 se presentan los valores medios de las láminas claras y oscuras de todos los especímenes en los que se han realizado isótopos estables de carbono y oxígeno. La mayoría de las muestras presentan una característica en común: las láminas claras presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ más bajos, mientras que las láminas oscuras tienen valores más altos. Las láminas oscuras se formarían durante los periodos más secos, en los que la evaporación durante los periodos prolongados de residencia del agua del lago (P/E menor) produciría enriquecimiento en ^{18}O , y valores de $\delta^{18}\text{O}$ altos en los carbonatos. Los valores elevados del $\delta^{13}\text{C}$ de las láminas oscuras serían debidos a la influencia de la fotosíntesis (Leng y Marshall, 2004) y a la tendencia al equilibrio entre el TDIC en el agua y el CO_2 atmosférico durante los periodos prolongados de residencia del agua del lago (Fritz y Poplawsky, 1974; Talbot, 1990). Por el contrario, las láminas claras se formarían en los meses con más precipitación (P/E mayor), resultando en menor pérdida de ^{16}O por evaporación, con valores de $\delta^{18}\text{O}$ bajos en los carbonatos; a su vez, las láminas claras reflejarían mayor influencia del $^{12}\text{CO}_2$ -biogénico. Toda esta información está más ampliamente explicada en los artículos incluidos en este capítulo.

La comparación de los datos isotópicos de los estromatolitos a lo largo de las tres unidades (Figs. 5.10 y 5.11) muestra que los valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ se encuentran en las unidades T5 y T6 (ligera más altos en T5) y los valores más bajos en la unidad T7. Este hecho es coherente con las interpretaciones de Arenas y Pardo (1999), que proponen una evolución hacia unas condiciones más húmedas a lo largo del tiempo, que, en la unidad T7, coinciden con la

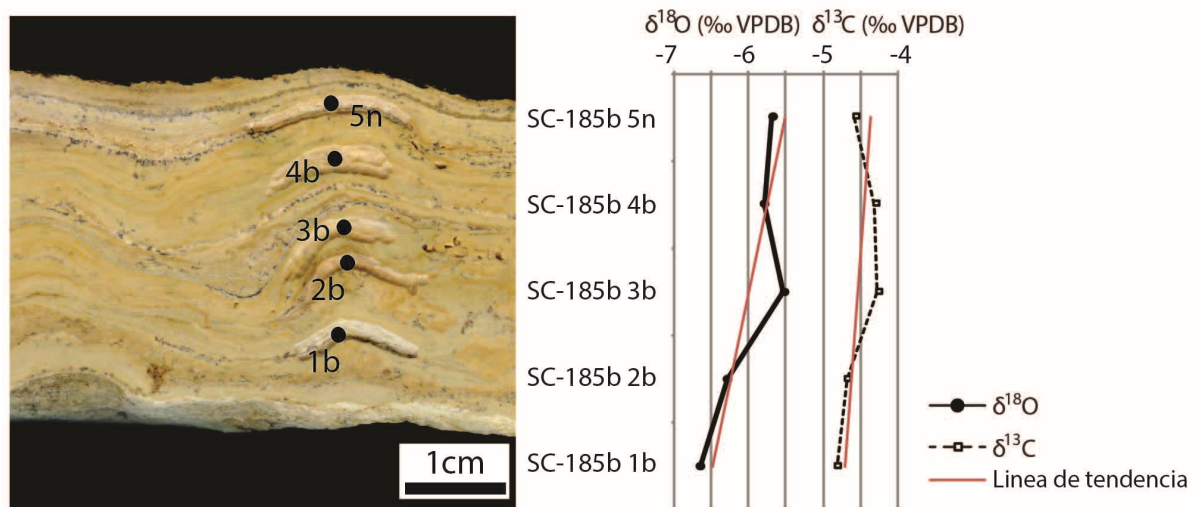


Figura 5.9. Especimen SC-185b de estromatolito planar de la unidad T7 acompañado del análisis “bulk” de isótopos estables de carbono y oxígeno. b: blanca; n: negra; corresponden a clara y oscura.

Especímenes	Calcita				Dolomita				r ($\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$)	Unidades
	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB		$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB		$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB		$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB			
	Láminas claras	Láminas oscuras	Láminas claras	Láminas oscuras	Láminas claras	Láminas oscuras	Láminas claras	Láminas oscuras		
SC-197b (N=10)	-4,06	-4,30	-6,30	-5,57					-0,90	T7
SC-185b (N=5)	-4,52	-4,58	-6,06	-5,69					0,87	
SC-141t (N=12)	-1,85	-1,53	-4,98	-4,55					0,60	T6
SC-141b (N=9)	-1,90	-1,67	-4,79	-4,36					0,72	
SC-31 (N=15)	-0,78	-0,63	-4,09	-3,75					0,83	
AC-9 (N=19)	-1,21	-1,04	-4,20	-3,81					0,53	
SC-6c** (N=18)	-0,58	-0,65	-2,64	-2,53	-0,56	-0,71	-1,99	-2,36	0,53/0,86	
SC-6c* (N=18)	-1,35	-1,27	-3,36	-3,51	-2,50	-2,70	-3,44	-4,71	0,94/0,64	
SC-1-2 (N=7)	-1,63	-1,68	-2,36	-3,78	-0,71	-1,50	-0,61	-3,38	0,62/0,99	
AC-5g (N=28)	-2,11	-2,13	-3,35	-3,75					0,54	T5
VS-30 (N=10)	-1,37	-1,47	-4,18	-3,56					-0,55	
VS-22 (N=30)	-1,36	-1,12	-3,89	-3,37					0,57	
PL-22't (N=11)	-0,93	-0,49	-5,17	-4,10					0,95	

Tabla 5.6. Composición isotópica de las láminas claras y oscuras de la fase calcítica y de la fase dolomítica. *Resultados de la Universidad de Barcelona. ** Resultados de la Universidad de Salamanca.

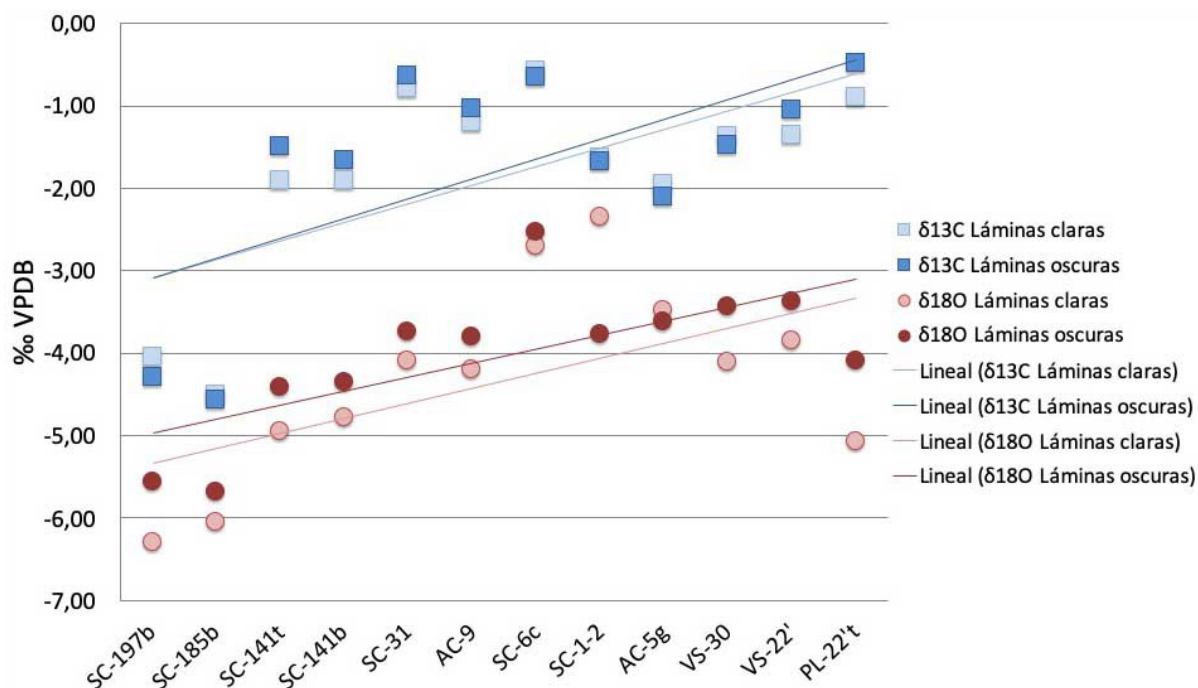


Figura 5.10. Representación gráfica de los datos mostrados en la Tabla 5.6. Se muestran los valores isotópicos medios de la fase calcítica de las láminas claras y oscuras de cada espécimen, de T5 (PL-22't, VS-22', AC-5g), T6 (SC-1-2, SC-6c, AC-9, SC-31, SC-141b, SC-141t) y T7 (SC-185b, SC-197b).

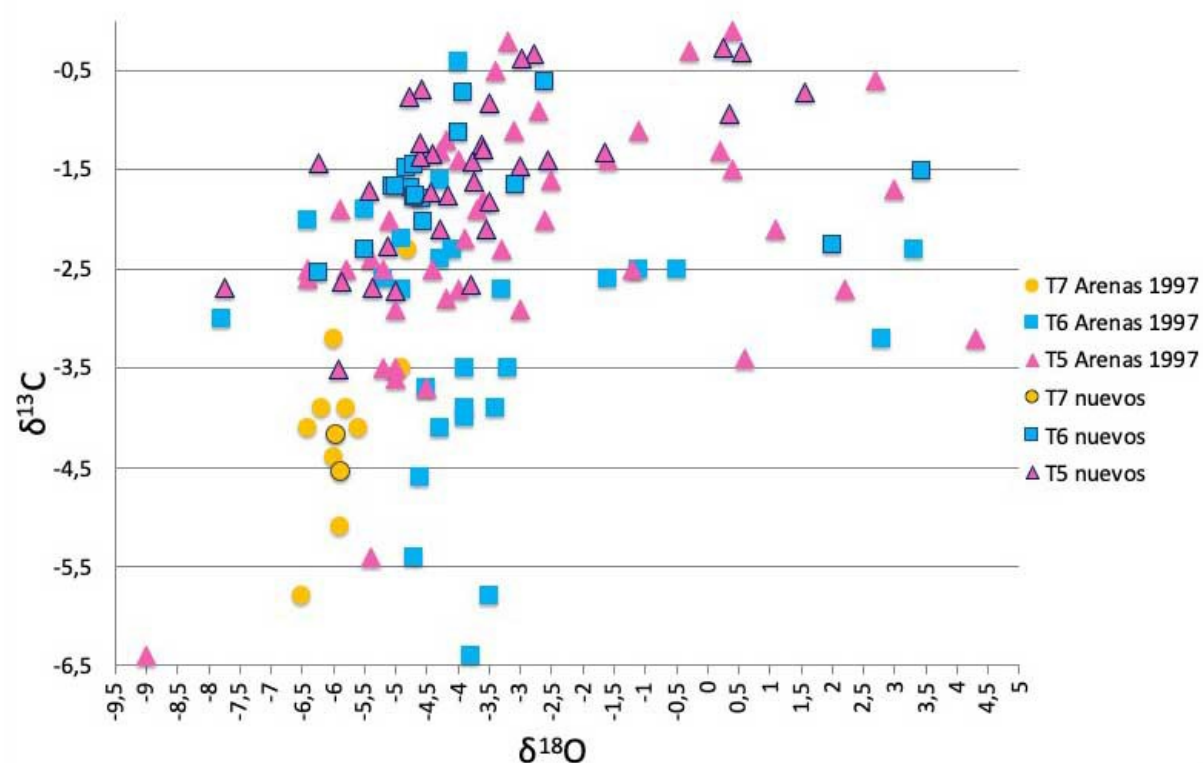


Figura 5.11. Representación gráfica de la composición isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ frente a $\delta^{13}\text{C}$ de los estromatolitos con respecto a las unidades en que se encuentran (T5, T6 y T7), obtenidas de Arenas et al. (1997), Martín-Bello et al. (2019b) y este trabajo.

progradación hacia el sur de los sistemas fluviales pirenaicos. Por ello, las áreas lacustres y palustres de la unidad T7 tendrían mayor o más frecuente “renovación” del agua. Por otro lado, es posible que los valores isotópicos también sean reflejo de un cambio en la temperatura (Vázquez-Urbez et al., 2013; Pérez Rivarés, 2016), puesto que el desarrollo de esa unidad se produce durante la fase de enfriamiento que sucede al Middle Miocene Climatic Optimum (cf., Bosellini y Perrin, 2008).

Preliminary interpretation of the stable-isotope composition in lacustrine stromatolites of the Sierra de Alcubierre (Miocene, Ebro Basin, Spain)

Interpretación preliminar de la composición de isótopos estables en estromatolitos lacustres de la Sierra de Alcubierre (Mioceno, Cuenca del Ebro, España)

Leticia Martín Bello¹, Concepción Arenas Abad¹ and Ana María Alonso Zarza²

¹ Department of Earth Sciences (Stratigraphy), University of Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza (Spain)

lmartinb@unizar.es; carenas@unizar.es.

² Department of Petrology and Geochemistry, Faculty of Geology, Complutense University of Madrid. C/ José Antonio Novais 12, 28040 Madrid (Spain). alonsoza@geo.ucm.es

ABSTRACT

The stable isotope composition of the laminae in two stromatolites of the Middle Miocene lacustrine record in the Sierra de Alcubierre (unit T6, Ebro Basin) reveals cyclic variations between laminae with different texture and distinct evolution of the isotopic composition through time. Light, porous (micrite-microspar) laminae (0.65 mm to 6 mm thick) and dark, dense (micrite) laminae (0.5 mm to 2 mm thick) alternate through time. Most of these laminae are composite. The significant correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ suggests that the precipitation/evaporation ratio (P/E) mainly controlled the short-term isotopic evolution of the saline carbonate closed-lake environment of unit T6 in the Ebro Basin. The dark laminae have higher $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ than the light laminae, which represents cyclic changes (seasonal to interannual) in the P/E ratio. The decrease in both $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ composition and in $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ correlation coefficient values between the studied stromatolites indicate a trend toward higher P/E ratio through time.

Key-words: Stable isotopes, lacustrine stromatolites, Miocene, Ebro Basin, Spain.

Geogaceta, 61 (2017), 171-174
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

Stromatolites are laminated microbialites that develop from cyanobacterial mats, which grow attached to substrates in marine and aqueous continental areas in several environmental conditions. Commonly, coupled textural and geochemical analyses in laminated microbialites are used to infer palaeoenvironmental conditions on different time scales. In general, the temporal duration of the laminae is unknown. The stable-isotope composition

shows that laminated microbialites are high-resolution records of short climatic and hydrological changes, e.g. seasonal and interannual (Chafetz *et al.*, 1991; Andrews and Brasier, 2005; Osácar *et al.*, 2013; Dabkowski *et al.*, 2015).

The Miocene lacustrine record of the Ebro Basin (NE Spain) encompasses stromatolite exposures that are particularly abundant in the Sierra de Alcubierre (Fig. 1). This work focuses on the environmental significance of the stable-isotope variations ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) across lamination in several stromatolite sam-

RESUMEN

La composición de isótopos estables de las láminas de dos estromatolitos lacustres del Mioceno medio de la Sierra de Alcubierre (unidad T6, Cuenca del Ebro) revela variaciones cíclicas entre láminas con diferente textura y clara evolución de la composición isotópica a lo largo del tiempo. Consisten en una alternancia de láminas claras, porosas (micrita-microsparita, de 0.65 mm a 6 mm de espesor) y láminas oscuras, densas (micrita, 0.5 m a 2 mm de espesor). La mayoría de estas láminas son compuestas. La significativa correlación entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ sugiere que la relación precipitación/evaporación (P/E) controló en gran medida la evolución isotópica a corto plazo del ambiente lacustre salino de la unidad T6 en la Cuenca del Ebro. Las láminas oscuras tienen valores mayores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ que las claras, lo cual representa cambios cíclicos (estacionales a plurianuales) en la relación P/E. El decrecimiento en $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y en el coeficiente de correlación ($\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$) entre los estromatolitos estudiados indica una tendencia hacia una mayor relación P/E a lo largo del tiempo.

Palabras clave: Isótopos estables, estromatolitos lacustres, Mioceno, Cuenca del Ebro, España.

Recepción: 8 de julio de 2016
Revisión: 3 de noviembre de 2016
Aceptación: 25 de noviembre 2016

ples of the Middle Miocene lacustrine record of the Sierra de Alcubierre, with emphasis on 1) the isotopic variations between laminae with different texture and 2) the evolution of the isotopic composition through time.

Stratigraphic and sedimentologic context

The Early and Middle Miocene record of the central part of the Ebro Basin, north of the Ebro River, consists of an approximately

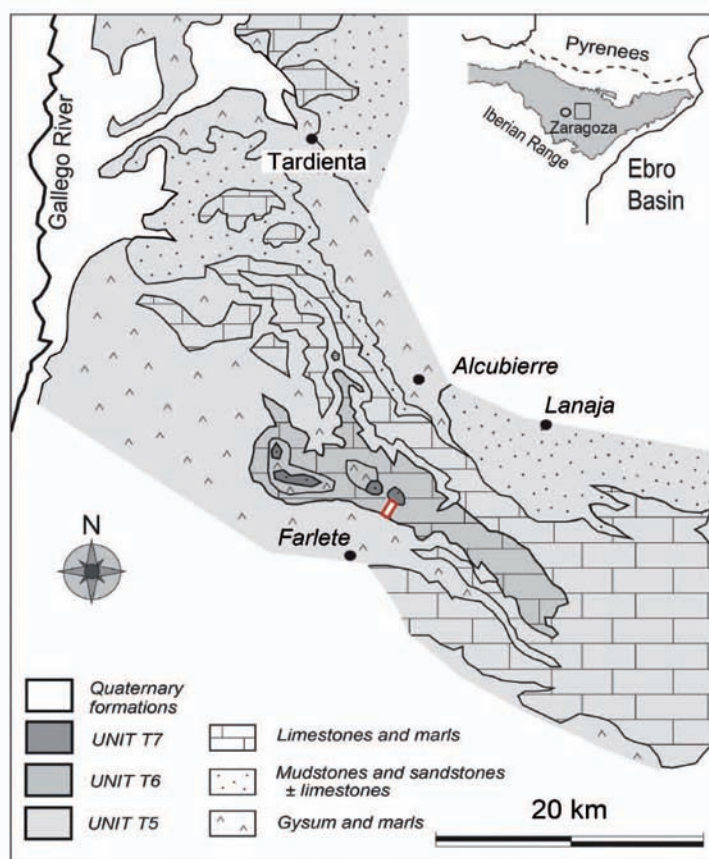


Fig. 1.- Geologic map with tectosedimentary units and main lithofacies in the Sierra de Alcubierre (Arenas and Pardo, 1999). The bar indicates the section where SC-31 and SC-141 samples were taken.

Fig. 1.- Mapa geológica con las unidades tectosedimentarias y principales litofacies de la Sierra de Alcubierre (Arenas y Pardo, 1999). La línea señala la sección donde se cogieron las muestras SC-31 y SC-141.

630 m thick succession that has been divided into three allostratigraphic units, named T5, T6 and T7 (Arenas, 1993; Arenas *et al.*, 2007). In this central part, the units are made of sulphate and carbonate lacustrine deposits (limestones, dolostones, gypsum and marls) and distal alluvial deposits (sandstones and mudstones) of Pyrenean provenance (Fig. 1).

In the lacustrine facies model proposed for the Miocene units in the central sector of the Ebro Basin, two distinct lacustrine environments alternated through time (Arenas and Pardo, 1999): 1) carbonate depositional environments in freshwater systems that correspond to high lake levels, in which massive and bioturbated limestones and marls formed, and 2) sulphate depositional environments that occurred during low lake levels, in which sulphate facies formed. Stromatolitic and laminated limestones, at places dolostones, developed at intermediate situations, during oscillations from situations 1 to 2 and vice versa, and represent saline carbonate lake conditions. This is corroborated by the bulk isotopic composition of stromatolites

($\delta^{13}\text{C} = -1.7 \pm 1.2$; $\delta^{18}\text{O} = -3.2 \pm 2.6$ ‰ PDB; N=59) and laminated limestones ($\delta^{13}\text{C} = 1.9 \pm 0.9$; $\delta^{18}\text{O} = -2.9 \pm 2.7$ ‰ PDB; N=47) (Arenas *et al.*, 1997). Increased $\delta^{18}\text{O}$, compared with the other facies (massive limestones, with $\delta^{13}\text{C} = -2.6 \pm 2.6$ and $\delta^{18}\text{O} = -6.1 \pm 1.2$ ‰ PDB, N=10; and bioturbated limestones, with $\delta^{13}\text{C} = -3.1 \pm 1.4$ and $\delta^{18}\text{O} = -6.1 \pm 0.9$ ‰ PDB; N=17), indicates that these facies formed with intense evaporative conditions, (Arenas *et al.* 1997).

Stromatolites occur at two main positions in the vertical associations of facies: 1) at the base of deposits that represent a deepening process/sequence (e.g., over bioturbated facies), and 2) through and at the top of deposits that represent a shallowing process/sequence (i.e., alternating with or at the top of laminated limestones) (Arenas and Pardo, 1999; Martín-Bello *et al.*, 2016).

Materials and methods

Two samples of stromatolites of unit T6 in the San Caprasio stratigraphic section (Fig. 1) were selected for a lamina normal

profile stable isotope analysis: sample SC-31 (Fig. 2A), 7 cm thick planar body from the lower part of the unit, and sample SC-141, 20 cm thick, vertically discontinuous bioherm, from the middle-upper part of the unit. A portion of the base and another of the top were selected in SC-141 for isotopic analyses (b and t).

Texture was studied in thin sections obtained from the same sections used for isotopic analyses. Polished slabs were used for powder sampling of successive dark and light laminae with a microdrill. The total number of samples is 36: 15 from SC-31; 9 from SC-141b and 12 from SC-141t.

The mineralogy of these samples was determined by X-Ray Diffraction at the Servicio de Apoyo a la investigación (SAI) of the University of Zaragoza. Samples consist of calcite with very small amounts (<1%) of quartz and clay minerals. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analyses were performed in a Thermo Finnigan MAT-252 mass spectrometer in the Serveis científic-tècnics of the University of Barcelona, following standard procedures. The results are expressed in ‰ units and reported against the V-PDB standard.

Results

Sample SC-31 corresponds to a mammillary planar body at the base of a deepening cycle. The body lies on intensely bioturbated limestones of the underlying shallowing sequence (Fig. 2A). Sample SC-141 is a vertically discontinuous bioherm, within a shallowing cycle. The stromatolite alternates with cm-thick layers of laminated limestones that show wave cross-stratification.

In thin sections, the stromatolite laminae are always smooth, with variable degree of lateral continuity, and are arranged in domes and cumulate growth forms. The structure shows a common pattern: alternating light (porous micrite and microspar) and dark laminae (dense micrite). Both the light and dark laminae show disperse micrite filamentous bodies that are set subperpendicular to perpendicular to lamination and that are attributed to cyanobacteria. The thickness of the light laminae in SC-31 ranges from 0.65 mm to 2 mm, exceptionally up to 6.4 mm (Fig. 2B). The thickness of the light laminae in SC-141 ranges from 1 to 2 mm. Usually the light laminae wedges down the domes. The thickness of the dark laminae ranges from 0.5 mm to 2 mm in SC-31 and from 1 to 2 mm in SC-141. Most

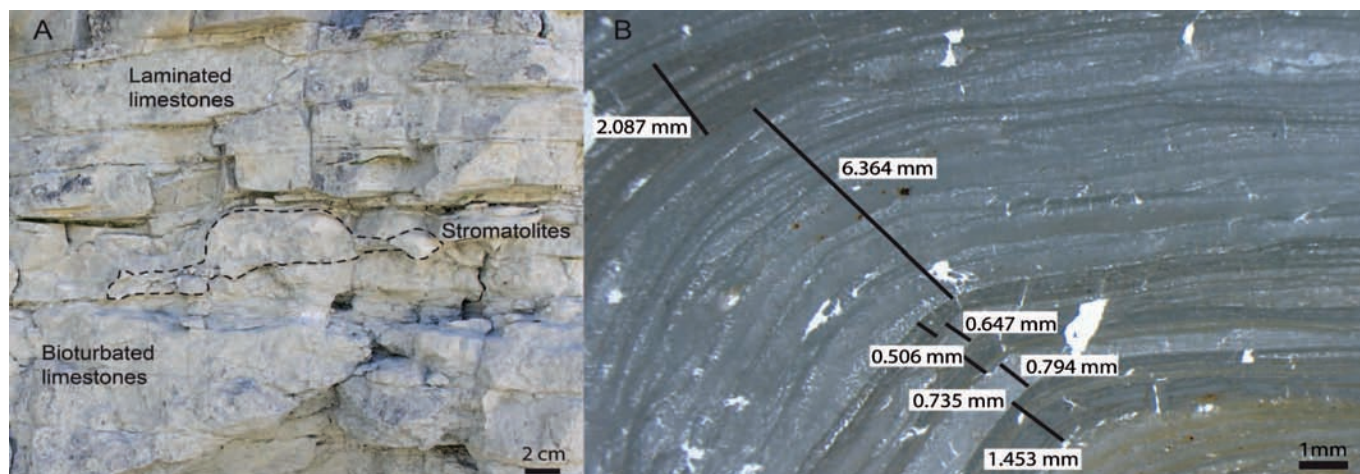


Fig. 2.- SC-31 sample in outcrop (A) and optical microscope view (B). In (B), stromatolite lamination with thickness of the light (porous) and dark (dense) laminae.

Fig. 2.- Imágenes de afloramiento (A) y microscopio óptico (B) de la muestra SC-31. Están representados los espesores de las láminas claras (porosas) y oscuras (densas)

of these laminae correspond to composite laminae in which either the light or the dark single laminae dominate, and can alternate through time. In most cases, these groups of single laminae can be distinguished with the unaided eye (Fig. 3A). Dark laminae in hand sample correspond to dense micrite in optical microscope (Figs. 2B and 3A).

The isotopic composition of the two samples (Table I) covers a narrow range of negative $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values ($-5.33 < \delta^{18}\text{O} < -3.62\text{‰ V-PDB}$ and $-2.14 < \delta^{13}\text{C} < -0.53\text{‰ V-PDB}$). Mean $\delta^{13}\text{C}$ (‰ V-PDB) varies from -0.7 in SC-31, to -1.8 in SC-141b, to -1.7 in SC-141t. Mean $\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-PDB) varies from -3.9 in SC-31, to -4.6 in SC-141b, to -4.8 in SC-141t. The correlation coefficient between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ decreases from SC-31 to SC-141t. In all samples, mean $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values are lower in the light laminae than in the dark laminae (Table I).

Discussion

There is not a regular pattern in thickness variation of the light and dark laminae.

The light laminae contain more microbial filamentous bodies associated with larger crystal texture than the dark laminae. The cyclic variations in texture (alternating light and dark laminae) can be related to short time (seasonal to interannual) variations in microbial development associated with climatic parameters (Casanova, 1994; Arenas *et al.*, 2015).

The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the studied samples (Table I) are within the range of values obtained in other closed lake systems subject to variable evaporation and without intense development of soils (Andrews *et al.*, 1993; Casanova, 1994). Given the residence time effect in closed lake systems, the $\delta^{18}\text{O}$ values reflect the influence of both temperature and evaporation. Accordingly, the textural variations between light and dark laminae record the different development of the microbial populations related to seasonal and/or interannual variations in water supply (precipitation/evaporation ratio, P/E ratio) and temperature.

However, the influence of water temperature on oxygen fractionation is difficult to untangle if strong evaporation occurs. In

mid latitude regions, the higher temperatures in the warm seasons commonly coincide with the drier conditions. Assuming that this was the case in the studied lacustrine area, temperature and evaporation would produce opposite effects on $\delta^{18}\text{O}$, thus yielding a smoothed cyclic $\delta^{18}\text{O}$ variation through time (Fig. 3). The significant correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ (Table I) suggests that the P/E ratio greatly controlled the short-term isotopic evolution of the saline carbonate closed-lake environment of unit T6 in the Ebro Basin, which is consistent with the long residence time of water in closed lake basins (e.g., as shown by López-Blanco *et al.*, 2016).

The differences between the light and dark laminae can then be referred primarily to changes in the P/E ratio. The higher values of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in the dark laminae compared to those of the light laminae (differences of mean $\delta^{13}\text{C} = 0.23\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O} = 0.4\text{‰}$) may reflect the increased CO_2 loss and increase ^{18}O enrichment due to higher evaporation. Although the $\delta^{13}\text{C}$ values in these stromatolites are dominated by strong residence time effects, the low $\delta^{13}\text{C}$ values in the light laminae may record the input of light CO_2 produced by organic matter decay or development of soils, which occurs preferably in higher P/E ratio conditions.

The cyclic pattern of both isotopes through time might correspond to seasonal and/or interannual changes in the above mentioned factors: the light laminae would represent wetter conditions and the dark laminae drier conditions.

The decrease in the correlation coefficient through the studied stromatolites may represent a slight increase in the P/E ratio,

SAMPLES	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ V-PDB		$\delta^{18}\text{O}$ ‰ V-PDB		r ($\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$)
	Light laminae	Dark laminae	Light laminae	Dark laminae	
SC-141t (N=12)	-1.8 ± 0.2	-1.5 ± 0.2	-5.0 ± 0.4	-4.6 ± 0.4	0.60
SC-141b (N=9)	-1.9 ± 0.2	-1.7 ± 0.2	-4.8 ± 0.4	-4.4 ± 0.5	0.71
SC-31 (N=15)	-0.8 ± 0.1	-0.6 ± 0.1	-4.1 ± 0.3	-3.7 ± 0.2	0.83
Mean	-1.51	-1.28	-4.62	-4.22	

Table I.- Average isotopic composition in dark and light laminae in the studied samples. "r" is the correlation coefficient of Pearson.

Tabla I.- Composición isotópica media de las láminas claras y oscuras en las muestras estudiadas. "r" es el coeficiente de correlación de Pearson.

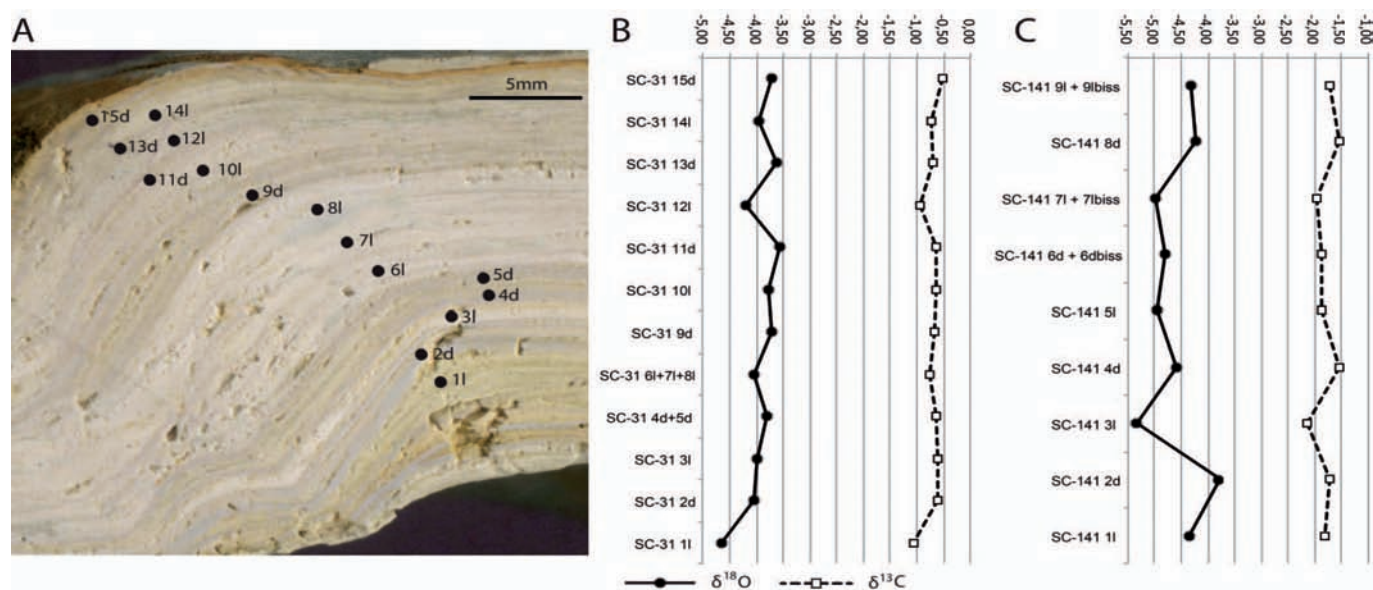


Fig. 3.- A) Cross section of sample SC-31 with sampling microboreholes. B) Stable isotope profile in sample SC-31. C) Stable isotope profile in sample SC-141b. In some cases, one value represents the average of several samples. l: light laminae; d: dark laminae.

Fig. 3.- A) Sección de la muestra SC-31 con microsondeos. B) Perfil isotópico de la muestra SC-31. C) Perfil isotópico de la muestra SC-141b. En algunos casos, un punto representa la media de los valores de varias muestras. l: light laminae; d: dark laminae.

which is consistent with 1) the lower $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of the SC-141 sample respect to those of SC-31, and 2) the general trend toward wetter conditions through unit T6 (e.g., as stated by Arenas *et al.*, 1997).

Conclusions

The stable-isotope composition ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) across lamination in two stromatolite samples of the Middle Miocene lacustrine record (unit T6) of the Sierra de Alcubierre (Ebro Basin), allowed preliminary environmental interpretation of 1) isotopic variations between laminae with different texture and 2) evolution of the isotopic composition through time.

Lamination consists of alternating light, porous composite laminae and dark, dense composite laminae. Light laminae have lower $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values than the dark laminae. The cyclic variations in texture parallel cyclic variations in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$.

The significant correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ suggests that the precipitation/evaporation ratio (P/E ratio) greatly controlled the short-term isotopic evolution of the saline carbonate closed-lake environment of unit T6 in the Ebro Basin.

The cyclic variations in texture can be related to short time (seasonal to inter-annual) variations in the microbial development associated with changes in P/E ratio. Primarily, light laminae represent wetter conditions and dark laminae drier condi-

tions. The low $\delta^{13}\text{C}$ values in the light laminae may also record the input of light CO_2 .

The decrease in the correlation coefficient between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ through the studied stromatolites of unit T6 is consistent with the general climatic evolution in the study zone that suggests a slight increase in the P/E ratio. However, the study of more samples will help confirm the correlation coefficient evolution.

Acknowledgments

This study was supported by CGL2013-42867-P project and a FPI contract (BES-2014-069389) from the MINECO. This is a contribution of the Group *Análisis de Cuencas Sedimentarias Continentales* of the Aragón Government-UNIZAR. SAI services are acknowledged. Our gratitude to Drs. J. Andrews and M.C. Osácar for their pertinent comments.

References

- Andrews, J.E. and Brasier, A.T. (2005). *Journal of Quaternary Science* 20, 411–421.
- Andrews, J.E., Riding, R. and Dennis, P.F. (1993). *Sedimentology* 40, 303–314.
- Arenas, C. (1993). *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. 858 p. (Unpublished).
- Arenas, C. and Pardo, G. (1999). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151, 127–148.

Arenas, C., Casanova, J. and Pardo, G. (1997). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 128, 133–155.

Arenas, C., Pardo, G., Pérez-Rivarés, F.J. and Vázquez-Urbez, M. (2007). In: *Geo-Guías 3, Geological field trips to the lacustrine deposits of the northeast of Spain, 4th International Limnogeology Congress, Barcelona* (C. Arenas, A.M. Alonso Zarza and F. Colombo, Eds.). Sociedad Geológica de España, 51–110.

Arenas, C., Piñuela, L. and García-Ramos, J.C. (2015). *Sedimentology* 62, 1149–1183.

Casanova, J. (1994). In: *Phanerozoic Stromatolites II* (J. Bertrand-Sarfati and C. Monty, Eds.). Kluwer Academic Publishers (Netherlands), 193–226.

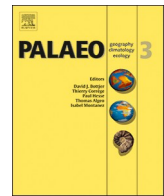
Chafetz, H.S., Utech, U. and Fitzmaurice, S.P. (1991). *Journal of Sedimentary Petrology* 61, 1015–1028.

Dabkowski, J., Royle, S.H., Antoine, P., Marca-Bell, A. and Andrews, J. (2015). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 438, 277–284.

López-Blanco, C., Andrews, J., Dennis, P., Miracle, M.R. and Vicente, E. (2016). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 441, 882–889.

Martín Bello, L., Arenas Abad, C., Alonso Zarza, A.M. and Pardo Tirapu, G. (2016). En: *IX Congreso Geológico de España, Huelva. Geo-Temas* 16 (2), 637–640.

Osácar, M.C., Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Sancho, C., Auqué, L., Pardo, G., Lojen, S. and Cukrov, N. (2013). *Geogaceta* 54, 135–138.



Lacustrine stromatolites as multi-scale recorders of climate change: Insights from the Miocene Ebro Basin

Leticia Martin-Bello^{a,*}, Concha Arenas^a, Julian E. Andrews^b, Ana M. Alonso-Zarza^c, Alina Marca^b

^a Department of Earth Sciences, Institute for Research on Environmental Sciences of Aragón (IUCA) and Geotransfer group, University of Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain

^b School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, UK

^c Department of Petrology and Geochemistry, Faculty of Geology, Complutense University of Madrid, 28040 Madrid, Spain

ARTICLE INFO

Keywords:

Stromatolites
Stable isotopes
High resolution sampling
Lake level changes
Cyclicality
Climate changes

ABSTRACT

Sedimentological, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data from stromatolites in a lower and middle Miocene sequence from the Ebro Basin (N Spain) are used to assess the potential of ancient lacustrine stromatolite lamination as an archive of palaeoenvironmental and palaeoclimatic change. The isotopic evolution through the studied sequence supports a general trend toward less saline conditions with time. Stromatolites and muddy-grainy laminated limestones developed in lake water that underwent little renewal, compared with other carbonate facies. The palaeoclimatic value of the stable-isotope changes and concurrent textural variations in calcite stromatolite lamination is studied at different orders of cyclicality. Stromatolite lamination consists of simple laminae (dark dense, light dense and light porous) grouped into alternating composite light and dark laminae. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analyses in consecutive composite laminae (bulk sampling) yielded a cyclic pattern that mimics textural variations. Light laminae, with lower $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values, reflect higher precipitation/evaporation ratio (P/E) and more influence of biogenic ^{12}C . Dark laminae, with higher $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values, reflect drier conditions, more complete atmospheric CO_2 exchange with water and photosynthetic $^{12}\text{CO}_2$ uptake. Textural features of laminae support these results: the dark laminae are related to higher calcite saturation in lake water during drier periods. Isotopic values from high-resolution sampling through a 2.1-cm thick stromatolite reveal palaeoclimate variations at different temporal scales. Isotopic variation in 3rd order cyclicality of alternating light/dark simple laminae is recording seasonal P/E variations. Light and dark composite laminae (2nd order cyclicality) correspond to pluriannual dominantly-humid or -dry conditions, respectively. A gradual succession from light to dark composite laminae forms the 1st order cycles driven by decreasing P/E through longer pluriannual periods, resulting in lake level lowering. The stromatolites are thus recording lake level changes of centennial to millennial scale.

1. Introduction

The stable isotopic composition of microbial carbonates is potentially a powerful record of palaeoclimatic and paleoenvironmental conditions (Casanova and Hillaire-Marcel, 1992; Andrews et al., 1993; Vasconcelos et al., 2005; Petryshyn et al., 2012). However, most studies on marine (Park, 1976; Riding, 2000; Reid et al., 2003) or continental stromatolites (Sanz-Montero et al., 2008; Oliveri et al., 2010; Frantz et al., 2014; Lettéron et al., 2018) typically focus on their diverse macro-sedimentological character rather than on finer-scale attributes such as microbial lamination style and cyclicality. Moreover, detailed study of microbial lamination, when attempted, is commonly approached from a simple textural perspective (Adachi et al., 2017).

In this contribution we explore coupled textural and geochemical variation in microbial laminae, an approach that has so far mainly been

attempted on recent or sub-recent fluvial tufa stromatolites examples (Chafetz et al., 1991; Arp et al., 2010; Brasier et al., 2010; Dabkowski et al., 2015; Osácar et al., 2017; Rodríguez-Berriguete et al., 2018), with just a few studies of Phanerozoic stromatolites (Abell et al., 1982; Nehza et al., 2009; Arenas et al., 2015) or older stromatolite examples (Beukes and Lowe, 1989; Frank et al., 1997; Grotzinger and Knoll, 1999). Regardless of the age, the results of these studies are often not wholly satisfactory, particularly in the ancient record where there is not always consensus about the significance of the isotopic variations with time or even the environmental drivers (Kano et al., 2007; Osácar et al., 2013; López-Blanco et al., 2016).

This paper documents the concurrent textural and stable isotope changes that occur in Miocene lacustrine stromatolites of the Ebro Basin. These deposits formed in a closed lake system (Arenas and Pardo, 1999). The correlative changes are observed in laminated microfacies at

* Corresponding author.

E-mail address: leticia.martin.bello@gmail.com (L. Martin-Bello).

<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.05.001>

Received 13 September 2018; Received in revised form 30 April 2019; Accepted 1 May 2019

Available online 05 May 2019

0031-0182/ © 2019 Elsevier B.V. All rights reserved.

three different scales of cyclicity. In this palaeolake system, stromatolites are associated with muddy-grainy laminated limestones that developed at intermediate settings between high lake level (with freshwater carbonate deposition), and low lake level (with sulphate deposition) (Arenas and Pardo, 1999). Water level in closed lakes is controlled by the balance between inputs (mostly via precipitation and ground water) and outputs (mostly through evaporation), broadly the precipitation versus evaporation ratio (P/E) (Talbot, 1990; Arp et al., 2005; Nehza et al., 2009; López-Blanco et al., 2016). P/E oscillations may in turn be recorded by changes in facies types, thickness, texture, and stable isotope composition of the lacustrine deposits on different time scales, from long-term (e.g., facies associations, macrosequences or even genetic stratigraphic units) to short-term (e.g., at the lamination scale).

The aim of this work is to decipher the depositional, hydrological and climatic conditions recorded by stromatolites, from the scale of broad (metric) facies successions through to lamination at a millimetric scale. The study uses high-resolution carbon and oxygen stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) data as a basis to detect the lamina arrangement orders and to elucidate the parameters controlling isotopic and textural variations of different frequency cycles.

2. Stratigraphic, sedimentological and geological setting

The Ebro Basin, in the northeastern sector of the Iberian Peninsula (Fig. 1A), represents the youngest southern foreland basin of the Pyrenean Range (Riba et al., 1983). The basin fill comprises Palaeocene to Miocene marine and continental deposits. Oligocene to Miocene deposition was endorheic with alluvial, fluvial and lacustrine

sedimentation derived from the Pyrenean, Iberian and Catalan Coastal Ranges; from the middle-late Miocene the basin progressively opened to the Mediterranean Sea. One of the central uplands in the basin is the Sierra de Alcubierre, the study area for this work. The Miocene sequence of this Sierra is formed of approximately 600-m thick distal fluvial and closed lake lacustrine deposits with abundant stromatolites (Arenas et al., 1997).

The Palaeocene to Miocene succession in the Ebro Basin comprises eight tectosedimentary units (T1–T8; Muñoz et al., 2002; Pardo et al., 2004) of which units T5–T7 are present in the Sierra de Alcubierre (Fig. 1). These units comprise the Agenian to the Aragonian (equivalent to Aquitanian and Serravalian, respectively) (Muñoz et al., 2002; Pérez Rivarés, 2016). Unit T5 comprises 350 m of gypsum, marls, limestones and dolostones passing laterally into limestones and marls to the east and north and into fluvial mudstones and sandstones further north. Unit T6 comprises 135 m of limestones and marls that include gypsum beds in the southwestern part of the Sierra. Unit T7 is 110 m thick, formed of mudstone, sandstone, limestone, and marlstone. Representative stratigraphic sections are shown in Fig. 2.

The sedimentary facies of the Miocene lacustrine, palustrine, and fluvial successions in the central part of the Ebro Basin, were established by Arenas (1993) and Arenas and Pardo (1999). These facies (Fig. 3; Table 1) include: massive bioclastic limestones (Lm); bioturbated limestones (Lb); laminated limestones (Ll), with lenticular or wavy stratification (Ll.1), hummocky cross-stratification (Ll.2), and parallel lamination (Ll.3); marls (M); stromatolites (Ls); massive, rippled, and cross-stratified sandstones (Sm, Sr, St); nodular gypsum (Gn); and lenticular, rippled, and laminated gypsum (Glen, Gr, Gl). Oncolites (Lo) are also found in a few sites.

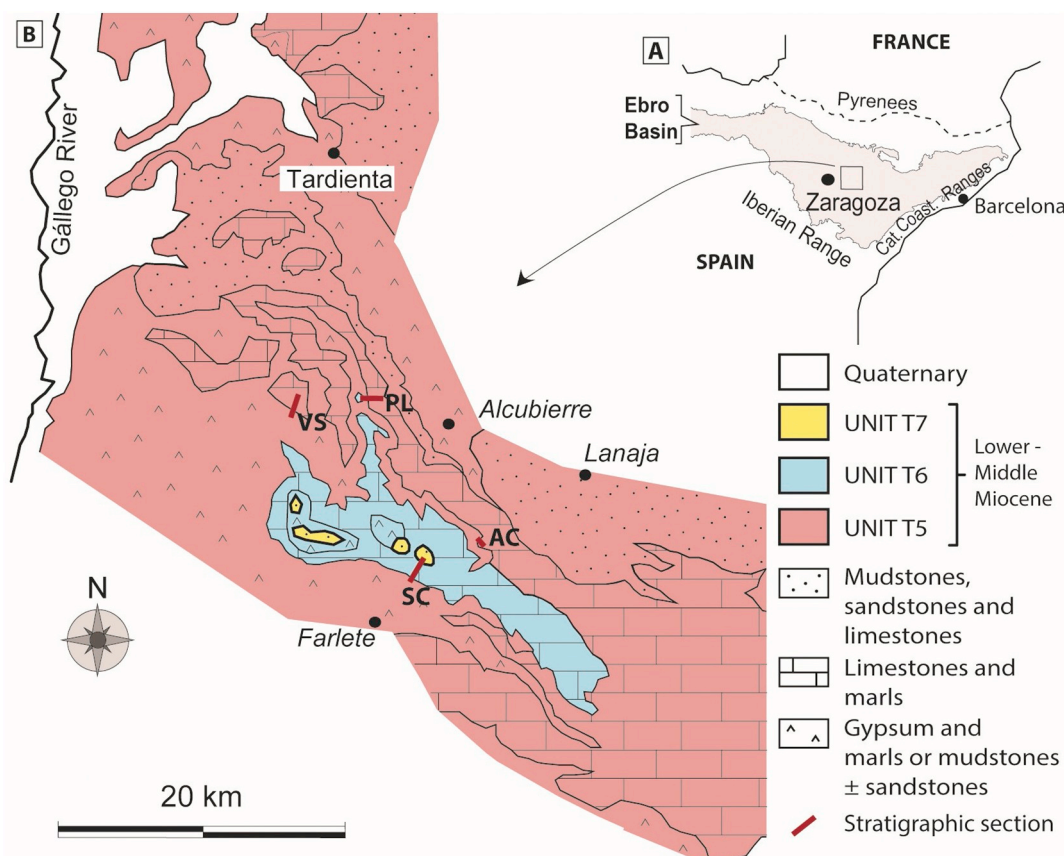


Fig. 1. A) Location of the Ebro Basin in the northeast of the Iberian Peninsula. B) Study area Sierra de Alcubierre and tectosedimentary units T5, T6 and T7 of the Miocene (Arenas and Pardo, 1999). Ages of the units are (Pérez-Rivarés et al., 2018): T5 between ~21.30 Ma (C6AAr.1r) and ~16.34 Ma (C5Cn.2n), T6 between ~16.34 Ma and ~14.44 Ma (C5ADn) and T7 begun ~14.44 Ma ago and spanned to C5ABn (13.608 to 13.363 Ma). The location of the sampled sections is indicated by a red line for Valle de Soler (VS), Puig Ladron (PL), San Caprasio (SC) and Aldea del correo (AC). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

SEDIMENTARY STRUCTURES and COMPONENTS

PRIMARY & DIAGENETIC

- ▬ Parallel lamination
- ∩ Symmetrical ripples
- ∪ Lenticular bedding
- ∩ Flaser bedding
- ∩ Trough cross-stratification
- ∩ Hummocky cross-stratification
- ▨ Oxidized crust
- ∩ Desiccation cracks
- ∩ Microkarstification
- ▴ Laminar chert
- Nodular chert
- ⊙ Gypsum nodules

BIOGENIC

- ∩ Ostracods
- ∩ Bioturbation
- ∩ Carbonaceous debris
- ∩ Stromatolite fragments
- ∩ Thin planar stromatolites
- ∩ Domed and stratiform stromatolites

LITHOLOGY

- ▨ Sandstones
- ▨ Ochre mudstones
▨ Green and grey marls
- ▨ Limestones (± dolostones)
- ▨ Nodular gypsum

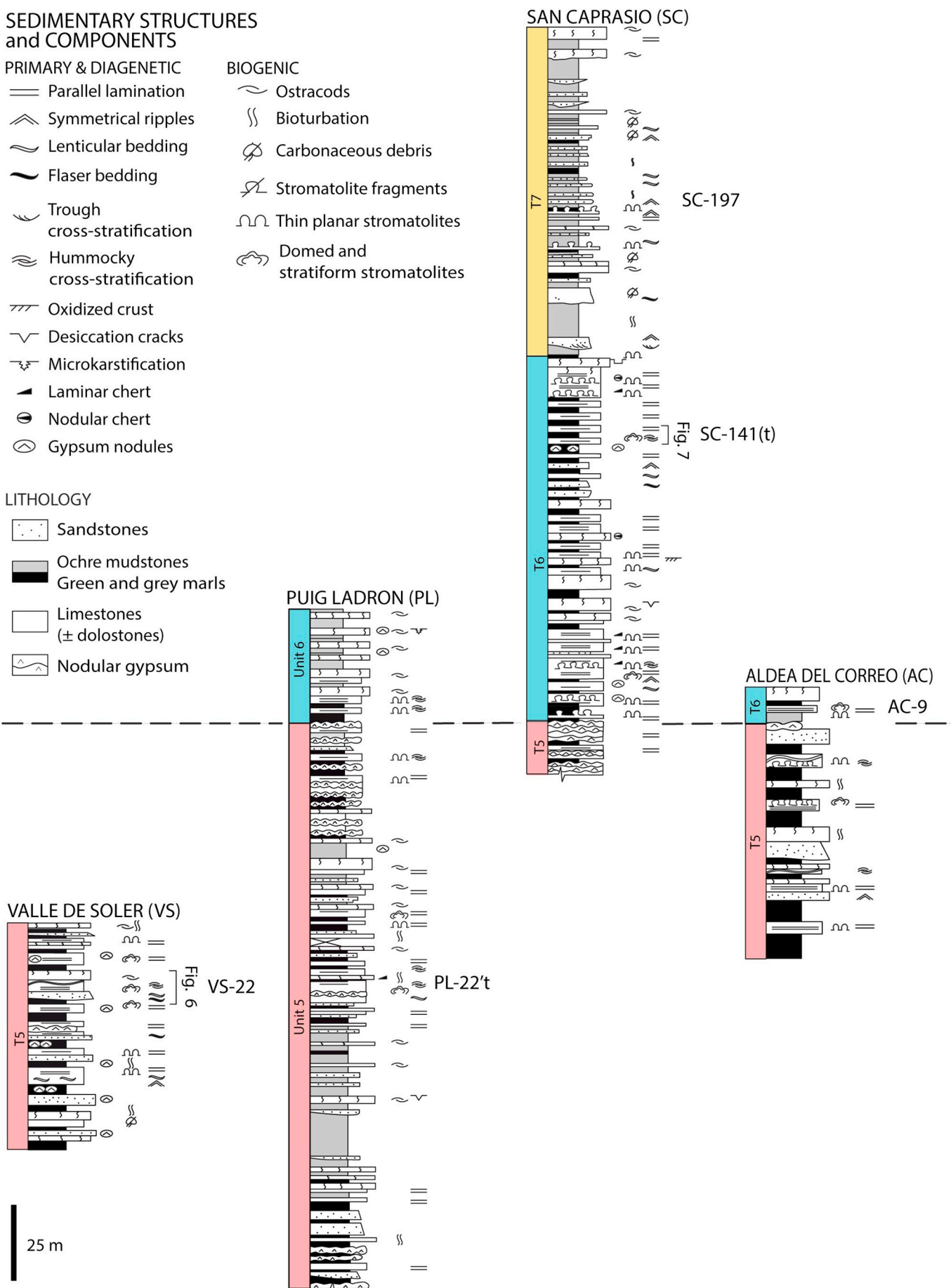


Fig. 2. Four representative stratigraphic sections from the Sierra de Alcubierre (modified from Arenas, 1993). Location of the sections in Fig. 1B. Stromatolite specimens VS-22, PL-22't, SC-141 t, SC-197 and AC-9 were sampled for the isotopic analyses. Position of the facies associations shown in Figs. 6 and 7 is also indicated.

One main lacustrine carbonate facies association was recognized (Arenas and Pardo, 1999): Ls- > Ll- > M (Sm)- > Ll (Ls)- > Lm- > Lb, which represent deepening up to the marls, and then shallowing (Fig. 4). Bioclastic lime muds formed in freshwater and produced massive limestones (Lm). The palustrine context and pedogenesis (bioturbated limestones, Lb) are associated with shallowing from Lm settings. In contrast, more saline conditions are associated with stromatolites and laminated limestones. The facies association (Fig. 4) thus records variations in salinity, which, in turn, are related to water level variations. These earlier interpretations were supported by facies-based bulk sample stable isotope compositions which yielded lower $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values for facies Lm and Lb and higher values for facies Ll and Ls (Arenas et al., 1997). Fair-weather versus storm-generated hydrodynamic conditions are also recorded by the three subfacies that compose the laminated limestones (Ll) (Arenas and Pardo, 1999). Laminated limestones with parallel lamination (Ll.3) and with lenticular or wavy stratification (Ll.1) formed in shallow lake areas during fair weather conditions. Laminated limestones with hummocky cross-stratification (Ll.2) formed under the influence of storm activity. Hydrodynamics may also influence distinct stromatolite morphologies: 1) microbial colonization after subaerial exposure and/or erosion in very

shallow to subaerial conditions, giving rise to thin planar stromatolites; 2) microbial growth during fair-weather periods within general storm-dominated conditions, causing the formation of thin planar stromatolites (Ls.1), stratiform stromatolites (Ls.2) or domed stromatolites (Ls.3) (Martin-Bello et al., 2019).

3. Lamina terminology

In this paper a simple lamina is considered “the smallest unit of layering”, up to 1 cm thick, with uniform texture, following Walter (1972) and Arenas and Jones (2017). In the study area, simple laminae, 0.04 to 2 mm thick, are separated from underlying and overlying laminae by boundaries that exhibit sharp and gradational changes in color and/or texture (Martin-Bello et al., 2019). Two or more simple laminae can be grouped into a composite lamina (Fig. 5), in which one lamina type is dominant (Arenas et al., 2015; Arenas and Jones, 2017). Each composite lamina is distinguished by variations in texture and color from the overlying and underlying laminae.

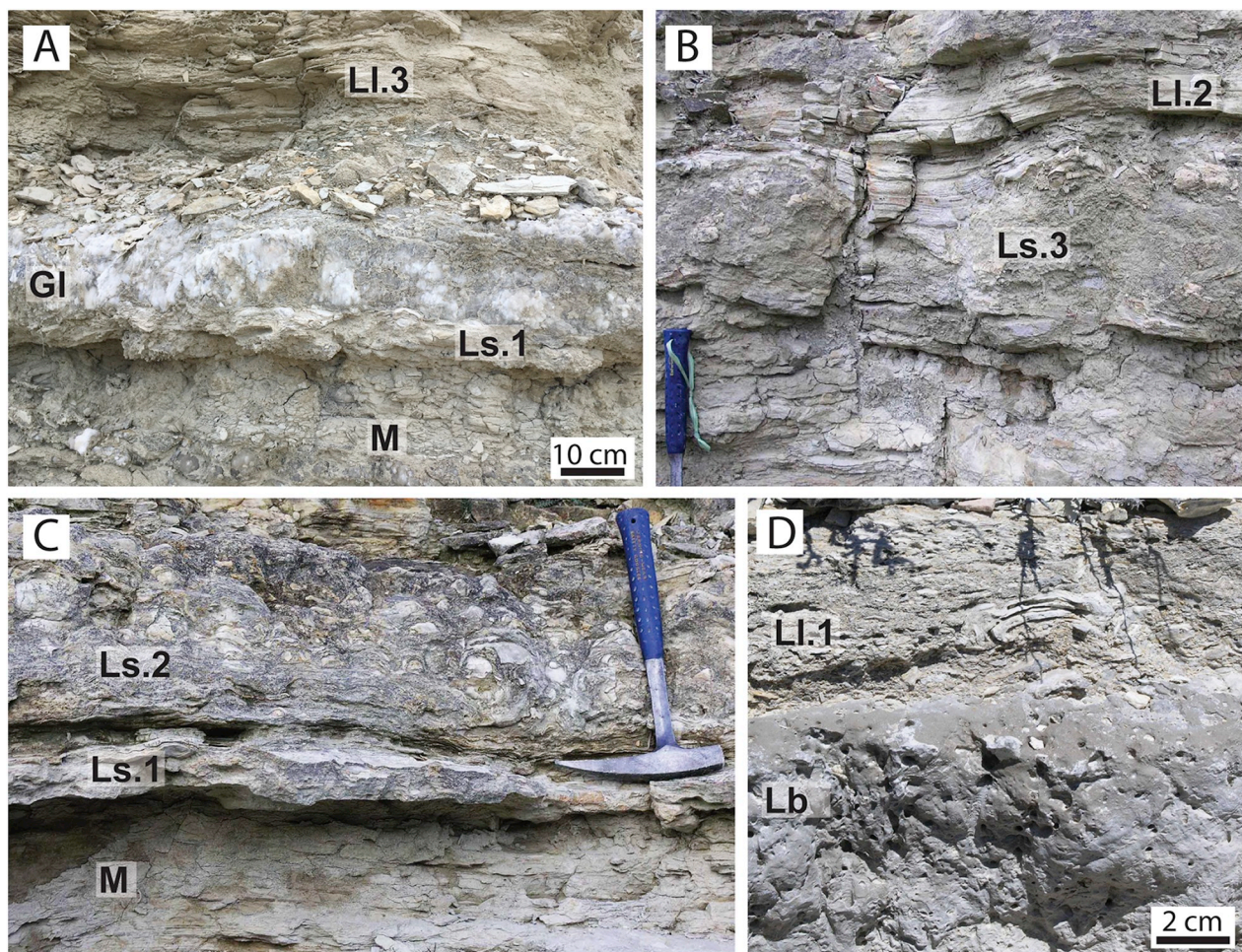


Fig. 3. Field views of the main facies in the Sierra de Alcubierre. A) Succession of marls (M), thin planar stromatolites (Ls. 1), laminar gypsum (Gl) and laminated limestones with parallel lamination (Ll.3). B) Succession of marls (M), thin planar stromatolites (Ls.1) and stratiform stromatolites (Ls.2). C) Succession of marls (M), thin planar stromatolites (Ls.1) and domed stromatolites (Ls.3). D) Laminated limestones with wavy stratification (Ll.1) and stromatolite fragments on top of bioturbated facies (Lb).

Table 1

Sedimentary facies, their textural and structural features, and depositional interpretation in the Sierra de Alcubierre, summarized from Arenas et al. (1997). Stable isotope values ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, ‰ VPDB) of the different facies (parenthesized values from Arenas et al., 1997).

Sedimentary facies	Texture and components	Sedimentary structures	Interpretation	Stable isotope composition			
				Units	N.	Calcite $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	Calcite $\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)
Bioturbated Limestones: Lb	Mudstones and wackestones. Gastropods, ostracods and charophytes	Bioturbation (root traces), desiccation cracks, nodules and breccias.	Palustrine conditions. Shallowing of previous fresh water ponded areas	T5	4	−2.5 ± 0.9	−5.6 ± 0.6
					(17)	(−3.1 ± 1.4)	(−6.1 ± 0.9)
Bioclastic massive limestones: Lm	Mudstones and wackestones. Gastropods, ostracods and charophytes	Massive, non-laminated. If present, weak bioturbation (root traces)	Freshwater, shallow lacustrine areas. Permanent water supply	T5	3	−1.6 ± 0.2	−4.8 ± 3.3
Laminated Limestones: Ll	Ll.1 Micrite and dolomicrite with mm to cm detrital laminae and lenses. Detritals include quartz, intraclasts, coated grains, ooids and bioclasts. Carbonate grains commonly form packstones and rare rudstones. Silicate grains constitute very fine to coarse sandstones	Lenticular or wavy stratification	Wave action during fair-weather conditions, above storm-surge level	T5	18	−1.3 ± 0.7	−2.8 ± 2.0
					(47)	(−1.9 ± 0.9)	(−2.9 ± 2.7)
					Ll.2	Hummocky cross stratification	Dominant storm-surge action below fair-weather wave level
Ll.3	Parallel lamination	Shore sheet flows or inner turbidite-like currents offshore					
Marls: M	Fine siliciclastic (clays and silts) sediment and lime mud. Gastropods, ostracods, charophytes and bioturbation	Structureless or with horizontal lamination or lenticular bedding	Settle-out of fine sediment in offshore lake areas in relation to water inputs	T5	4	−1.5 ± 1.3	−3.5 ± 3.3
Stromatolitic Limestones: Ls	Ls. 1 Boundstones. Lamination composed of simple laminae: dark dense micrite, light porous micrite to microsparite, and light dense micrite. Combined in composite dark and light laminae	Thin planar stromatolites	Microbial growth structures in shallow/marginal lacustrine areas. Moderate salinity waters and varying water depth and surge action	T5, T6 & T7	13	−2.7 ± 1.3	−4.7 ± 1.0
					(59)	(−1.7 ± 1.2)	(−3.2 ± 2.6)
					Ls. 2	Stratiform stromatolite	
Ls. 3	Domed stromatolite						
Oncolitic Limestones: Lo		Oncolites					
Mudstones: Fg, Fo	Green, grey and ochre. Siliciclastic sediment (clays and silts)	Structureless or parallel lamination	Nearshore lake areas or alluvial plains surrounding lacustrine areas. Locally deltaic deposits				
Sandstones: Sm, Sr and St	Siliciclastic sand-size sediment	Massive, rippled and trough-cross stratification	Sheet flows and channels of alluvial plain near or within the lake areas.				
Nodular gypsum: Gn	Alabastrine, saccharoid	Nodules, grouped in beds or isolated within other deposits	Evaporative processes in saline mud flats				
Lenticular Gypsum: Glen	Alabastrine, saccharoid	Scattered crystals and rarely forming laminae	Gypsum precipitation in water lake and interstitial within the sediment				
Rippled & Laminated Gypsum: Gr, Gl	Alabastrine, saccharoid	Parallel and rippled lamination, and lenticular bedding	Gypsum precipitation in hypersaline lake water				

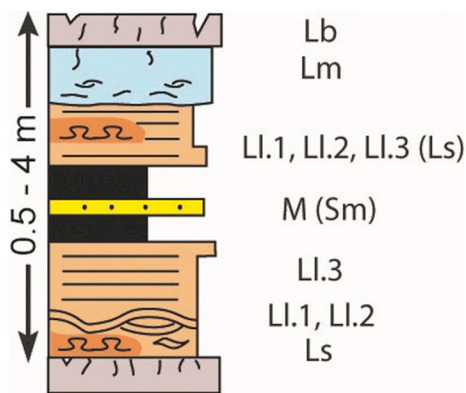


Fig. 4. Deepening and shallowing facies association distinguished in the Sierra de Alcubierre by Arenas and Pardo (1999). Facies symbols in Table 1.

4. Methods and materials

Thirty four stratigraphic sections (each ~1 m thick) containing stromatolites were measured in detail and sampled; 120 hand specimens were used to prepare thin sections that were used for textural characterization by petrographic microscope.

The mineralogy of the carbonate samples was determined by X-ray diffraction (XRD) using a D-Max Rigaku diffractometer equipped with a graphite monochromator and CuK α radiation (software JADE 7.5 Materials Data) at the *Servicio de Apoyo a la Investigación (SAI)* of the University of Zaragoza. All the samples presented in this study are calcitic with ~1% siliciclastic sediment (mostly quartz).

Samples to investigate evolution in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ were taken through successive beds from units T5 (succession containing VS-22) and T6 (succession containing SC-141). In addition, four stromatolite specimens from units T5 (PL-22't and VS-22), T6 (AC-9 and SC-141 t), and T7 (SC-197b) were taken for isotopic analyses in consecutive laminae. A total of 82 sub-samples were taken in the four stromatolites, with one sample taken per two or more simple laminae in the composite laminae (hereafter “bulk” samples). Around 100 μg of powdered sample was retrieved from each lamina, drilled from polished slabs using a 0.4 mm diameter micro-drill (Navfram model N120 Micromotor 25.000 rpm with electronic speed regulator). The samples were analysed on a Thermo Finnigan MAT-252 mass spectrometer at the *Serveis científico-tècnics* of the University of Barcelona (Spain). $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ were calibrated to the international reference scale Vienna Pee-Dee Belemnite (VPDB) using IAEA Certified Reference Material NBS-18 ($\delta^{13}\text{C}$ VPDB = -5.10‰ and $\delta^{18}\text{O}$ VPDB = -23.20‰) and internal laboratory standard RC-1 ($\delta^{13}\text{C}$ VPDB = $+2.83\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}$ VPDB = -2.08‰) and CECC ($\delta^{13}\text{C}$ VPDB = -20.77‰ and $\delta^{18}\text{O}$ VPDB = -17.56‰). Results are expressed as ‰ in δ notation relative to (VPDB), with a 1σ precision of ± 0.04 , ± 0.02 , and $\pm 0.03\text{‰}$ for the $\delta^{13}\text{C}$, and ± 0.06 , ± 0.09 , and $\pm 0.05\text{‰}$ for the $\delta^{18}\text{O}$, based on 8 to 9 repeated analyses of NBS-18, RC-1 and CECC, respectively, interspersed with the unknown samples. Results are shown in supplementary Table 1.

High-resolution sampling (HRS) of specimen PL-22't was done by serial milling using a hand-held microfile. Two hundred successive samples were taken through 21.4 mm of the upper part of the specimen and were directly comparable with 6 bulk samples through the same section. The thickness of the milled samples was ~137 μm . During HRS sampling, care was taken to mill individual laminae. In most cases this was successful although where the laminae were curved, minor cross contamination at lamina boundaries was possible.

HRS and the corresponding isotopic analyses were made at the University of East Anglia Stable Isotope Laboratory, UK. The samples were reacted with 103% phosphoric acid (H_3PO_4) at 90 °C in an automated common acid bath. The evolved CO_2 was purified and analysed

for $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ using a Europa SIRA II dual inlet isotope ratio mass spectrometer. The data are reported on the VPDB scale using IAEA Certified Reference Material NBS-19 ($\delta^{13}\text{C}$ VPDB = $+1.95\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}$ VPDB = -2.20‰), and internal laboratory standard UEACMST ($\delta^{13}\text{C}$ VPDB = $+1.99\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}$ VPDB = -2.05‰). Results are expressed in δ ‰ VPDB), with a 1σ precision of $\pm 0.05\text{‰}$ for the $\delta^{13}\text{C}$ and the $\delta^{18}\text{O}$ based on standard replicates (8 repeated analyses within each set of samples), and are shown in supplementary Table 2.

5. Textural characteristics and lamina arrangement

The stromatolites contain mostly micritic and microsparite laminae with some minor fibrous calcite (Fig. 5; Martin-Bello et al., 2019). Four simple lamina types are present:

- **Dark dense micrite laminae** (0.04–0.53 mm thick): dark grey micrite with little lateral lamina thickness variation; sharp upper lamina boundaries and more gradational lower boundaries (Fig. 5). Micrite consists of densely packed, mainly subhedral 2 μm calcite crystals and 0.3 μm anhedral rounded crystals. Small pores (up to ~50 μm long) may be elongated parallel and perpendicular to the lamination.
- **Light porous/clotted micrite to microsparite laminae** (0.08–1.32 mm thick): composed of micrite and microsparite forming clots or peloids (Fig. 5B); lateral lamina thickness variation most marked at dome apices. Peloids are 10–20 μm diameter, composed of rhombohedral crystals with a pseudo-radial disposition, of variable sizes and shapes, ~1 μm in the center and 3–5 μm near edges. Pores between peloids are 5 to 10 μm across with porosity usually increasing upward.
- **Light dense micrite laminae** (0.11–1.89 mm thick): light grey or brown micrite, with irregular lateral lamina thickness variation. Quartz grains and clay minerals are present along with intraclasts, bioclasts and ooids.
- **Fibrous laminae** (0.01–0.34 mm thick): elongate crystals with long axes perpendicular to lamination, forming a fibrous microfabric. This type of laminae occurs only alternating with dark dense micrite laminae, and grading laterally into some dome/column apices.

The principal lamina types discussed here —micrite and microsparite laminae— typically occur as alternating light and dark laminae couplets, the color variation mainly reflecting opacity caused by differing crystal sizes and porosity (Fig. 5E, F). Pores typically remain empty, except from a 10 μm thick subhedral microsparite rim. The exception is in the San Caprasio, Barranco de la Loba, Puig Ladrón and Lasfachastis samples where gypsum crystals (poikilotopic or microcrystalline) plug porosity.

The simple micrite and microsparite laminae can combine to form two types of composite laminae:

- **Dark composite laminae** (DCL) (0.3–2.8 mm thick) formed of: (1) dark dense micrite laminae with intercalated thinner light porous/clotted micrite to microsparite laminae (Fig. 5A), or (2) successive dark dense micrite laminae (Fig. 5B).
- **Light composite laminae** (LCL) (0.6–6.4 mm thick) formed of: (1) a thick light porous lamina with thin dense dark simple lamina intercalations (Fig. 5B), or (2) an alternation of porous and light dense laminae (Fig. 5A).

Boundaries between simple laminae (including those in composite laminae) are gradational between the light dense and light porous lamina, and from light (either type) to dark laminae. Boundaries from dark to the light laminae are sharp. Lamination patterns in the stromatolites are as follows (Martin-Bello et al., 2019, based on Monty, 1967):

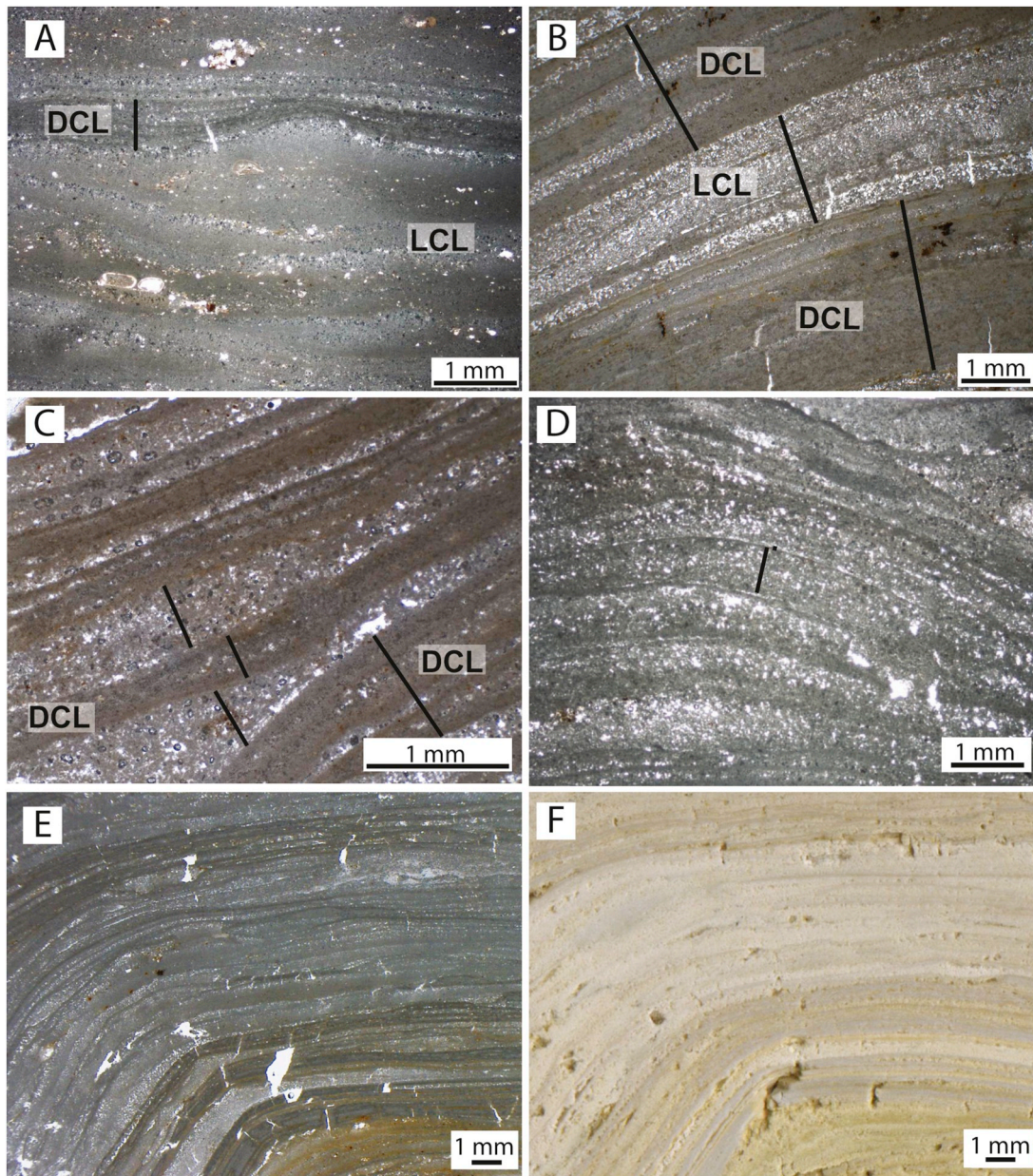


Fig. 5. Textural variations between the different types of laminae. A) Composite alternating lamination; light porous and light dense alternation forming light composite laminae (LCL) and dark dense laminae with intercalated thinner light porous laminae forming dark composite laminae (DCL). B) Composite alternating lamination; porous laminae with thin dark dense intercalations (LCL) and the succession of dark dense laminae (DCL). C) Composite alternating lamination; dark composite laminae (DCL) alternating with porous simple laminae (LP). D) Simple alternating lamination between dark dense and light porous laminae. E) and F) Textural and color variations of the same sample, from thin section under petrographic optical microscope (E) and polished section under binocular microscope (F).

- **Simple alternating lamination.** Alternating dark dense and light porous simple laminae (Fig. 5D).
- **Cyclothemical lamination.** Succession of cycles, each consisting of a light dense lamina at the base, followed by a light porous simple lamina and a dark dense simple lamina at the top.
- **Composite alternating lamination.** Alternating dark composite laminae and light, either simple or composite, laminae (Fig. 5A, B and C). The dark and light composite laminae can be of either type (see above).

6. Results

6.1. Isotopic analyses

Facies-scale carbonate isotopic compositions have broad ranges of

$\delta^{13}\text{C}$ ($-6.4\text{‰} < \delta^{13}\text{C VPDB} < +0.4\text{‰}$) and $\delta^{18}\text{O}$ ($-9.0\text{‰} < \delta^{18}\text{O VPDB} < +3.9\text{‰}$); $n = 189$. The lower values are those of massive and bioturbated bioclastic facies (mean $-3\text{‰} \delta^{13}\text{C}$ and $-6\text{‰} \delta^{18}\text{O}$; $n = 32$). The higher values are those of stromatolites and laminated limestones (mean $-1.7\text{‰} \delta^{13}\text{C}$ and $-3.2\text{‰} \delta^{18}\text{O}$; $n = 145$). Marls have intermediate values (mean $-1.9\text{‰} \delta^{13}\text{C}$ and $-2.5\text{‰} \delta^{18}\text{O}$; $n = 12$). These means (Table 2) include both the new Sierra de Alcubierre data and those of Arenas et al. (1997).

6.1.1. Stable isotopic composition of facies successions

To understand the broad environmental conditions of stromatolite growth, isotopic variation was studied in a shallowing cycle VS-21 to 24 (hereafter succession VS; Fig. 6) and a deepening cycle SC-141 to 143 (hereafter succession SC; Fig. 7). Both cycles include different facies (Lb, Lm, Ll, M, and Ls; Table 1) and are directly comparable to the

Table 2

Mean values and ranges of stable isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, ‰ VPDB) of composite light and dark stromatolite laminae for each of the specimens (SC-197b, SC-141, AC-9, PL-22't and VS-22) in the three tectosedimentary units (T5, T6, and T7).

Unit	Sample	Light laminae (‰ VPDB)				Dark laminae (‰ VPDB)				Correl. Coeff.	N	p value
		$\delta^{13}\text{C}_{\text{mean}}$	$\delta^{13}\text{C}$ –range	$\delta^{18}\text{O}_{\text{mean}}$	$\delta^{18}\text{O}$ –range	$\delta^{13}\text{C}_{\text{mean}}$	$\delta^{13}\text{C}$ –range	$\delta^{18}\text{O}_{\text{mean}}$	$\delta^{18}\text{O}$ –range			
T7	SC-197b	−4.1	−4.7 to −3.7	−6.3	−7.1 to −4.9	−4.3	−4.6 to −4.0	−5.6	−6.5 to −5.0	−0.9	10	0.0005
T6	SC-141	−1.9	−2.0 to −1.6	−5.0	−5.4 to −4.4	−1.5	−1.8 to −1.3	−4.4	−4.8 to −4.1	+0.7	12	0.025
	AC-9	−1.2	−1.3 to −1.1	−4.2	−4.5 to −3.8	−1.0	−1.3 to −0.9	−3.8	−4.0 to −3.4	+0.5	19	0.01
T5	PL-22't	−0.9	−1.0 to −0.7	−5.1	−5.4 to −4.7	−0.5	−0.5 to −0.5	−4.1	−4.3 to −4.1	+0.9	11	0.0005
	VS-22	−1.4	−1.5 to −1.2	−3.9	−4.2 to −3.6	−1.0	−1.2 to −0.9	−3.4	−3.8 to −3.1	+0.5	30	0.0005

facies associations of Arenas et al. (1997; Fig. 4).

In succession VS, from unit T5 (Fig. 6), $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ are broadly covariant ($r = 0.8$, $n = 8$, $p = 0.01$), with temporal evolution toward lower values. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in succession SC (unit T6, Fig. 7) are also covariant ($r = 0.8$, $n = 9$, $p = 0.01$) in all, but the 2 basal samples. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values are higher in marls and then a decrease upward to the laminated limestones and stromatolites, followed by a gradual temporal evolution toward lower values in the younger marls.

6.1.2. Bulk-sampling $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analyses in stromatolites

Stromatolite samples included stratiform (Ls.2) types in unit T5 (Puig Ladrón and Valle de Soler sections; Fig. 8), a domed stromatolite (Ls.3, specimen AC-9, Aldea del Correo section) and a thin planar

stromatolite (Ls.1, specimen SC-141t, San Caprasio section) both from unit T6 (Fig. 9), and a thin planar stromatolite (Ls.1, specimen SC-197b, San Caprasio section) from unit T7 (Fig. 10).

$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values for successive composite light and dark stromatolite laminae in units T5 and T6 have similar ranges (Table 2) with $\delta^{13}\text{C}$ between −2 and −0.5‰ and $\delta^{18}\text{O}$ between −5.4 and −3‰. In unit T7 $\delta^{13}\text{C}$ is between −4.7 to −3.9‰ and $\delta^{18}\text{O}$ between −7.1 to −4.9‰ (Figs. 8, 9 and 10).

The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of successive composite light and dark laminae in units T5 and T6 specimens (Figs. 8 and 9) are positively correlated (Table 2). They show a cyclic pattern with light composite laminae having lower values than dark composite laminae (Table 2). The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data from T7 are negatively correlated, with light

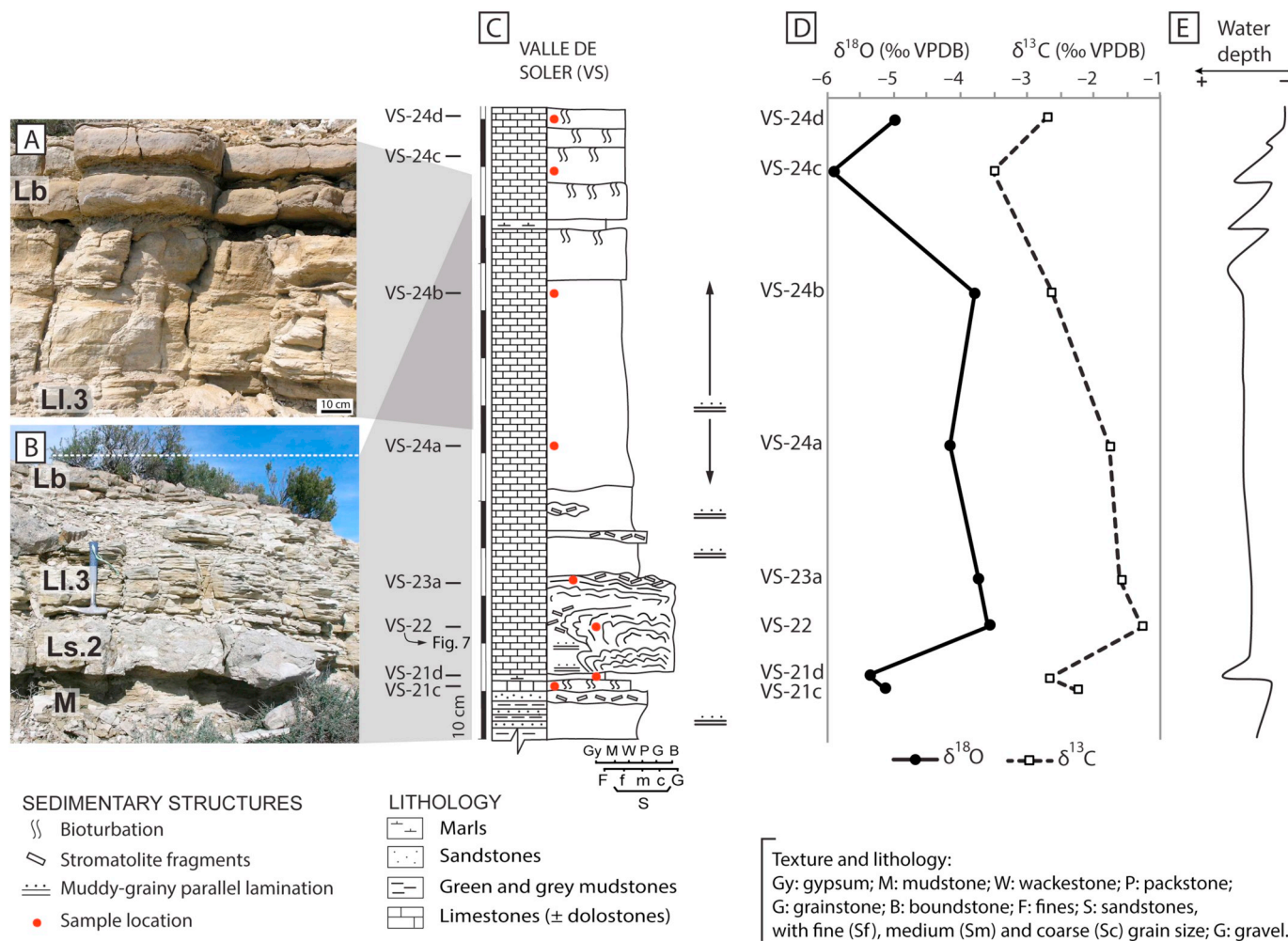


Fig. 6. Facies succession VS from unit T5. A) Field view of bioturbated and laminated limestones of the upper part of the succession. B) Field view of marls, stromatolite and laminated limestones of the lower part of the succession. The hammer is 33 cm long. C) Detailed vertical facies succession from VS section. D) Stable isotopic data from the different facies of the facies succession. E) Water depth evolution inferred from sedimentary facies and stable isotope composition.

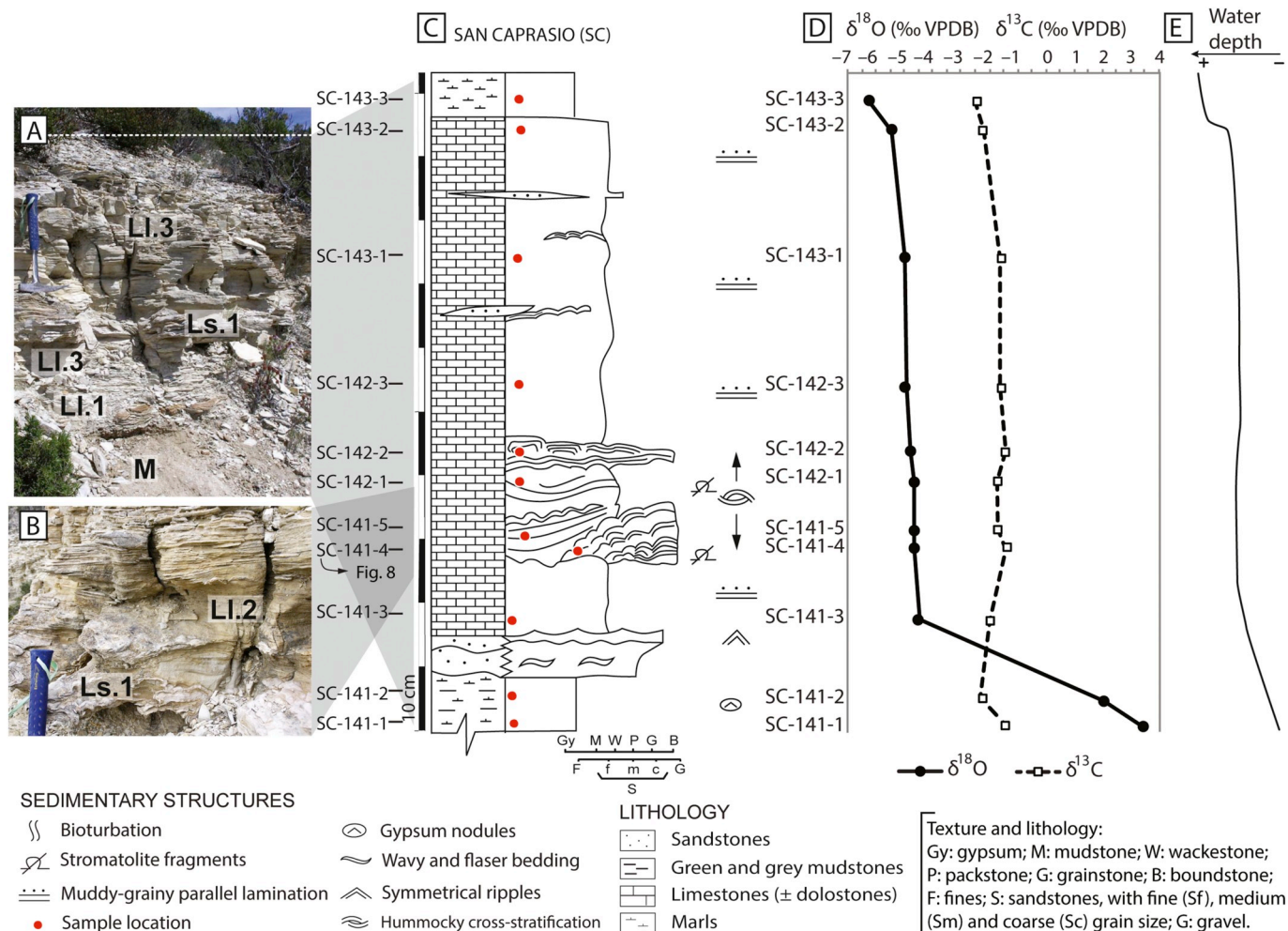


Fig. 7. Facies succession SC from unit T6. A) Field view of the whole facies succession. The hammer is 33 cm long. B) Field view of stromatolite and laminated limestones of the lower part of the succession. C) Detailed vertical facies succession from San Caprasio section. D) Stable isotopic data from the different facies of the facies succession. E) Water depth evolution inferred from sedimentary facies and stable isotope composition.

composite laminae having higher $\delta^{13}\text{C}$ values than dark composite laminae (Table 2).

6.1.3. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ from high-resolution sampling (HRS)

$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values from HRS correspond to the upper part of specimen PL-22't (Fig. 8A). HRS $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values are consistent with bulk isotopic analyses of the same specimen (Fig. 11). Individual HRS values range from -3.5 to -5.5‰ for $\delta^{18}\text{O}$, and from -0.3 to -1.2‰ for $\delta^{13}\text{C}$ (Table 2 suppl.). The $\delta^{18}\text{O}$ of light laminae are close to -5‰ with a minimum of -5.3‰ , while dark laminae have higher values, close to -4‰ , with a maximum of -3.5‰ (Fig. 10).

The difference between the mean HRS values of the dark and light laminae is 0.4‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and 0.2‰ for $\delta^{13}\text{C}$. Correlation between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ is highly significant, with $r = 0.8$ ($n = 202$, $p = 0.0005$). The trend of the HRS $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values from base to top is toward higher values, with a net change of $\sim 0.9\text{‰}$ (Fig. 11B) consistent with that of the bulk samples (Fig. 11C).

7. Cyclicity of HRS isotopic values

Three scales of cyclic variation are evident from the HRS data. At higher frequency (3rd order), there are groups of consecutive lower isotopic values that correspond to light, either porous or dense, simple laminae. They alternate with groups of consecutive higher isotopic values that correspond to dark dense simple laminae (e.g. samples

66–74, 75–80 and 92–94, Fig. 11). This cyclicity is also detected at lower frequency (2nd order), at the scale of composite laminae (LCL and DCL in Fig. 11). Groups of alternating light and dark simple laminae with higher values ($\delta^{18}\text{O} -5.1$ to -3.5‰ and $\delta^{13}\text{C} -1.1$ to -0.3‰), correspond to dark composite laminae (samples 11–17, 66–106 and 133–156 in Fig. 11B), while groups of alternating light and dark simple laminae with lower values ($\delta^{18}\text{O} -5.3$ to -4.2‰ and $\delta^{13}\text{C} -1.2$ to -0.4‰), correspond to light composite laminae (samples 1–10, 18–65, 107–132 and 157–202 in Fig. 11B). In general, the passage from dark to light composite laminae correspond to sharper isotopic changes than the more gradual isotopic changes in the passage from light to dark laminae (Fig. 11). The lowest frequency (1st order) cyclicity results from the succession of light and dark composite laminae, with increasing-upward isotopic values (Fig. 11B).

8. Overview of drivers for isotopic variability in closed lakes

The carbon and oxygen isotope compositions of carbonate sediments in lakes are controlled by a number of source and process effects.

The $\delta^{18}\text{O}$ of CaCO_3 (e.g., calcite) is controlled by $\delta^{18}\text{O}$ and temperature of the water body in which calcite precipitates (Faure, 1998). The $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ values in closed lake systems, as in this study, principally reflect the $\delta^{18}\text{O}$ composition of the lake water, influenced by the average $\delta^{18}\text{O}$ composition of precipitation (rainfall) in the basin, and the amount of evaporation, especially in arid regions (Kelts and Talbot,

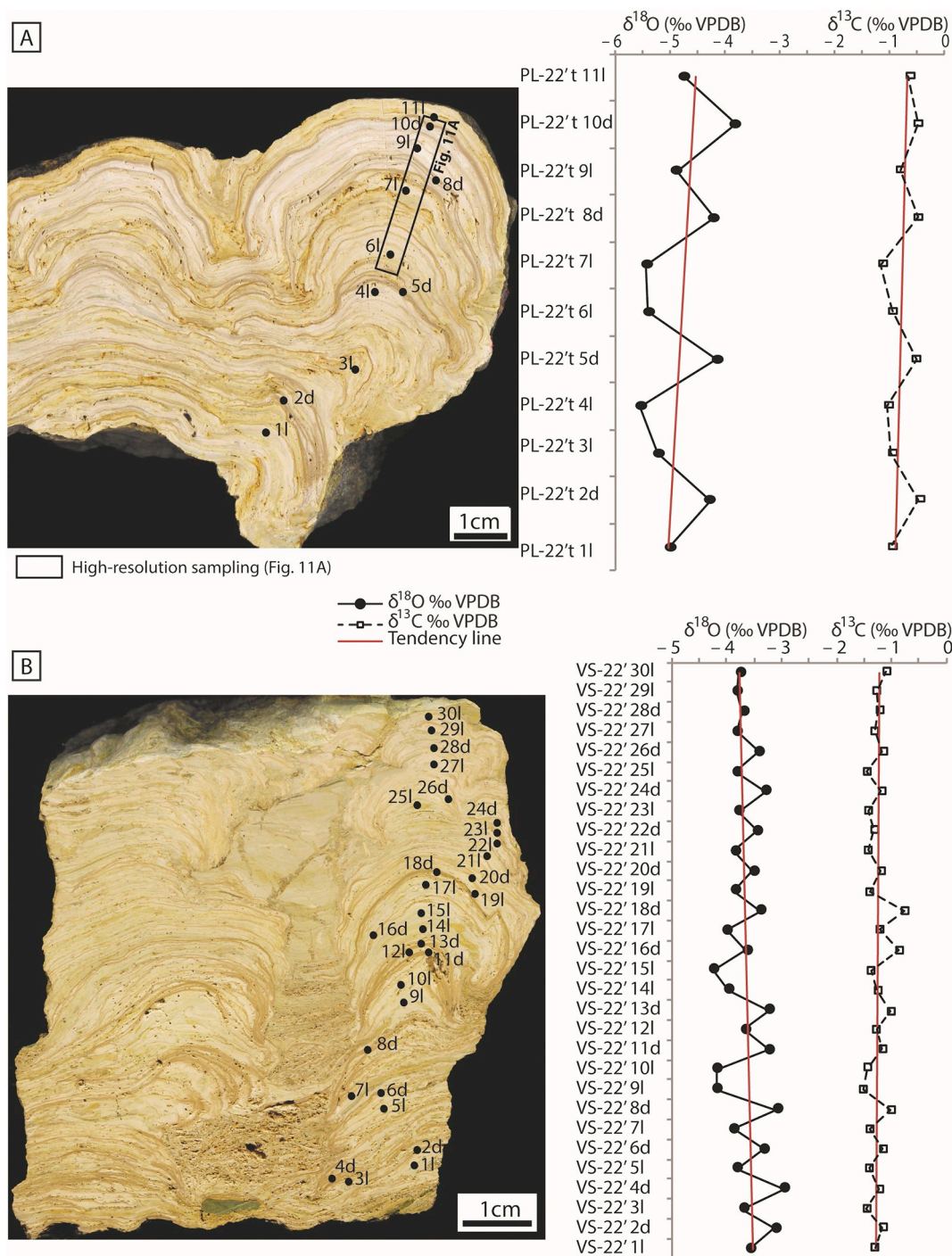


Fig. 8. Bulk sampling analyses from stromatolite specimens in unit T5. A) Cross section of specimen PL-22't (left panel) with sampling microboreholes and location of Fig. 10B. Right panel shows stable isotope profile. B) Cross section of specimen VS-22' (left panel) with sampling microboreholes and stable isotope profile (right panel).

1990; Leng and Marshall, 2004). The effects of evaporation are also related to the residence time of the lake water (i.e., time between recharge intervals). Long residence times allow the effects of evaporation (preferential removal of ^{16}O from the water body) to intensify, resulting in progressive increase in $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$. In contrast, frequent recharge episodes (shorter residence times) renew the lake water with meteoric water (relatively enriched in ^{16}O), resulting in lower $\delta^{18}\text{O}$ of the lake water and of any calcite precipitated from it. As a result, the effects of temperature-dependent isotopic fractionation on $\delta^{18}\text{O}$ of calcite precipitated in closed lakes are not as marked as they are in hydrologically open systems. Moreover, under arid and hot conditions, temperature

effects on $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ are opposite to those of evaporation. Therefore, in closed lakes $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ values are not a direct record of temperature variations, rather they record the stronger influence of evaporation on $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ (López-Blanco et al., 2016; Vázquez-Urbez et al., 2013).

Lacustrine carbonate $\delta^{13}\text{C}$ reflects a combined signal from diverse carbon sources to, and processes in, the lake water (Li and Ku, 1997; Leng and Marshall, 2004; Arp et al., 2005). The dissolved inorganic carbon (DIC) isotopic composition controls the resulting carbonate precipitate composition. The $\delta^{13}\text{C}$ of the DIC pool is mainly controlled by the inflowing water composition, the CO_2 exchange between the lake water and the atmosphere, and the CO_2 derived from the

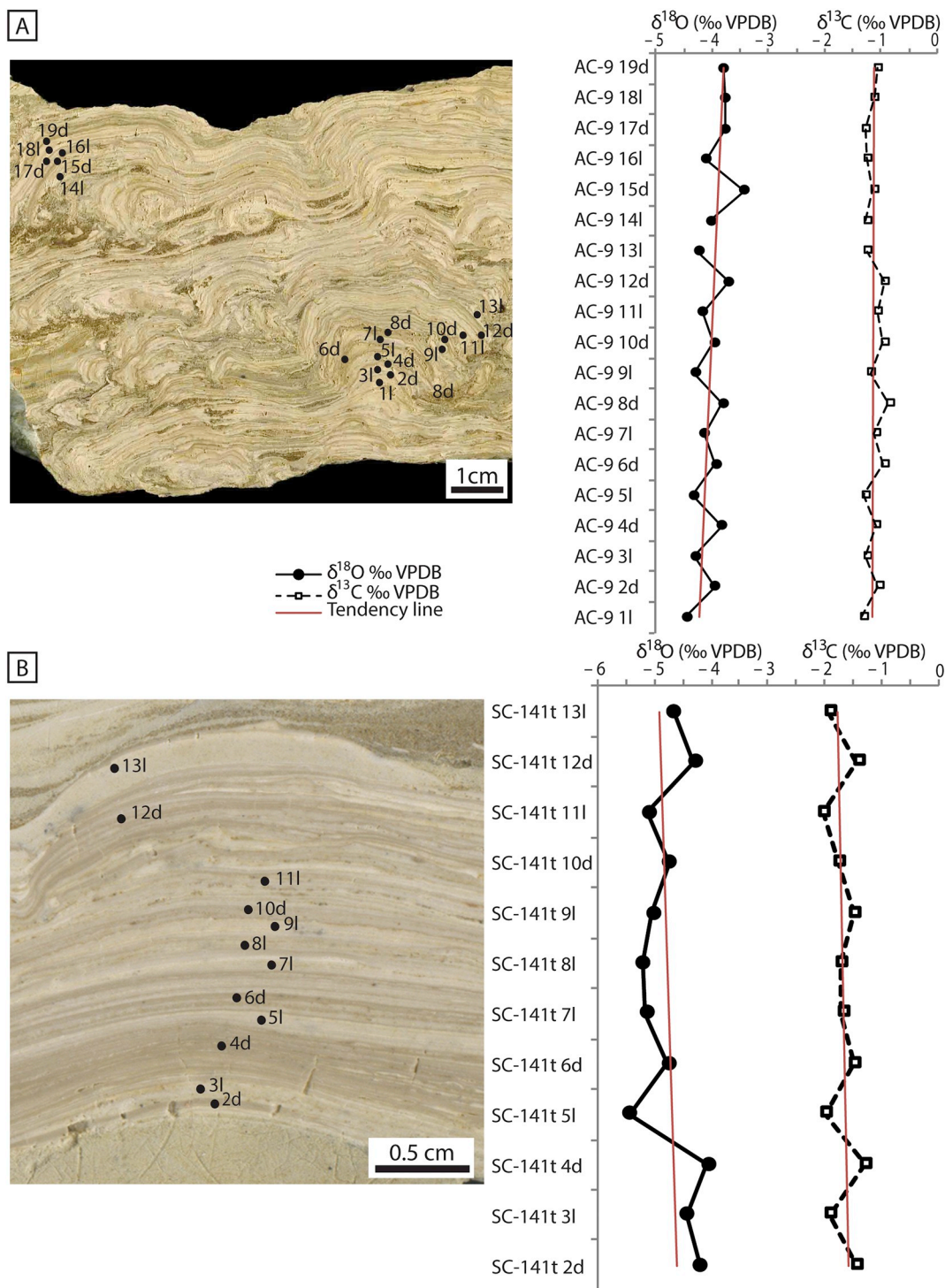


Fig. 9. Bulk sampling analyses from stromatolite specimens in unit T6. A) Cross section of specimen AC-9 with sampling microboreholes and stable isotope profile. B) Cross section of specimen SC-141 t with sampling microboreholes and stable isotope profile.

degradation of the organic matter (Kelts and Talbot, 1990; Leng and Marshall, 2004). Karst weathering of catchment marine limestones is the basis of the DIC pool, and typically the DIC has a value close to 0‰ (Leng and Marshall, 2004). In this case study, drainage was from Pyrenean carbonates, but the precise isotopic composition of the DIC is unknown because of the variety of marine carbonate rocks that may have contributed to it, spanning from Triassic to Paleogene. The DIC $\delta^{13}\text{C}$ is then modulated by isotopic effects and exchange. In middle-low latitude lacustrine systems, soil derived CO_2 is a major source of ^{12}C that decreases both the $\delta^{13}\text{C}$ of the DIC and any CaCO_3 precipitating

from it (Faure, 1998). Conversely, extensive equilibration between atmospheric CO_2 and lake water, evaporation, and photosynthetic CO_2 -uptake in the water column all increase $\delta^{13}\text{C}$ values of the DIC and any CaCO_3 precipitating from it (Leng and Marshall, 2004).

Lake carbonates that show noticeable covariation of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$, as in the stromatolites studied herein, are considered to have formed in hydrologically closed conditions, with a strong evaporation effect (Talbot, 1990; Kelts and Talbot, 1990; Arp et al., 2005).

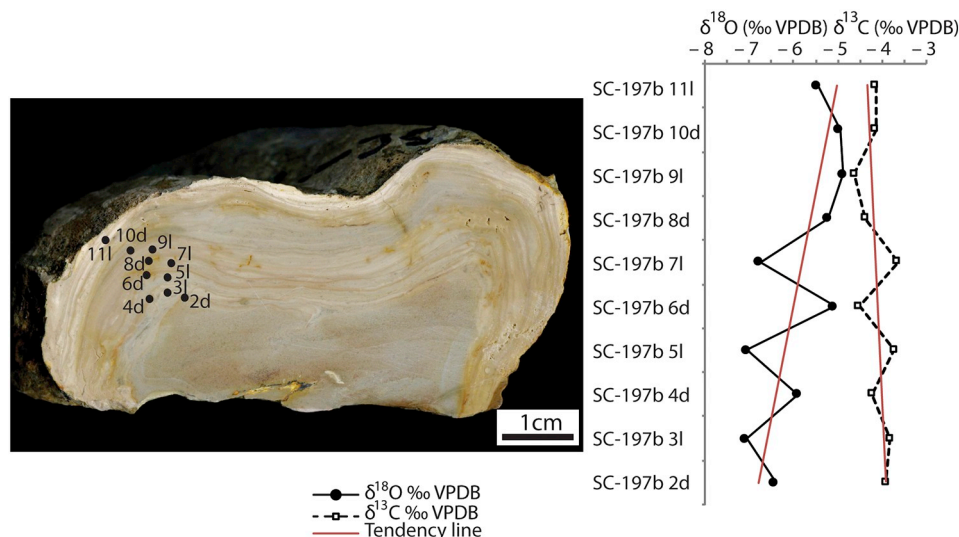


Fig. 10. Bulk sampling analyses from stromatolite specimen in unit T7. Cross section of specimen SC-197b with sampling microboreholes and stable isotope profile.

9. Discussion

The interpretation of stable isotope data in ancient samples is contingent on assumptions regarding water temperature and kinetic effects caused by potentially variable rates of calcite precipitation. In the following discussion we assume that isotopic variability is mostly a product of near-equilibrium conditions, although we accept that non-equilibrium effects could have contributed to some of the variation. This approach is constrained to some extent by our knowledge of modern tufa stromatolites in the River Piedra (Spain) where tufa precipitation rates are high (≈ 1.4 cm/yr; Arenas et al., 2014). Despite high tufa precipitation rates, the coherence between measured and calculated water temperatures from $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ vouch for calcite precipitation close to equilibrium in the modern tufa (Osácar et al., 2013, 2016).

In closed lake basins the effects of evaporation produce a larger magnitude shift in $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ than temperature fractionation (Kelts and Talbot, 1990; Leng and Marshall, 2004). Therefore, $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ of closed lake basins mostly reflects the P/E ratio, with temperature effects either obscured, smoothed or blurred. (López-Blanco et al., 2016; Vázquez-Urbez et al., 2013). It is thus difficult to infer the isotopic signature of the drainage water entering the lake: the lower $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ values of freshwater sedimentary facies should be closest to a drainage/meteoric water composition albeit contingent on an unknown water temperature.

Variation in calcite precipitation rates can influence calcite $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic via disequilibrium effects (e.g., Tremaine et al., 2011; Kele et al., 2015). Generally, isotopic equilibrium is thought difficult to achieve when precipitation rates are high, but the issue is complex (DePaolo, 2011).

9.1. Long-term depositional environmental evolution

Stromatolites and laminated limestones in this study have the heaviest isotopic compositions consistent with the interpretation of Arenas et al. (1997) in which stromatolites and laminated facies developed during periods characterized by a longer residence time of the lake water and intense evaporation (i.e., low P/E ratio). Bioclastic and bioturbated limestones developed during less intense evaporation periods and more frequent water renewal leading to dilution and relative increase in lake level (i.e., high P/E ratio).

In succession VS, in unit T5 (Figs. 2 and 6), the facies evolution reflects an overall shallowing that is corroborated by changes in stable isotope composition through time. The shallowest conditions (lower

$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) correspond to bioturbated facies displaying desiccation cracks, breccias and Fe-rich oxidized surfaces, reflecting periodic sub-aerial exposure. The stromatolites correspond with heavier isotope compositions (Fig. 6) indicating more saline conditions, followed by an upward trend toward lower $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values consistent with developing freshwater conditions (massive and bioturbated facies). This passage to freshwater conditions implies a relative deepening (decrease in isotopic values for Lm) followed by a shallowing to more palustrine conditions (increase in isotopic values for Lb).

Facies evolution in succession SC, in unit T6 (Figs. 2 and 7), corresponds to a deepening process. It is supported by the sharp change from higher (positive) $\delta^{18}\text{O}$ values of the basal mudstones representing saline mud flats, to progressively lower $\delta^{18}\text{O}$ values of laminated limestones and stromatolite facies, reflecting flooding by meteoric sourced drainage water (Casanova and Hillaire-Marcel, 1992) culminating in the lowest values in the uppermost marls.

When isotopic data from stromatolites throughout the studied succession are compared (Fig. 12) it is clear that unit T5 and T6 stromatolites mostly have higher values than those from unit T7 (Fig. 12B). This result is consistent with both the interpretations of Arenas et al. (1997) and with evolution toward less saline lacustrine environments from unit T5 to T7 (Arenas and Pardo, 1999). This trend suggests a change toward more humid climate conditions and, in the case of unit T7, accompanying increase of alluvial distal deposits from the progradation of a northern fluvial system (Arenas et al., 1997).

The strong positive correlation between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in units T5 and T6 (Figs. 8 and 9) is consistent with a closed lake depositional context. $\delta^{18}\text{O}$ is controlled mostly by variation in P/E (cf., Talbot, 1990; Frantz et al., 2014; Jones et al., 2016; López-Blanco et al., 2016) while $\delta^{13}\text{C}$ is likely recording the effects of water-atmosphere CO_2 -exchange and of biological-derived ^{12}C contributions (Leng and Marshall, 2004).

The negative correlation between unit T7 $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 10) suggests that this stromatolite formed in a lake with more frequent water renewal and shorter water residence time. This local setting was favored by an overall more humid climate as inferred from the lower isotope values (Fig. 12B) and the almost invariant $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ through unit T7 in the Sierra de Alcubierre (cf., Arenas et al., 1997). This more humid context is also recorded in other continental basins in Spain in deposits partly correlative with unit T7 (e.g., the upper unit in the Madrid Basin; Alonso-Zarza et al., 2004).

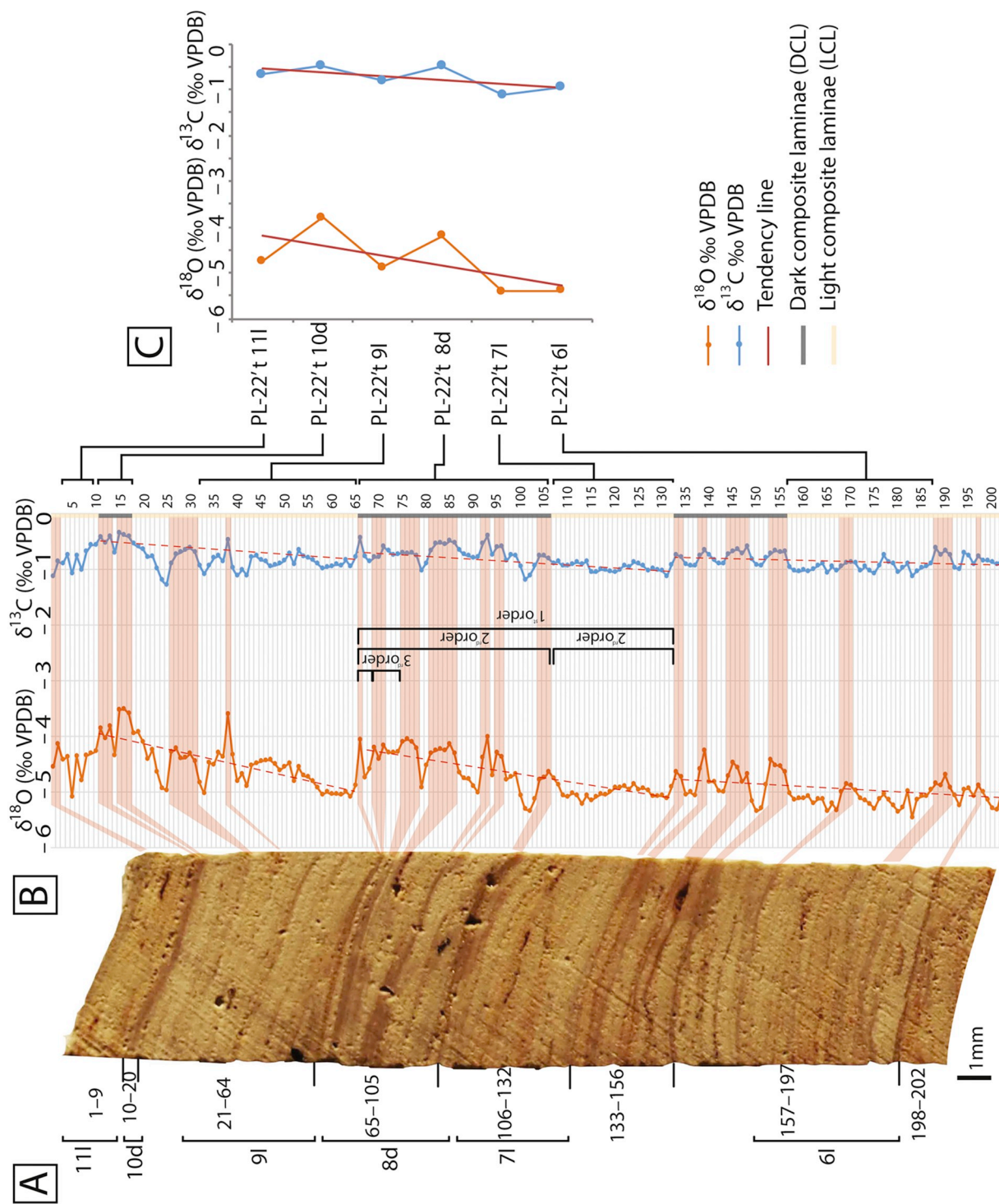


Fig. 11. High-resolution sampling (HRS) stable isotope data from a portion of stromatolite PL-22't (see Fig. 7A). A) Polished tablet for HRS with location of bulk analysis and the ranges of samples. B) HRS $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ analyses correlated with their position in the polished tablet. Three orders of cyclicity are indicated: first order cycles correspond to successive composite light and dark laminae with increasing stable isotope values; second order cycles correspond to each composite lamina; and third order cycles to each couple of single light and dark laminae. At the top of two 1st order cycles, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{calite}}$ values are slightly lower than the highest isotopic values, located a few points below (n. 14 and 139). D) Bulk isotopic sampling analyses (see Fig. 7A) correlated with the HRS. Note that the bulk isotopic analyses are coincident with the corresponding mean values from HRS.

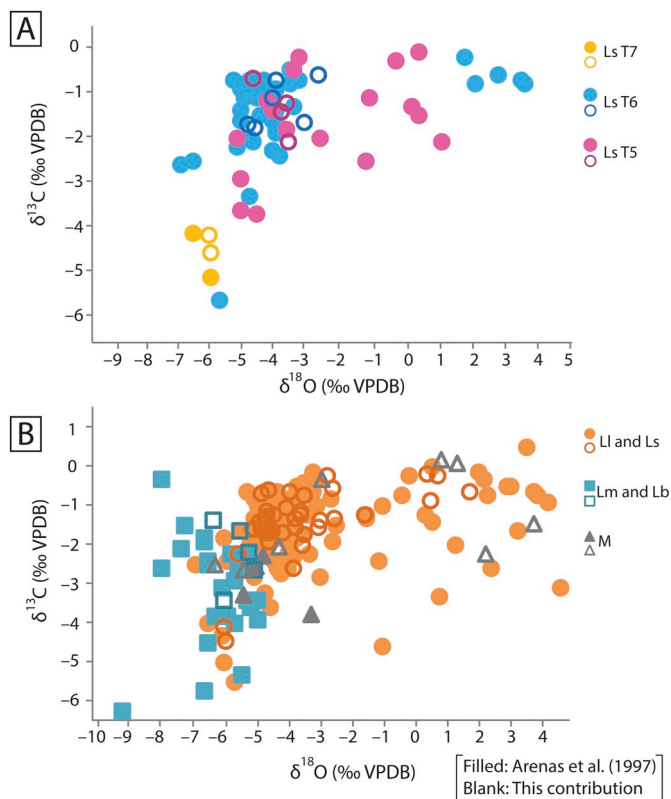


Fig. 12. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ plot: A) stromatolite facies in the different tectosedimentary units (T5, T6 and T7). B) different facies in the Sierra de Alcubierre compared data from Arenas et al. (1997).

9.2. Short-term stromatolite evolution: environmental and temporal significance of lamination

9.2.1. Coupling texture and isotopic composition of stromatolite lamination

$\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ show similar relationships with texture at all orders of lamination (Figs. 11 and 13), an association that links stromatolite development with parameters that influence the stable isotope composition, mostly variations in the P/E ratio for the $\delta^{18}\text{O}$, and the varying sources of C and in-lake processes for the $\delta^{13}\text{C}$. This relation is also recognized on a number of temporal scales.

Textural features of the stromatolite are essentially similar in all morphological types, both spatially and temporally (Fig. 5). The principal driver for alternating dark and light laminae is microbial growth and presence of extracellular polymeric substances (EPS) participating in calcite precipitation as a response to climatic changes or their climate-related parameters (Andrews and Brasier, 2005; Decho et al., 2005; Nehza et al., 2009; Petryshyn et al., 2012) rather than microbial filament orientation or varying microbial groups (Tang et al., 2014). The influence of microbial activity and concomitant mineral precipitation on the textural differences between light and dark laminae (e.g., porosity and color) is thus also linked to environmental and climate-related parameters, such as water temperature, hydrochemistry, hydraulics, and light intensity, which affect surface and subsurface metabolic activities of the microbial mats (Arp et al., 2010; Manzo et al., 2012; Dupraz et al., 2006, 2009). Ultimately, variations in these parameters cause or induce changes in mineral saturation levels in the water and therefore on textural features (see below).

In units T5 and T6, $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ show similar cyclicity at all scales, higher values coincident with the dark laminae and lower values with light laminae. $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ values in closed-lake systems mostly reflect the P/E ratio (e.g., Zamarreño et al., 1997; López-Blanco et al., 2016; Lettéron et al., 2018), whereas any temperature dependent

fractionation effects on $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ signature are variably blurred (Leng and Marshall, 2004). Accordingly, the light, either dense or porous, laminae, with lower $\delta^{18}\text{O}$ values, probably correspond to more humid conditions, while the dark dense laminae, with higher $\delta^{18}\text{O}$ values, represent drier conditions. Assuming climatic conditions similar to present-day in the area, the more evaporative conditions occurred during summer, while the humid conditions took place during spring and autumn (Fig. 13A, B). Despite the isotopic signature of the porous and dense laminae being opposite in hydrologically open and hydrologically closed depositional systems, the corresponding textural features are correlative (cf., Matsuoka et al., 2001). In fluvial stromatolites the porous laminae represent cooler or winter calcification and the dense laminae warmer calcification (Pentecost and Riding, 1986; Andrews and Brasier, 2005; Arenas and Jones, 2017). The textural features of the laminae are compatible with the greater density of the dark laminae being related to the higher levels of calcite saturation in lake waters reached during periods of low P/E ratio (i.e., during the warm and dry conditions). The effects of varying calcite saturation in the water from which the carbonate forms, on the sedimentary texture of carbonates precipitated, have been studied in modern and recent deposits, and variations are explained by the precipitation rates (Kano et al., 2007; Golubic et al., 2008). Commonly, high calcite precipitation rate yields denser fabrics formed of smaller crystals (Janssen et al., 1999; Gradzinski, 2010; Arenas and Jones, 2017). The intense degassing of CO_2 in warmer arid periods results in high pH and alkalinity, and consequently fast carbonate precipitation (Dupraz et al., 2009; Arp et al., 2010). Similar fabric effects have been described from several modern and recent stromatolites of fluvial tufa systems (Chafetz et al., 1991; Janssen et al., 1999; Gradzinski, 2010; Manzo et al., 2012; Arenas and Jones, 2017). Therefore, variations in the magnitude of water parameters such as temperature, Ca^{2+} and HCO_3^- concentration, and CO_2 content, which affect the calcite saturation levels of water, are likely drivers of textural variations between laminae.

During the driest, warmest months, increased water temperatures will impart a temperature-fractionation on $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ of opposite sign to that caused by evaporation, resulting in a reduction in the difference between $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ values of the corresponding seasonal deposits. This is consistent with the narrow $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ range between the dark and light laminae in the T5 and T6 stromatolites (Table 2). Assuming, under isotopic equilibrium conditions, a decrease of 0.24‰ in calcite $\delta^{18}\text{O}$ results from a 1 °C increase in water temperature (Craig, 1965), the mean equilibrium water temperature difference between the humid and dry periods would be between 1.6 and 4.0 °C (based on mean calcite $\delta^{18}\text{O}$ of light and dark laminae). In unit T5, the difference would be ≈ 3 °C, in unit T6 ≈ 1.9 °C and in unit T7 ≈ 3 °C. We note that these differences are much smaller than seasonal water temperature differences observed in modern saline lakes 50–60 km SE of the study area (River Ebro Depression) where winter temperatures are between 0.9 and 10.2 °C (December 2004) and between 19 and 35.3 °C in May 2005 (Casamayor et al., 2013; see also Hamer et al., 2007). These small differences suggest that our stromatolite record is underestimating the actual temperature, supporting the notion that temperature change was not the main control on $\delta^{18}\text{O}$: P/E ratio was.

The higher $\delta^{13}\text{C}$ values in the dark laminae of units T5 and T6, and the HRS variations, are most likely related to longer water residence time, allowing more time for exchange between atmospheric CO_2 and DIC, and also the photosynthetic assimilation of $^{12}\text{CO}_2$. Both processes promote increased $\delta^{13}\text{C}$ of DIC in the water (Leng and Marshall, 2004; Nehza et al., 2009). The lower $\delta^{13}\text{C}$ values in the light laminae may reflect higher input of soil-derived ^{12}C (e.g., Pentecost and Riding, 1986; Arp et al., 2005; Kano et al., 2007; Nehza et al., 2009), compatible with more humid conditions and cooler temperatures relative to the dark laminae. The overall lower $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in unit T7 stromatolites indicate overall more humid conditions, with $\delta^{13}\text{C}$ indicating a larger contribution of soil-derived CO_2 and likely less intense exchange between atmospheric CO_2 and DIC (cf., Leng and Marshall, 2004;

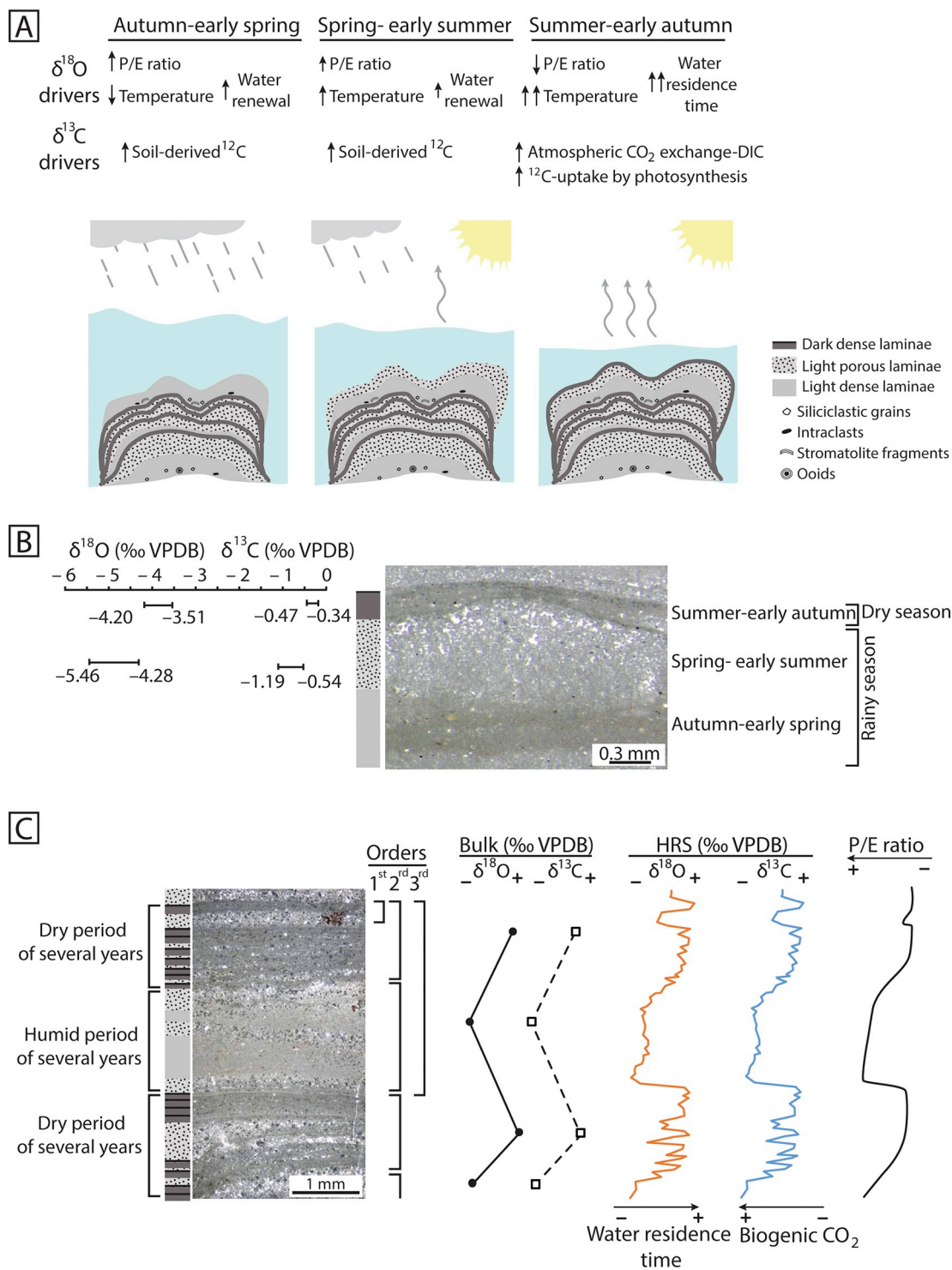


Fig. 13. A) Schematic of the environmental factors controlling the development of each lamina type. B) $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ ranges from high-resolution sampling (HRS) and corresponding textural variations in thin section with inferred temporal and climatic conditions. C) Lamina arrangement from thin section view of a stromatolite, with the three orders of cyclicity, typical relative variations of bulk and HRS isotopic composition based on the data in this paper, and the corresponding evolution of the P/E ratio.

Andrews and Brasier, 2005).

HRS cyclicity in $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ (Fig. 11) is also interpreted as a P/E ratio signal seen at a range of temporal scales (Fig. 13B, C). The three clear 1st order cycles with evolutions toward higher values have a mean difference of $\sim 1\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ from base to top. The gradual increase in $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ through each of these three cycles and the general $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ increase of the entire HRS record suggests stepped climate change

toward drier conditions, likely indicative of an overall lake level decrease or “shallowing cycle”. Similar, but shorter environmental variations may be recorded by the 2nd order cycles. Nehza et al. (2009) interpreted isotopic changes in 2nd order cycles of Cretaceous lacustrine stromatolites to indicate hydrological changes in the lake water, affecting both paleoproductivity and paleosalinity.

Sharp isotopic change at most boundaries between light and dark

laminae at the 1st and 2nd frequencies, especially those at the top of dark laminae (Fig. 11B), could be related to the rapid decrease or even cessation in calcite precipitation (Brasier et al., 2010). The causes of these breaks could be associated with drastic drops of water level or even temperature decrease, i.e., precluding calcite precipitation (Arp et al., 2001). In most 2nd order cycles, the isotopic change coincides with the textural boundary, which is consistent with small hiatuses, as described by Nehza et al. (2009) and Brasier et al. (2010). However, at the 1st-order scale, the change in isotopic trend in some cycles is below the textural change, which may be due to more gradual changes in calcite precipitation rates (e.g., Dabkowski et al., 2015), without sedimentary interruption.

9.2.2. Temporal significance of the stromatolite lamination

The period(s) of time represented by stromatolite lamination is uncertain because of the variety of processes involved in their development and the varied arrangement of the laminae (Petryshyn et al., 2012; Arenas and Jones, 2017). The most common lamination pattern is alternation between light porous and dark dense laminae (Casanova, 1994; Brasier et al., 2010; Frantz et al., 2014). In a continental context, variations in temperature, precipitation and evaporation may cause this alternation (Chafetz et al., 1991; Lindqvist, 1994; Andrews and Brasier, 2005; Kano et al., 2007; Brasier et al., 2010; Solari et al., 2010; Frantz et al., 2014; Dabkowski et al., 2015). Eocene stromatolites in the Gosiute Paleolake of the Green River Formation (Rife Bed, Tipton Member) show seasonal lamination (Frantz et al., 2014) with fan microfabric forming during cooler periods, and micrite microfabrics when the lake was shallow and warm.

The formation of stromatolite laminae in spring-tufa deposits and marine systems are considered daily (Golubic and Focke, 1978; Vanyo and Awramik, 1982), seasonal or annual (Kano et al., 2007; Gradzinski, 2010) based on the textural and geochemical data. This noted, pluriannual laminae in Walker Lake Holocene stromatolites are proved by radiometric ages (Petryshyn et al., 2012). Modern fluvial stromatolites show that each pair of simple laminae can form in less than a few months, with periodic and non-periodic parameters influencing the lamina formation (Jones, 1981; Gradzinski, 2010; Arenas and Jones, 2017).

The textural and geochemical analyses of the Miocene lacustrine stromatolites in the Ebro Basin suggest two persistent orders of cyclicity that represent periodic changes of climate parameters, i.e. the P/E ratio. Given the persistent cyclicity, it is proposed that the composite laminae correspond to pluriannual periods of dominantly drier or more humid conditions. In this interpretation each couplet formed of a dark dense simple lamina (1 to 6 samples in the HRS) and a light porous or light dense simple lamina, would represent an annual period.

Integrating all the information, we suggest the light dense simple laminae developed during the rainy seasons (e.g., autumn and early spring) with recharging water introducing isotopically negative soil-organics and meteoric water, and favouring the formation of scattered allochems (ooids, intraclasts, bioclasts). The light porous simple laminae formed during spring-early summer with a faster microbial growth caused by increased nutrient supply, higher temperatures and illumination (Fig. 13A). The dark dense laminae developed mostly in the summer and perhaps early autumn, as evaporation and temperature increased, and soil-derived ^{12}C input decreased, leading to increased $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$. During winter, temperature and light levels decreased, perhaps causing cessation of microbial growth (Pentecost, 1978; Arp et al., 2010). The succession of light dense, light porous and dark dense simple laminae thus corresponds to an annual period.

The light or dark composite laminae in stromatolites were thus controlled by variations in environmental and climatic conditions acting during longer periods (each of several years). Dark composite laminae might correspond to pluriannual drier conditions, while light composite laminae could represent pluriannual humid periods. Each 1st order cycle would represent longer pluriannual evolution to drier

conditions. According to these tentative time estimates, the isotopic trends in the studied specimens represent centennial or millennial evolutionary trends of the lake level controlled by the P/E ratio.

10. Conclusions

Sedimentological and isotopic analyses ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of Early to Middle Miocene stromatolites from the Ebro Basin show:

1. That $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ compositions through ≈ 2 m-thick facies successions confirm that the heavier isotope composition of stromatolites and muddy-grainy laminated limestones are due to higher evaporation/exchange and suggest a longer residence time of lake waters. The lakes were saline at this time and extensive isotopic exchange occurred between lake water DIC and atmospheric CO_2 .
2. Textural and isotopic variations are coupled in the stromatolite lamination. The cyclic isotopic variation in successive dark and light composite laminae in five stromatolite specimens suggest that dark laminae developed during drier conditions while the light laminae developed during more humid conditions.
3. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ records from high resolution sampling across a 2.1 cm-thick stromatolite section distinguish three orders of cyclic variation:
 - 3rd order cycles, recorded by the simple laminae, possibly formed by seasonal P/E variations.
 - 2nd order cycles represented by the dark and light composite laminae; each reflects, respectively, dominantly low and high P/E conditions during several years.
 - 1st order cycles formed by the succession of a light and a dark composite lamina, with increasing-upward isotopic values, reflecting lake level shallowing due to a decrease in the P/E ratio.

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.05.001>.

Acknowledgments

This work was funded by CGL2013-42867-P project and FPI contract BES-2014-069389 of the Spanish Government (*Agencia Estatal de Investigación*) and European Regional Funds. The Optical Microscopy and Rock Preparation services of the University of Zaragoza, Spain (*Servicios de Apoyo a la Investigación*) and Complutense University of Madrid are thanked for technical support. Dr. P. Dennis (UEA), Dr. R. Renaut (UEA), Dr. C. Osácar (Unizar) and Dr. G. Pardo (Unizar) are thanked for their advice. Dr. A. Sáez and other anonymous reviewers, and editor Dr. I. Montanez helped improve the quality of this contribution.

References

- Abell, P.I., Awramik, S., Osborne, R.H., Tomellini, S., 1982. Plio-Pleistocene lacustrine stromatolites from Lake Turkana, Kenya: morphology, stratigraphy and stable isotopes. *Sediment. Geol.* 32, 1–26. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(82\)90011-2](https://doi.org/10.1016/0037-0738(82)90011-2).
- Adachi, N., Asada, Y., Ezaky, Y., Liu, J., 2017. Stromatolites near the Permian-Triassic boundary in Chongyang, Hubei Province, South China: a geobiological window into palaeo-oceanic fluctuations following the end-Permian Extinction. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 475, 55–69.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Silvia, P.G., Torres, T., 2004. Cuenca del Tajo. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 556–561.
- Andrews, J.E., Brasier, A.T., 2005. Seasonal records of climatic change in annually laminated tufas: short review and future prospects. *J. Quat. Sci.* 20, 411–421. <https://doi.org/10.1002/jqs.942>.
- Andrews, J.E., Riding, R., Dennis, P.F., 1993. Stable isotopic composition of recent freshwater cyanobacterial carbonates from the British Isles; local and regional environmental control. *Sedimentology* 40 (2), 303–314.
- Arenas, C., 1993. Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental). PhD thesis. University of Zaragoza, Zaragoza. <https://zaguan.unizar.es/record/70725>.
- Arenas, C., Jones, B., 2017. Temporal and environmental significance of microbial lamination: Insights from recent fluvial stromatolites in the River Piedra, Spain.

- Sedimentology 64, 1597–1629. <https://doi.org/10.1111/sed.12365>.
- Arenas, C., Pardo, G., 1999. Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): Sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 151, 127–148. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00025-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00025-5).
- Arenas, C., Casanova, J., Pardo, G., 1997. Stable isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 128, 133–155.
- Arenas, C., Vázquez-Ubez, M., Auqué, L., Sancho, C., Osácar, C., Pardo, G., 2014. Intrinsic and extrinsic controls of spatial and temporal variations in modern fluvial tufa sedimentation: a thirteen-year record from a semi-arid environment. *Sedimentology* 61, 90–132. <https://doi.org/10.1111/sed.12045>.
- Arenas, C., Auqué, L., Osácar, C., Sancho, C., Lozano, M.V., Vázquez-Ubez, M., Pardo, G., 2015. Current tufa sedimentation in a high discharge river: a comparison with other synchronous tufa records in the Iberian Range (Spain). *Sediment. Geol.* 325, 132–157. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.05.007>.
- Arp, G., Wedemeyer, N., Reitner, J., 2001. Fluvial tufa formation in a hard-water creek (Deinschwanger Bach, Franconian Alb, Germany). *Facies* 44, 1–22. <https://doi.org/10.1007/BF02668163>.
- Arp, G., Bieler, F., Hoffmann, V.E., Löffler, T., 2005. Palaeoenvironmental significance of lacustrine stromatolites of the Arnstadt Formation (“Steinmergelkeuper”, Upper Triassic, N-Germany). *Facies* 51, 419–441. <https://doi.org/10.1007/s10347-005-0063-8>.
- Arp, G., Bissett, A., Brinkmann, N., Cousin, S., De Beer, D., Friedl, T., Mohr, K.I., Neu, T.R., Reimer, A., Shiraiishi, F., Stackebrandt, E., Zippel, B., 2010. Tufa-forming biofilms of German karstwater streams: microorganisms, exopolymers, hydrochemistry and calcification. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 336, 83–118. <https://doi.org/10.1144/SP336.6>.
- Beukes, N.J., Lowe, D., R., 1989. Environmental control on diverse stromatolite morphologies in the 3000 Myr Pongola Supergroup, South Africa. *Sedimentology* 36, 383–397. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb00615.x>.
- Brasier, A.T., Andrews, J.E., Marca-Bell, A.D., Dennis, P.F., 2010. Depositional continuity of seasonally laminated tufas: Implications for $\delta^{18}\text{O}$ based palaeotemperatures. *Glob. Planet. Change* 71, 160–167. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.03.022>.
- Casamayor, E., Triadó-margarit, X., Castañeda, C., 2013. Microbial biodiversity in saline shallow lakes of the Monegros Desert, Spain. *FEMS Microbiol. Ecol.* 85, 503–518. <https://doi.org/10.1111/1574-6941.12139>.
- Casanova, J., 1994. Stromatolites from the East African Rift: a synopsis. In: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 193–226.
- Casanova, J., Hillaire-Marcel, C., 1992. Chronology and paleohydrology of late Quaternary high lake levels in the Manyara basin (Tanzania) from isotopic data (^{18}O , ^{13}C , ^{14}C , Th U) on fossil stromatolites. *Quat. Res.* 38, 205–226. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(92\)90057-P](https://doi.org/10.1016/0033-5894(92)90057-P).
- Chafetz, H.S., Utech, N.M., Fitzmaurice, S.P., 1991. Differences in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ signatures of seasonal laminae comprising travertine stromatolites. *J. Sediment. Petrol.* 61, 1015–1028.
- Craig, H., 1965. The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures, in: Tongiorgi, E. (Ed.), *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Palaeotemperatures*. Consiglio Nazionale Della Ricerche. Laboratorio de Geologia Nucleare, Pisa, pp. 161–182.
- Dabkowski, J., Royle, S.H., Antoine, P., Marca-Bell, A., Andrews, J.E., 2015. High-resolution $\delta^{18}\text{O}$ seasonality record in a French Eemian tufa stromatolite (Caours, Somme Basin). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 438, 277–284. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.08.017>.
- Decho, A.W., Visscher, P.T., Reid, R.P., 2005. Production and cycling of natural microbial exopolymers (EPS) within a marine stromatolite. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 219, 71–86. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.10.015>.
- DePaolo, D.J., 2011. Surface kinetic model for isotopic and trace element fractionation during precipitation of calcite from aqueous solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 1039–1056.
- Dupraz, C., Pattisina, R., Verrecchia, E.P., 2006. Translation of energy into morphology: simulation of stromatolite morphospace using a stochastic model. *Sed. Geol.* 185, 185–203.
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S., Visscher, P.T., 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Sci. Rev.* 96, 141–162. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.005>.
- Faure, G., 1998. *Principles and Applications of Geochemistry*. Prentice Hall, Inc. New Jersey, USA.
- Frank, T.D., Lyons, T.W., Lohmann, K.C., 1997. Isotopic evidence for the paleoenvironmental evolution of the mesoproterozoic Helena formation, belt supergroup, Montana, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 5023–5041. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)80341-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)80341-9).
- Frantz, C.M., Petryshyn, V.A., Marenco, P.J., Tripati, A., Berelson, W.M., Corsetti, F.A., 2014. Dramatic local environmental change during the Early Eocene Climatic Optimum detected using high resolution chemical analyses of Green River Formation stromatolites. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 405, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.04.001>.
- Golubic, S., Focke, J.W., 1978. Phormidium hendersoni Howe: identity and significance of a modern stromatolite building microorganisms. *J. Sediment. Petrol.* 48, 751–764.
- Golubic, S., Violante, C., Plenkovic-Moraj, A., Grgasovic, T., 2008. Travertines and calcareous tufa deposits: an insight into diagenesis. *Geol. Croat.* 61, 363–378.
- Grazdzinski, M., 2010. Factors controlling growth of modern tufa: results of a field experiment. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 336, 143–191. <https://doi.org/10.1144/SP336.8>.
- Grotzinger, J.P., Knoll, A.H., 1999. Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 27, 313–358. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.27.1.313>.
- Hamer, J.M.M., Sheldon, N.D., Nichols, G.J., Collinson, M.E., 2007. Late Oligocene-Early Miocene paleosols of distal fluvial systems, Ebro Basin, Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 247, 220–235. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.10.016>.
- Janssen, A., Swennen, R., Podoor, N., Keppens, E., 1999. Biological and diagenetic influence in recent and fossil tufa deposits from Belgium. *Sed. Geol.* 126, 75–95. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00033-0](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00033-0).
- Jones, C., 1981. Periodicities in stromatolite lamination from the Early Proterozoic Hearne Formation, Great Slave lake, Canada. *Palaeontology* 24, 231–250.
- Jones, M.D., Cuthbert, M.O., Leng, M.J., McGowan, S., Mariethoz, G., Arrowsmith, C., Sloane, H.J., Humphrey, K.K., Cross, I., 2016. Comparisons of observed and modelled lake $\delta^{18}\text{O}$ variability. *Quat. Sci. Rev.* 131, 329–340. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.012>.
- Kano, A., Hagiwara, R., Kawai, T., Hori, M., Matsuoka, J., 2007. Climatic conditions and hydrological change recorded in a high-resolution stable-isotope profile of a recent laminated tufa on a subtropical island, southern Japan. *J. Sediment. Res.* 77, 59–67. <https://doi.org/10.2110/jsr.2007.006>.
- Kele, S., Breitenbach, S.F.M., Capezzuoli, E., Meckler, A.N., Ziegler, M., Millan, I.M., Kluge, T., Deák, J., Hanselmann, K., John, C.M., Yan, H., Liu, Z., Bernasconi, S.M., 2015. Temperature dependence of oxygen- and clumped isotope fractionation in carbonates: a study of travertines and tufas in the 6–95 °C temperature range. *Geochim. Cosmochim. Acta* 168, 172–192. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.06.032>.
- Kelts, K., Talbot, M.R., 1990. Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and Biotic/Abiotic Interactions. In: Tilzer, M.M., Serruya, C. (Eds.), *Large Lakes*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 288–315.
- Leng, M.J., Marshall, J.D., 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quat. Sci. Rev.* 23, 811–831. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.012>.
- Lettéron, A., Hamon, Y., Fournier, F., Séranne, M., Pellenard, P., Joseph, P., 2018. Reconstruction of a saline, lacustrine carbonate system (Priabonian, St-Chaptes Basin, SE France): Depositional models, paleogeographic and paleoclimatic implications. *Sediment. Geol.* 367, 20–47. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.023>.
- Li, H.C., Ku, T.L., 1997. $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 133, 69–80.
- Lindqvist, J.K., 1994. Lacustrine stromatolites and oncoids. *Manuherikia Group (Miocene)*, New Zealand. In: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 227–254.
- López-Blanco, C., Andrews, J., Dennis, P., Rosa, M., Vicente, E., 2016. North Atlantic Oscillation recorded in carbonate $\delta^{18}\text{O}$ signature from Lagunillo del Tejo (Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 441, 882–889. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.10.037>.
- Manzo, E., Perri, E., Tucker, M.E., 2012. Carbonate deposition in a fluvial tufa system: processes and products (Corvino Valley – southern Italy). *Sedimentology* 59, 553–577.
- Martin-Bello, L., Arenas, C., Jones, B., 2019. Lacustrine stromatolites: Useful structures for environmental interpretation – an example from the Miocene Ebro Basin. *Sedimentology*. <https://doi.org/10.1111/sed.12577>.
- Matsuoka, J., Kano, A., Oba, T., Watanabe, T., Sakai, S., Seto, K., 2001. Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 31–44. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00435-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00435-6).
- Monty, C.L.V., 1967. The origin and development of cryptalgal fabrics. In: Walter, M.R. (Ed.), *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, pp. 193–249.
- Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pardo, G., Pérez, A., Villena, J., 2002. Ebro Basin (Northeastern Spain). In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London, pp. 301–309.
- Nehza, O., Woo, K.S., Lee, K.C., 2009. Combined textural and stable isotopic data as proxies for the mid-Cretaceous paleoclimate: a case study of lacustrine stromatolites in the Gyeongsang Basin, SE Korea. *Sediment. Geol.* 214, 85–99. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.03.012>.
- Oliveri, E.O., Neri, R., Bellanca, A., Riding, R., 2010. Carbonate stromatolites from a Messinian hypersaline setting in the Caltanissetta Basin, Sicily: petrographic evidence of microbial activity and related stable isotope and rare earth element signatures. *Sedimentology* 57, 142–161. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01094.x>.
- Osácar, M.C., Arenas, C., Vázquez-Ubez, M., Sancho, C., Auqué, L.F., Pardo, G., 2013. Environmental factors controlling the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variations of recent fluvial tufas: a 12-year record from the Monasterio de Piedra Natural Park (NE Iberian Peninsula). *J. Sediment. Res.* 83, 309–322. <https://doi.org/10.2110/jsr.2013.27>.
- Osácar, M.C., Arenas, C., Auqué, L., Sancho, C., Pardo, G., Vázquez-Ubez, M., 2016. Discerning the interactions between environmental parameters reflected in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of recent fluvial tufas: Lessons from a Mediterranean climate region. *Sediment. Geol.* 345, 126–144. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.09.004>.
- Osácar, M.C., Arenas, C., Sancho, C.S., Pardo, G., Martín Bello, L., 2017. Stable-isotope changes in tufa stromatolites of the Quaternary Añamaza fluvial system (Iberian Ranges, Spain). *Geogaceta* 61, 167–170.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Ubez, M., Villena, J., 2004. La Cuenca del Ebro. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 533–543.
- Park, R., 1976. A note on the significance of lamination in stromatolites. *Sedimentology* 23, 379–393.
- Pentecost, A., 1978. Blue-green algae and freshwater carbonate deposits. *Proc. R. Soc. of Lond. (Biol.)* 200 (1138), 43–61.
- Pentecost, A., Riding, R., 1986. Calcification in cyanobacteria. In: Leadbeater, B.S.C., Riding, R. (Eds.), *Biominalisation in Lower Plants and Animals*. Syst. Assoc. Spec.

- Publ, pp. 73–90.
- Pérez Rivarés, F.J., 2016. Estudio magnetoestratigráfico del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro: Cronología, correlación y análisis de la ciclicidad sedimentaria. Ph.D. thesis, University of Zaragoza, Zaragoza.
- Pérez-Rivarés, F.J., Arenas, C., Pardo, G., Garcés, M., 2018. Temporal aspects of genetic stratigraphic units in continental sedimentary basins: examples from the Ebro basin, Spain. *Earth-Science Rev.* 178, 136–153. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.019>.
- Petryshyn, V.A., Corsetti, F.A., Berelson, W.M., Beaumont, W., Lund, S.P., 2012. Stromatolite lamination frequency, Walker Lake, Nevada: Implications for stromatolites as biosignatures. *Geology* 40, 499–502. <https://doi.org/10.1130/G32675.1>.
- Reid, R.P., James, N.P., Macintyre, I.G., Dupraz, C.P., Burne, R.V., 2003. Shark Bay stromatolites: microfabrics and reinterpretation of origins. *Facies* 49, 299–324. <https://doi.org/10.1007/s10347-003-0036-8>.
- Riba, O., Reguant, S., Villena, J., 1983. Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. In: Comba, J.A. (Ed.), *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid*, pp. 131–159.
- Riding, R., 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47, 179–214. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00003.x>.
- Rodríguez-Berriguete, Á., Alonso-Zarza, A.M., Martín-García, R., Cabrera, M. del C., 2018. Sedimentology and geochemistry of a human-induced tufa deposit: implications for palaeoclimatic research. *Sedimentology* 65 (7), 2253–2277. <https://doi.org/10.1111/sed.12464>.
- Sanz-Montero, M.E., Rodríguez-Aranda, J.P., García Del Cura, M.A., 2008. Dolomite-silica stromatolites in miocene lacustrine deposits from the Duero Basin, Spain: the role of organotemplates in the precipitation of dolomite. *Sedimentology* 55, 729–750. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00919.x>.
- Solari, M.A., Hervé, F., Le Roux, J.P., Airo, A., Sial, A.N., 2010. Paleoclimatic significance of lacustrine microbialites: a stable isotope case study of two lakes at Torres del Paine, southern Chile. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 297, 70–82. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.07.016>.
- Talbot, M.R., 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 80, 261–279. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90009-2).
- Tang, D., Shi, X., Jiang, G., 2014. Sunspot cycles recorded in Mesoproterozoic carbonate biolaminites. *Precambrian Res.* 248, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.04.009>.
- Tremaine, D.M., Froelich, P.N., Wang, Y., 2011. Speleothem calcite farmed in situ: modern calibration of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ paleoclimate proxies in a continuously-monitored natural cave system. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 4929–4950. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.06.005>.
- Vanyo, J.P., Awramik, S.M., 1982. Length of day and obliquity of the ecliptic 850 MA ago: preliminary results of a stromatolite growth model. *Geophys. Res. Lett.* 9, 1125–1128. <https://doi.org/10.1029/GL009i010p01125>.
- Vasconcelos, C., McKenzie, J.A., Warthmann, R., Bernasconi, S.M., 2005. Calibration of the $\delta^{18}\text{O}$ paleothermometer for dolomite precipitated in microbial cultures and natural environments. *Geology* 33, 317–320. <https://doi.org/10.1130/G20992.1>.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C., Pardo, G., Pérez-Rivares, J., 2013. The effect of drainage reorganization and climate on the sedimentologic evolution of Intermontane Lake Systems: the final fill stage of the tertiary Ebro Basin (Spain). *J. Sed. Res.* 83, 562–590. <https://doi.org/10.2110/jsr.2013.47>.
- Walter, M.R., 1972. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. *Palaeontol. Assoc. Spec. Pub.* 11, 256.
- Zamarreño, I., Anadón, P., Utrilla, R., 1997. Sedimentology and isotopic composition of Upper Palaeocene to Eocene non-marine stromatolites, eastern Ebro Basin, NE Spain. *Sedimentology* 44, 159–176.

CAPÍTULO 6. CICLICIDAD EN LA LAMINACIÓN ESTROMATOLITICA Y SU RELACIÓN CON FENÓMENOS CLIMÁTICO

6.1 INTRODUCCIÓN.....	199
6.2 LA CICLOESTRATIGRAFÍA: EL ANÁLISIS DE LOS DEPÓSITOS CÍCLICOS.....	200
6.3 RANGO TEMPORAL DE LOS CICLOS AMBIENTALES CAUSANTES DE LA LAMINACIÓN DE LOS ESTROMATOLITOS DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE.....	201
6.4 FENÓMENOS DE CIRCULACIÓN CLIMÁTICA Y ACTIVIDAD SOLAR.....	203
ARTÍCULO: Pérez-Rivarés, J., Martin-Bello, L., Arenas-Abad, C. (2019). Periodicity in stromatolitic lamination: a potential record of ENSO, NAO and SUNSPOT. The Miocene lacustrine record in the Ebro Basin, Spain. <i>Sedimentary Geology</i> 390, 83–99.....	211

Capítulo 6. CICLICIDAD EN LA LAMINACIÓN ESTROMATOLITICA Y SU RELACIÓN CON EL CLIMA

6.1 Introducción

Muchos autores han hecho notar el carácter cíclico de la laminación de muchos depósitos microbianos, en particular los estromatolitos (Hofmann, 1973; Park, 1976; Monty, 1976; Jones, 1981; Seong-Joo et al., 2000). Este es también el caso de los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre.

Uno de los grandes retos del estudio de los estromatolitos, desde los primeros trabajos, ha sido conocer el significado temporal de la laminación. Roddy (1915) y Pia (1933) propusieron que las parejas de láminas son el producto de ciclos anuales. Bradley (1929) sugirió que un año es la mínima expresión temporal que puede reflejar una pareja de láminas en el caso de los estromatolitos de la Formación Green River. Cloud (1942) sugirió que las parejas de láminas pueden representar ciclos anuales o de mayor duración, pero también de menor duración (p. ej., estacionales), o incluso marcar otros sucesos puntuales como tormentas. Pero estas propuestas de duración no tienen un modo de comprobación objetivo.

En definitiva, aunque es posible encontrar el patrón o patrones de repetición, la mayor dificultad del estudio de la ciclicidad está en conocer si ésta es periódica en el tiempo y la duración de los ciclos. El análisis espectral de series temporales de datos permite caracterizar la ciclicidad del registro sedimentario, pero necesita de un marco temporal para desarrollar todo su potencial.

En este capítulo se expone el estudio de la ciclicidad de la laminación de varios especímenes del área de estudio por medio del análisis espectral, basado en el espesor y luminancia (intensidad lumínica por unidad de superficie medida en una dirección determinada) de las láminas, con el objetivo de profundizar en el estudio de la laminación estromatolítica a distintas escalas (la organización de las láminas varía desde la alternancia de láminas simples a las organizaciones más complejas de las láminas compuestas). Se desea conocer cuáles son los patrones de repetición y la posible relación entre éstos y algunos fenómenos naturales de la banda solar y del calendario, para así dar un significado ambiental (climático) y temporal a los diversos órdenes de la ciclicidad.

Las variaciones de la composición isotópica de las láminas aportan información sobre la influencia de parámetros paleoambientales en la formación de las distintas láminas de un estromatolito. Entre ellos se encuentran parámetros tan relevantes como la temperatura y la precipitación o la disponibilidad hídrica. La evolución de estos parámetros a lo largo del registro

sedimentario, a la escala de láminas, permite inferir el carácter temporal de las variaciones y, por tanto, el significado temporal de la laminación.

Los resultados del análisis de la periodicidad y su comparación con las variaciones texturales e isotópicas en los especímenes estudiados en este trabajo se muestran al final de este capítulo, en el artículo titulado: “Periodicity in stromatolitic lamination: A potential record of ENSO, NAO, and SUNSPOT in the Miocene lacustrine record in the Ebro Basin, Spain”, publicado en 2019 en el volumen 390 de la revista *Sedimentary Geology* por Pérez-Rivarés, F. J., Martín-Bello, L. y Arenas-Abad, C.

6.2 La Cicloestratigrafía: el análisis de los depósitos cíclicos

La cicloestratigrafía trata de caracterizar, correlacionar e interpretar variaciones cíclicas en el registro geológico generadas por procesos que se repiten en intervalos de tiempo iguales, o al menos similares. La cicloestratigrafía relaciona los ciclos sedimentarios y los procesos cíclicos que los producen (Schwarzacher, 2000). Habitualmente estos procesos están controlados astronómicamente, ya sea por los parámetros orbitales de la Tierra (ciclos de Milankovitch), por la influencia de la actividad solar (ciclos solares), o por la influencia gravitacional que ejercen el sol, la luna y los planetas (ciclos mareales). En algunos casos la influencia de los parámetros mencionados sobre algunas características sedimentarias se ejerce a través de fenómenos de variabilidad atmosférica u oceánica (ciclos climáticos; p. ej. ENSO, NAO). Las variaciones periódicas de diversos caracteres en el registro geológico se pueden reconocer a diferentes escalas: a través de distintos tipos de laminación (varvas glaciares, espeleotemas, estromatolitos o crecimiento de organismos), estratos individuales o grupos de estratos, o incluso a escala de unidades estratigráficas genéticas. La importancia de la ciclicidad reflejada en el registro sedimentario reside en conocer el periodo de repetición y cada cuánto tiempo tiene lugar esta repetición (banda o rango de periodicidad).

Los ciclos sedimentarios periódicos o quasi-periódicos se pueden considerar constantes (Schwarzacher, 1975). Los ciclos sedimentarios se pueden referir a oscilaciones con una longitud de onda determinada. Las oscilaciones con una longitud de onda constante se describen como periódicas, y aquellas que tienen una longitud de onda casi constante como quasi-periódicas. Las técnicas cuantitativas empleadas para el estudio de estos datos se conocen como “análisis de series temporales” o *time-series analysis*. En el caso de los estromatolitos, las variaciones del espesor de láminas sucesivas proporcionan una sucesión de datos que pueden constituir series temporales. La característica fundamental de las series temporales es que los valores sucesivos que las conforman no son independientes entre sí, sino que están ordenados secuencialmente en el tiempo.

De acuerdo con el teorema de Fourier, cualquier serie temporal, no importa cuál sea su forma, que se componga de oscilaciones y tenga valores finitos, puede ser recreada sumando ondas de senos y cosenos de una longitud de onda y amplitud conocidas. En cicloestratigrafía, la mayoría de las series temporales obtenidas del registro geológico son aproximadamente oscilaciones

sinusoidales. El estudio de las series temporales empleando senos y cosenos se conoce normalmente como *Fourier analysis* (ver p. ej. Weedon, 2003). Este análisis ayuda a conocer las oscilaciones regulares que estén presentes en un registro geológico. La herramienta que permite este objetivo es el análisis de la densidad espectral de potencia (en adelante, análisis espectral). El análisis espectral permite aislar las frecuencias que más se repiten en una serie temporal, y así permite analizar qué periodos son más representativos en el registro examinado, en este caso en la laminación estromatolítica.

6.3 Rango temporal de los ciclos causantes de la laminación de los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre

En la publicación recogida en este capítulo se trata de reconocer qué procesos o agentes cíclicos han podido influir en el desarrollo de la laminación microbiana lacustre de la Sierra de Alcubierre producida durante el Mioceno inferior y medio. Existe una variedad de procesos ambientales que han sido utilizados para explicar los ciclos regulares encontrados en el registro estratigráfico. Los procesos periódicos o quasi-periódicos tienen distintas magnitudes en términos de sus periodos de recurrencia característicos y sus duraciones. Los ciclos sedimentarios controlados por parámetros astronómicos obedecen a fenómenos gravitacionales y climáticos.

En este estudio se parte de la hipótesis de que una pareja de láminas simples (una clara y una oscura) pudo formarse a lo largo de un año; pero también se plantea la posibilidad de que la duración de cada pareja pueda tener otra escala temporal. En la naturaleza existen ciclos diarios, anuales o plurianuales: ciclos diarios, ciclos mareales, ciclos estacionales y ciclos relacionados con la variabilidad atmosférica y oceánica, como la Quasi-Biennial Oscillation (QBO), El Niño Southern Oscillation (ENSO), la North Atlantic Oscillation (NAO) o la Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO). También existen ciclos que se repiten en periodos de miles (ciclos de Heinrich), decenas de miles y centenas de miles de años (ciclos de Milankovitch). Sin embargo, la propia naturaleza de algunos de estos ciclos hace imposible su relación con la formación de las láminas estromatolíticas.

El sistema gravitacional Tierra-Luna, que genera las mareas, puede producir dos ciclos mareales de ascenso-descenso cada día (sistema semi-diurno) o bien un ciclo mareal por día (sistema diurno), y en algunos lugares se puede producir un sistema mixto (Pugh, 1987). Los estudios de variaciones mareales en registros sedimentarios, muestran que se pueden formar en algunos casos hasta cuatro láminas de limo o arena fina por día (Archer et al. 1995), mientras que en otros casos una sola lámina representaría un día (de Boer et al. 1989; Archer, 1996). Sin embargo, no es probable que los ciclos mareales sean responsables de la laminación o de la ciclicidad registrada en los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre, ya que incluso en el caso de los lagos costeros con vinculación con el mar, los depósitos pueden registrar unas variaciones de solo el 5% de las mareas oceánicas (Hall y Burns, 2002; Dekker et al., 2005), por lo que la influencia de las mareas en los medios lacustres es muy limitada.

La rotación de la Tierra genera ciclos nocturno-diurnos de duración diaria en latitudes medias y bajas. Se ha observado que las variaciones de la luz solar recibida tienen influencia determinante en el crecimiento de depósitos laminados (Okumura et al., 2013 a y b). Durante el periodo diurno, el crecimiento de cianobacterias filamentosas forma tapices junto con EPS. Después de la puesta del sol, las bacterias heterotróficas aeróbicas descomponen las EPS, lo que favorece la precipitación de cristales micríticos. Estos cambios en la actividad microbiana condicionan la formación de láminas diurnas y láminas nocturnas. Sin embargo, si la laminación de los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre se hubiese formado a partir de ciclos diarios, los especímenes estudiados (de decenas a pocas centenas de láminas y de entre 5 y 20 cm) se habrían desarrollado solo en unos pocos meses. Dado que no hay evidencia de interrupciones importantes dentro de la laminación de los estromatolitos estudiados, el crecimiento diario no es una duración razonable para cada pareja de láminas simples.

Se han detectado ciclos sedimentarios que se producen a una escala milenaria o incluso superior. En el fondo marino del Atlántico Norte se ha reconocido una alternancia de capas compuestas de granos de carbonato y otras más ricas en material siliciclástico provenientes de la deriva de hielo en los océanos; estas alternancias son conocidas como los ciclos de Heinrich (Heinrich, 1988). Estos ciclos se registraron en los últimos 100000 años con periodos entre 7000 y 13000 años (Bond et al., 1993; Andrews et al., 1995).

La interacción Tierra-Sol está sujeta a perturbaciones cuasiperiódicas causadas por la atracción gravitatoria del Sol, la Luna y los planetas. Los cambios en la configuración orbital de la Tierra se conocen como Ciclos de Milankovitch; tienen influencia en la cantidad de radiación solar recibida por la superficie del planeta en distintas latitudes (Imbrie e Imbrie, 1979). Los tres principales ciclos astronómicos capaces de generar cambios climáticos, con periodos principales de alrededor de decenas a centenas de miles de años son: la precesión (19 y 23 Ka), la oblicuidad (41 Ka) del eje y la excentricidad (100 y 400 ka) de la órbita de la Tierra (p. ej., Berger, 1978; Schwarzacher, 1993; Strasser et al., 2006). Finalmente, existen componentes orbitales de período muy largo (1,2 Ma en oblicuidad y 2,4 Ma en excentricidad; Hilgen et al.; 2003). En el área de estudio, la influencia de los ciclos de Milankovitch ha sido reconocida en diversas sucesiones estratigráficas que incluyen secuencias con estromatolitos (Pérez-Rivarés et al., 2005; Pérez Rivarés, 2016). Los ciclos de Milankovitch de menor duración detectados en la Sierra de Alcubierre son los ciclos de precesión (duración media de 21 Ka). En la sección de San Caprasio (unidad T6) se ha estimado que un ciclo de precesión presenta una potencia media de 43 cm, por lo que los estromatolitos (entre 5 y 20 cm de espesor y entre 200 y 1000 láminas) no pueden ser capaces de registrar estos ciclos de decenas a centenas de miles de años (ciclos de Milankovitch), y probablemente tampoco ciclos de escala milenaria (ciclos de Heinrich).

Así pues, los ciclos hasta ahora mencionados quedarían descartados como causantes de la ciclicidad de la laminación de estromatolitos: unos por presentar un rango de periodicidad muy alto y otros muy bajo. Por ello, el rango de periodicidad de la laminación de los estromatolitos debe encajar en una escala temporal inferior al año, anual o decadal, es decir, en la banda del calendario o la banda solar (p. ej., Herbert y Fisher, 1986).

Los ciclos anuales se generan como consecuencia de la oblicuidad del eje de rotación de la Tierra en combinación con la órbita alrededor del Sol, que producen la sucesión de las estaciones (p. ej., Weedon, 2003). Éstas están principalmente ligadas con cambios de la temperatura y las precipitaciones. Existen muchas circunstancias en las que los ciclos anuales pueden quedar registrados, ya sea en los anillos del tronco de los árboles (p. ej., Briffa et al., 2000), laminación en espeleotemas (p. ej., Muñoz et al., 2015), laminación en tobas (Matsuoka et al., 2001), laminación en hielo (Alley et al., 1999) o en varvas lacustres (Anderson y Dean, 1988; Muñoz et al., 2002b).

Se conocen ciclos de escala plurianual que se pueden repetir cada varios años o incluso cada varias décadas. Son ciclos, por una parte, propios de fenómenos de circulación atmosférica u oceánica (p. ej., NAO y ENSO) y, por otra, relacionados directamente con la actividad solar. Los principales ciclos climáticos presentan unas bandas típicas de periodo corto: de 2-4, 3-6 y 4-8 años, otras bandas de 5-12, 8-16, 12-20 y 17-30 años, y bandas de largo periodo: de 20-50, 40-60 y 50-80 años (p. ej., Rossi et al., 2011 y referencias incluidas). Los principales ciclos solares presentan periodos de 11, 22 y 80-90 años (p. ej., Hathaway, 2010; Gray, 2016).

Tanto los ciclos anuales como los plurianuales generados por fenómenos climáticos y actividad solar cuentan con una escala temporal adecuada para estar relacionados con la ciclicidad observada en los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre.

6.4 Fenómenos de circulación climática y actividad Solar

La *Quasi-Biennial Oscillation* (QBO) domina la variabilidad atmosférica de la estratosfera ecuatorial; se manifiesta como la propagación descendente de los regímenes de vientos del este y del oeste, con un periodo de aproximadamente 28 meses (Baldwin et al., 2001). Aunque se trata de un fenómeno tropical, la QBO afecta al flujo estratosférico de polo a polo, modulando las corrientes atmosféricas e influyendo en las mareas (Fig. 6.1). Dunkerton (1990) demostró que la QBO podría estar relacionada con los ciclos anuales donde los vientos del este y oeste muestran mayor expresión durante abril-junio. Este tipo de ciclos ha sido registrado, entre otros casos, en varvas lacustres del Plioceno (Muñoz et al., 2002b) o en biolaminitas del Mesoproterozoico (Tang et al., 2014).

La Oscilación Atlántica Norte (*North Atlantic Oscillation*, NAO) es un sistema basado en la variación de la presión atmosférica (Fig. 6.2). Se compone de dos fases, una positiva y otra negativa. La fase positiva se caracteriza por tener altas presiones en las Islas Azores y bajas presiones cerca de Islandia. Ambos sistemas de presiones (Azores e Islandia) se intensifican provocando movimientos del viento hacia el este, disminuyendo las temperaturas en Norte América, incrementando tanto las temperaturas como las precipitaciones en el norte de Europa y disminuyendo las precipitaciones en el sur de Europa (Hurrell et al., 2003). La fase negativa se caracteriza por tener una disminución de la intensidad de los sistemas de presiones de las Azores y de Islandia, que sería menor que en situaciones neutras. Esto genera que las diferencias entre presiones bajas de Islandia y altas de

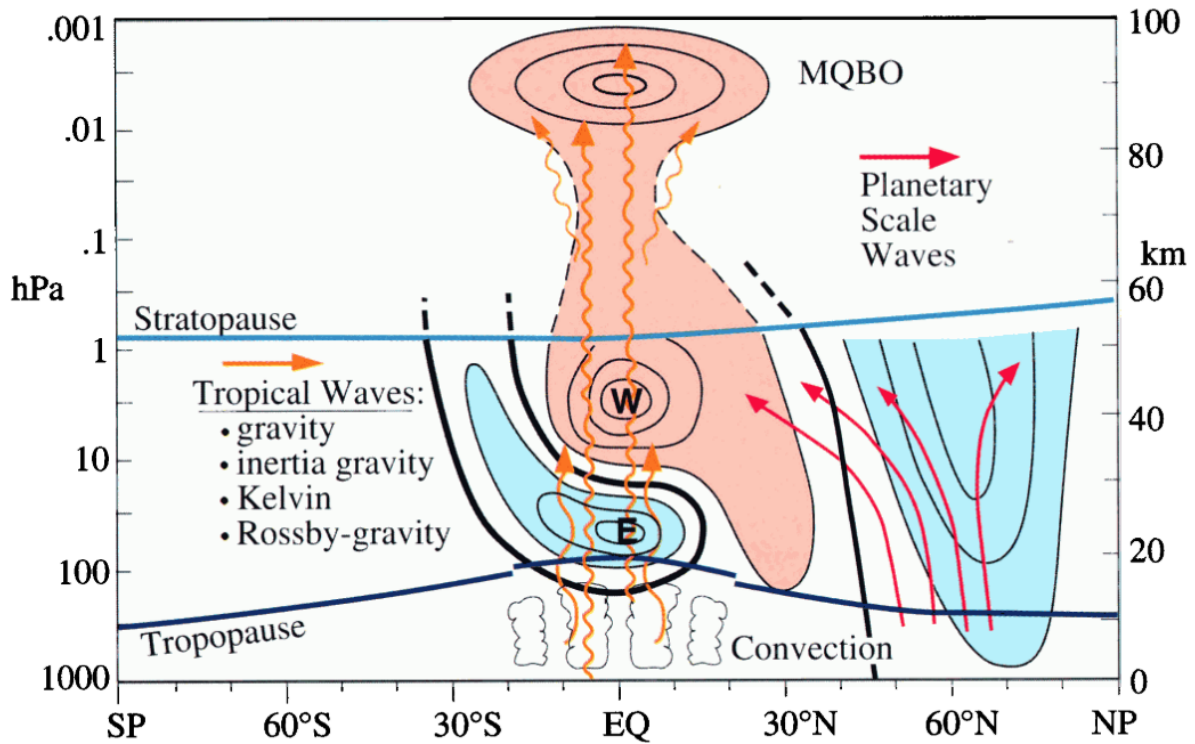


Figura 6.1. Descripción de la dinámica de la QBO durante el invierno en el hemisferio norte. La propagación de varias ondas tropicales (flechas naranjas) muestra la QBO, conducida por la gravedad, gravedad por inercia, Kelvin y gravedad Rossby, hacia la mesosfera (MQBO, *Mesospheric QBO*). Las anomalías de la QBO del este (E) están representadas en color azul claro, y las anomalías de la QBO del oeste (W) en color rosa. La propagación de ondas a escala planetaria (flechas moradas) se muestra en latitudes medias a altas. Tomado de Baldwin et al. (2001).

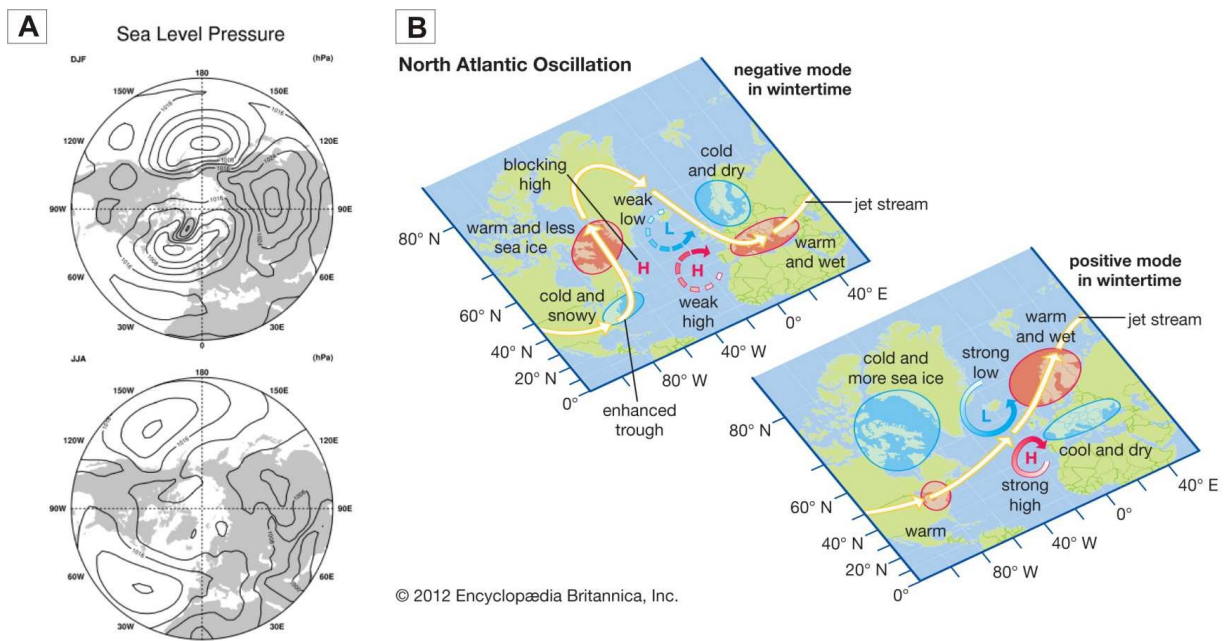


Figura 6.2. A) Presión media a nivel del mar para el invierno boreal (arriba) (diciembre-febrero) y el verano boreal (abajo) (junio-agosto) (tomado de Hurrell et al., 2003). B) Ruta típica de la corriente del frente polar (jet stream) durante las modas negativa y positiva de la Oscilación del Atlántico Norte. Las zonas coloreadas muestran los dominios de temperatura y humedad sobre América del Norte y Europa (tomado de Encyclopædia Britannica).

Azores sean mucho menores y los vientos del oeste, menos acusados. Esto permite que las corrientes frías lleguen al norte de Europa, mientras que en el sur se generan temperaturas más cálidas y un aumento de las precipitaciones (Weedon, 2003). La variabilidad de la NAO está definida en varios rangos temporales, de entre 6 y 13 años (Appenzeller et al., 1998) y de 7-8 a 12,5 años (Cullen et al., 2001). Estos ciclos han sido registrados, por ejemplo, en valores de isótopos estables de *cores* (sondeos) de hielo (Barlow et al., 1993; White et al., 1997; Appenzeller et al. 1998) o en el espesor de los anillos de crecimiento de árboles (D'Arrigo et al., 2005).

La ENSO (*El Niño/Southern Oscillation*) resulta de la combinación de fenómenos oceánicos (*El Niño*) y atmosféricos (*Southern Oscillation*) (Fig. 6.3). En condiciones normales, los vientos alisios (*Trade winds*) movilizan el agua cálida desde las costas de América del Sur a través del océano Pacífico hacia Asia y el norte de Australia (Torrence y Webster, 1999). De esta forma se generan precipitaciones continuadas en Asia y sequías en la costa oeste de América del Sur. En esa costa, debido a que la corriente de Humboldt produce el ascenso de aguas frías del fondo oceánico, los vientos cálidos se desplazan hacia la zona oeste. El Niño se genera cuando se produce una caída en la intensidad de los vientos alisios, cada 3-5-8 años. Esto genera un desplazamiento de las aguas cálidas desde Asia y Australia hacia América del Sur, lo que provoca más evaporación y, de ahí, abundantes precipitaciones en América del Sur y periodos más secos en Asia y norte de Australia. A su vez se observan variaciones en las presiones atmosféricas, debido a la mayor cantidad de evaporación y bajas presiones, situación que se denomina *Southern Oscillation* (Walker y Bliss 1937). Estas variaciones generan cambios climáticos en todo el planeta. Las variaciones en la diferencia de

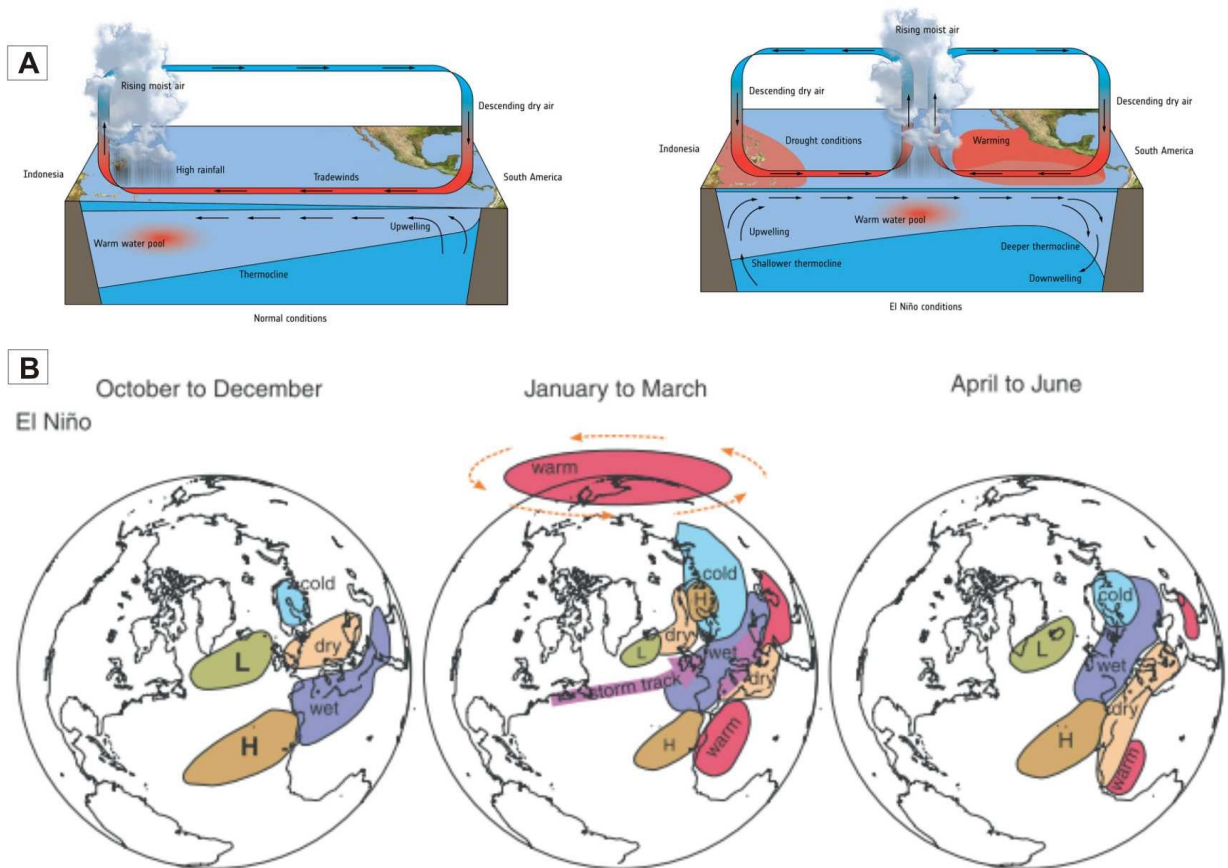


Figura 6.3. A) Esquema del funcionamiento de la ENSO. Normalmente, los vientos alisios soplan de este a oeste, empujando el agua cálida en la misma dirección, hacia Asia y Australasia. En el otro lado del océano, alrededor de América del Sur y Central, a medida que el agua cálida se aleja de la costa, se reemplaza por agua fría que proviene de las zonas profundas del océano. En el oeste se generan más nubes y precipitaciones que conduce a una circulación atmosférica donde el aire húmedo y cálido se eleva en el oeste y el aire frío y seco desciende en el lado este del océano. El Niño interrumpe este patrón normal al debilitarse los vientos alisios, lo que reduce la movilización de agua cálida hacia el oeste. Esto afecta a la diferencia de temperatura normal entre el Pacífico oriental y occidental. Además, este fenómeno cambia el patrón normal del aire ascendente y, por lo tanto, los patrones de viento y lluvia, lo que tiene un efecto negativo para el clima en todo el mundo (Tomado de esa.int). B) Representación esquemática de los efectos de El Niño sobre el clima en Europa y la estratosfera polar para diferentes estaciones. El gráfico representa la distribución de las zonas de presión y temperatura relativas en el Atlántico Norte y Europa: en la izquierda cuando no se registra influencia de El Niño, en el medio se refleja la máxima influencia en Europa y en la derecha tras la actuación del fenómeno. Adaptado de Brönnimann (2007).

presión están ligadas a cambios en la distribución de las temperaturas de la superficie del mar (sea *Surface temperature*, SST) a lo largo del ecuador y del Pacífico tropical. Los ciclos de ENSO quedan registrados, por ejemplo, en los anillos de los árboles (Cleaveland et al., 1992), en la composición de los isótopos estables en corales (p. ej., Kennedy y Brassell, 1992), en el espesor de la laminación de varvas (p. ej., Muñoz et al., 2002b; Lenz et al., 2010) y en datos palinológicos de sedimentos lacustres (p. ej., Kloosterboer-Van Hove et al., 2006).

La ciclicidad de las manchas solares (*sunspots*) se relaciona con ciclos de variación de la intensidad de la actividad solar, entre máxima y mínima (Fig. 6.4). La periodicidad de las manchas solares detectada cada 11 años es conocida como ciclo de Schwabe (Schwabe, 1844), mientras que aquella detectada cada 22 años se denomina ciclo de Hale (Dicke, 1979). Las variaciones de 80-90 años son denominadas ciclos de Gleissberg (Gleissberg, 1939). El registro sedimentario de las manchas solares ha sido principalmente estudiado en varvas (Sonett y Williams, 1985; Anderson, 1992).

La *Atlantic Multidecadal Oscillation* (AMO) está definida como una moda de baja frecuencia de la variación de temperatura de la superficie del mar en el Atlántico Norte, que ocurre en intervalos de entre 65 y 80 años (Fig. 6.5). También es denominada como Atlantic Multidecadal Variability (AMV) (Wu et al., 2018).

Algunos de estos fenómenos han ocurrido a lo largo de la evolución de la Tierra, como las manchas solares, mientras que otros como la NAO o ENSO han estado condicionados por los distintos movimientos de las placas continentales (Raymo y Ruddiman, 1992; Viles y Goudie, 2003). Estos fenómenos de circulación, por tanto, han sido especialmente estudiados en la actualidad, pero existen cada vez más indicios de la existencia de precursores de estos fenómenos en el pasado. Existen evidencias de NAO y ENSO detectadas en análisis espectrales realizados sobre datos isotópicos y de espesor de las laminas de espeleotemas del Holoceno (Scholz et al., 2012; Muñoz et al., 2015), sobre datos isotópicos de corales del Mioceno superior (Brachert et al., 2006; Mertz-

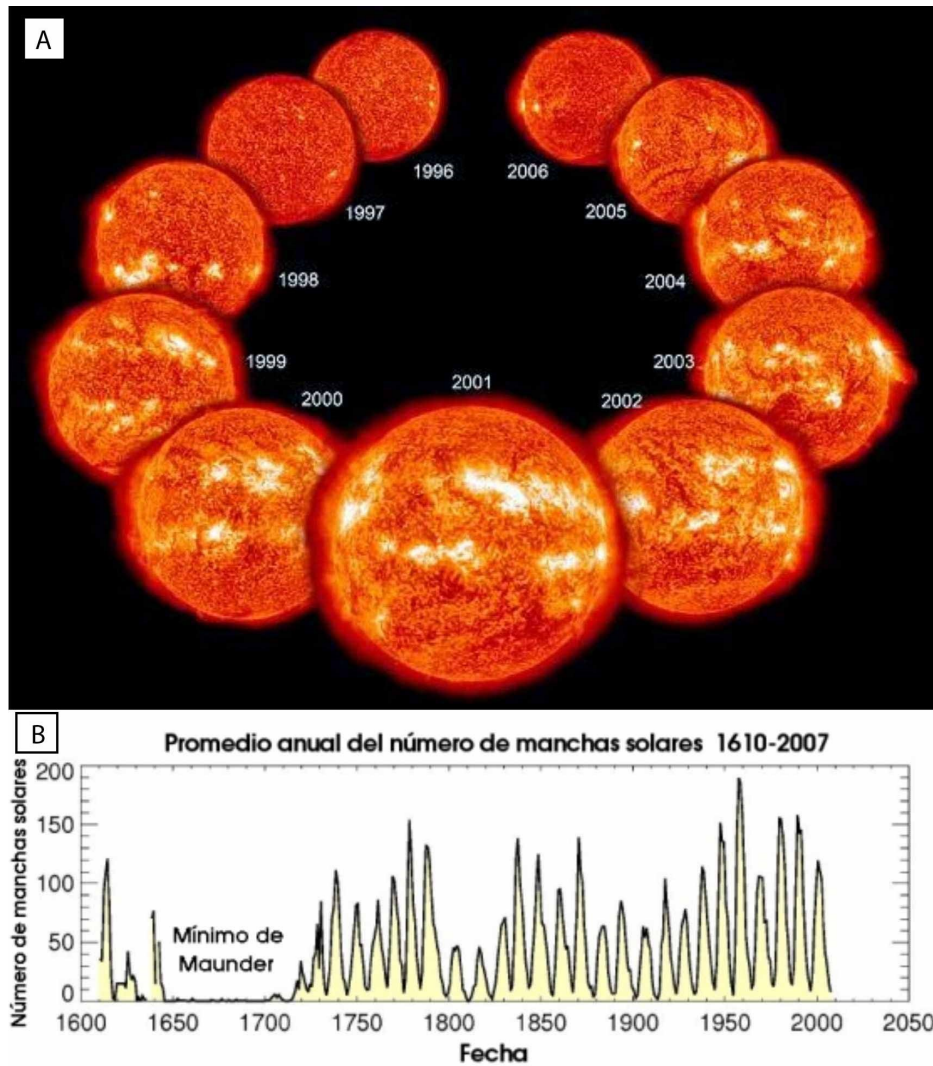


Figura 6.4. A) Ciclo solar de 1996 a 2006, desde el mínimo solar (arriba a la izquierda) a las condiciones máximas (abajo al centro) y de nuevo al mínimo (arriba a la derecha). Las manchas solares (SUNSPOT) son las zonas donde el campo magnético del Sol es más fuerte. El plasma solar se mueve a distintas velocidades, tanto respecto a la profundidad como respecto a la latitud solares; esto produce deslizamiento entre las distintas zonas del sol y genera un campo magnético. B) Registro histórico de las SUNSPOT. Más manchas solares significa una mayor actividad solar (máximo solar). Cada ciclo solar varía en intensidad, algunos máximos solares son tan bajos que son casi indistinguibles del mínimo anterior. El mínimo más largo del que se tiene registro, el Mínimo de Maunder (1645-1715), coincidió en parte con la Pequeña Edad de Hielo (Tomado de PHYS.ORG).

Kraus et al., 2009), sobre el espesor de varvas o datos de polen en sedimentos lacustres del Plioceno (Muñoz et al., 2002b; Kloosterboer-Van Hoeve et al., 2006) o sobre espesores de varvas evaporíticas del Mioceno superior (Galeotti et al., 2010).

En esta tesis se estudian las variaciones de espesor de las láminas de estromatolitos y su relación con algunos de estos fenómenos recurrentes y se trata de identificar cuáles de ellos pueden influir en el desarrollo periódico de la laminación estromatolítica. Es uno de los pocos trabajos que muestran el uso del análisis espectral en la laminación de estromatolitos como un registro de los parámetros climáticos a distintas escalas. Los resultados obtenidos a partir de los

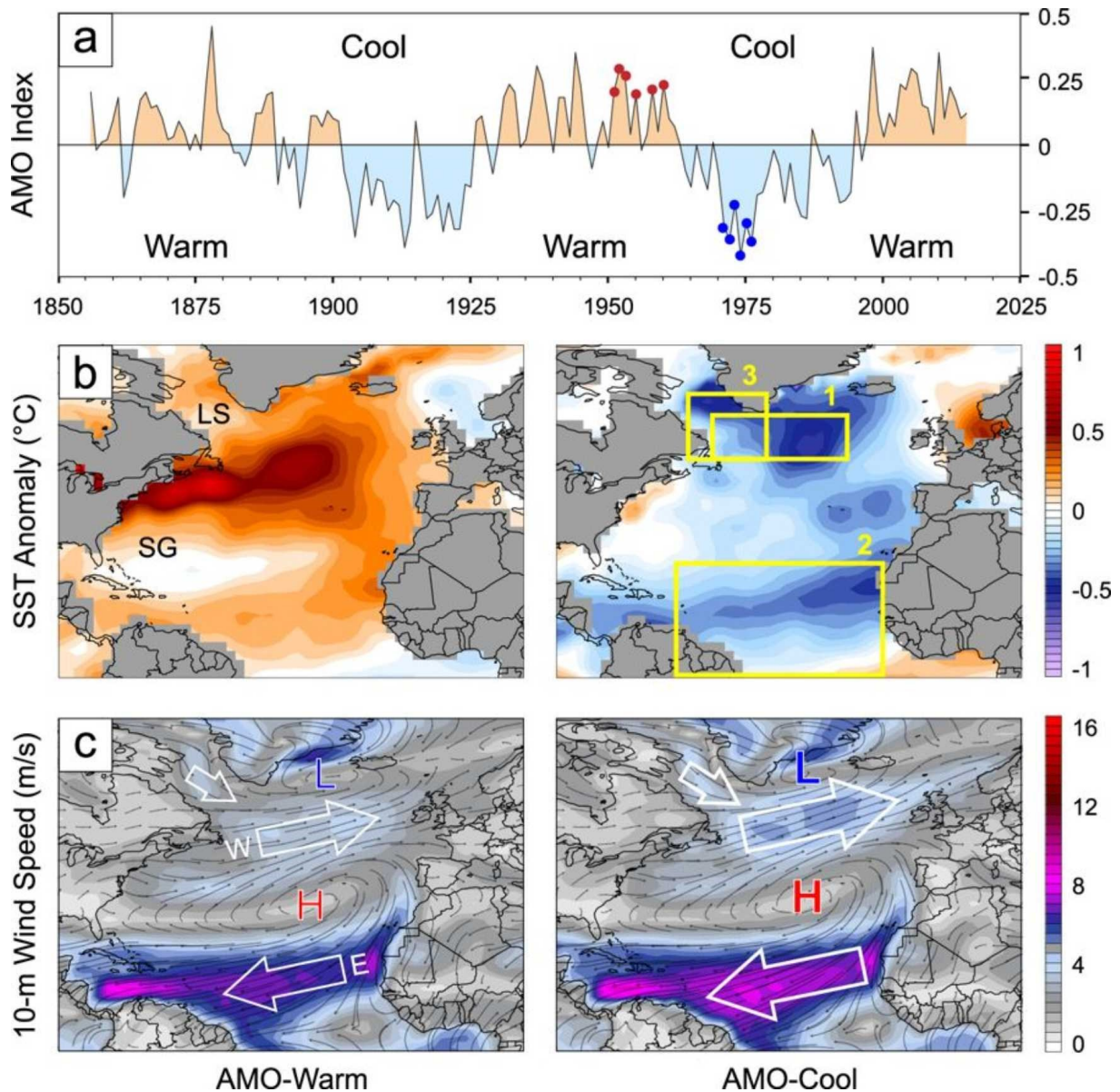


Figura 6.5. Serie temporal y representaciones espaciales de la AMO. a) Datos del índice AMO 1856–2015. Los índices cálidos de la AMO están sombreados en naranja, los índices fríos están sombreados en azul. Los puntos rojos y azules indican los seis años más cálidos y más fríos promediados para representar los mapas AMO-Warm y AMO-Cool que se muestran en b y c. b) Mapas de anomalías medias de Temperatura de la superficie del mar (TSM) para años cálidos (panel izquierdo) y fríos (panel derecho) identificados en a (de 1951–1980). LS: Mar de Labrador; SG: Mar de los Sargazos. c) Mapas de velocidad media (en decenas de metros por segundo) correspondientes a anomalías de TSM cálidas (panel izquierdo) y frías (panel derecho). L: Icelandic Low; H: Azores High; grosor de letras según la intensidad relativa. Los vientos de latitud media occidental (W) y tropical del este (E) se identifican con flechas y el tamaño de éstas está acuerdo con la intensidad relativa (Tomado de Birkel et al., 2018).

análisis espectrales de las parejas de láminas simples (clara+oscura) revelan periodos significativos del espectro. Sin embargo, existe un grado de incertidumbre en cuanto a la asignación temporal de estos resultados, ya que no se conoce el tiempo concreto de formación de estas láminas, sino que se asume la hipótesis de que cada pareja de láminas representa un año. Esta hipótesis viene

apoyada por estudio textural e isotópico realizado con anterioridad mediante el cual se infiere el significado estacional de las láminas simples. Además, como se ha mostrado en este apartado, la duración anual de la laminación es la más probable, ya que otros rangos de tiempo son altamente improbables o incluso imposibles.

Otra dificultad en la interpretación de estos resultados viene de la superposición de los periodos de recurrencia de los agentes climáticos con los que se han relacionado. La actividad solar y los fenómenos de circulación atmosférica y oceánica están íntimamente relacionados (Nuzhdina, 2002; Kodera y Kuroda, 2005; Li y Lau, 2012; Gray et al., 2016; Li y Xiao, 2018; Zhai, 2017), por lo que se hace difícil discriminar las distintas contribuciones de cada uno de ellos en un intervalo de tiempo concreto del crecimiento del estromatolito. Sin embargo, la alta significación de los picos (en muchos casos por encima del 99%) y la reiterada presencia de éstos en las frecuencias habituales en las que estos agentes suelen manifestarse indica la influencia de estos agentes (o al menos de unos precursores de ellos) sobre el crecimiento de los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre.

Por otro lado, no hay evidencias de que la diagénesis haya podido tener un peso significativo en la introducción de factores de ruido en el análisis espectral. No se han reconocido indicios de recristalización que hayan podido enmascarar los límites netos entre las láminas o influir en el espesor de las láminas. Incluso en los casos puntuales en los que se han detectado láminas fibrosas, que podrían ser atribuidas a la acción de la diagénesis, ni el espesor ni el color de las láminas se ve afectado en sección pulida, y por tanto en la adquisición de los datos para el análisis espectral. Además, las láminas delgadas de los especímenes empleados para el análisis espectral no mostraban presencia de este tipo de láminas.

Para minimizar la influencia de estas limitaciones y comprobar la consistencia de la señal climática en la laminación estromatolítica se han tomado varias precauciones. El muestreo se realizó en 5 especímenes de diferentes edades, y en los especímenes con espesores de láminas más heterogéneos el estudio se realizó por dos trayectos distintos, pero equivalentes lateralmente. Además, se ha contrastado manualmente la identificación de las láminas por varios investigadores y se ha trabajado con dos métodos de análisis espectral (Transformada de Fourier y *Wavelet*). Finalmente, siguiendo las recomendaciones de Vaughan et al (2011) para validar y calibrar los análisis espectrales se ha utilizado software específico para analizar series temporales dominadas por el ruido rojo, se han exigido altos grados de fiabilidad (de hasta el 99%) en los test de significancia y además, estos test se han realizado también a partir de simulaciones de Montecarlo (Fig. 6.6).

Por tanto, a pesar de las limitaciones del estudio antes expuestas, se han obtenido resultados significativos de los análisis espectrales realizados en varios especímenes de estromatolitos. Los resultados obtenidos en los distintos especímenes y trayectos muestran el registro de ciclos periódicos en las mismas bandas de periodicidad. Estas mismas bandas de periodicidad se detectan en los análisis *wavelet*. Los análisis espectrales, basados en el espesor de láminas oscuras y

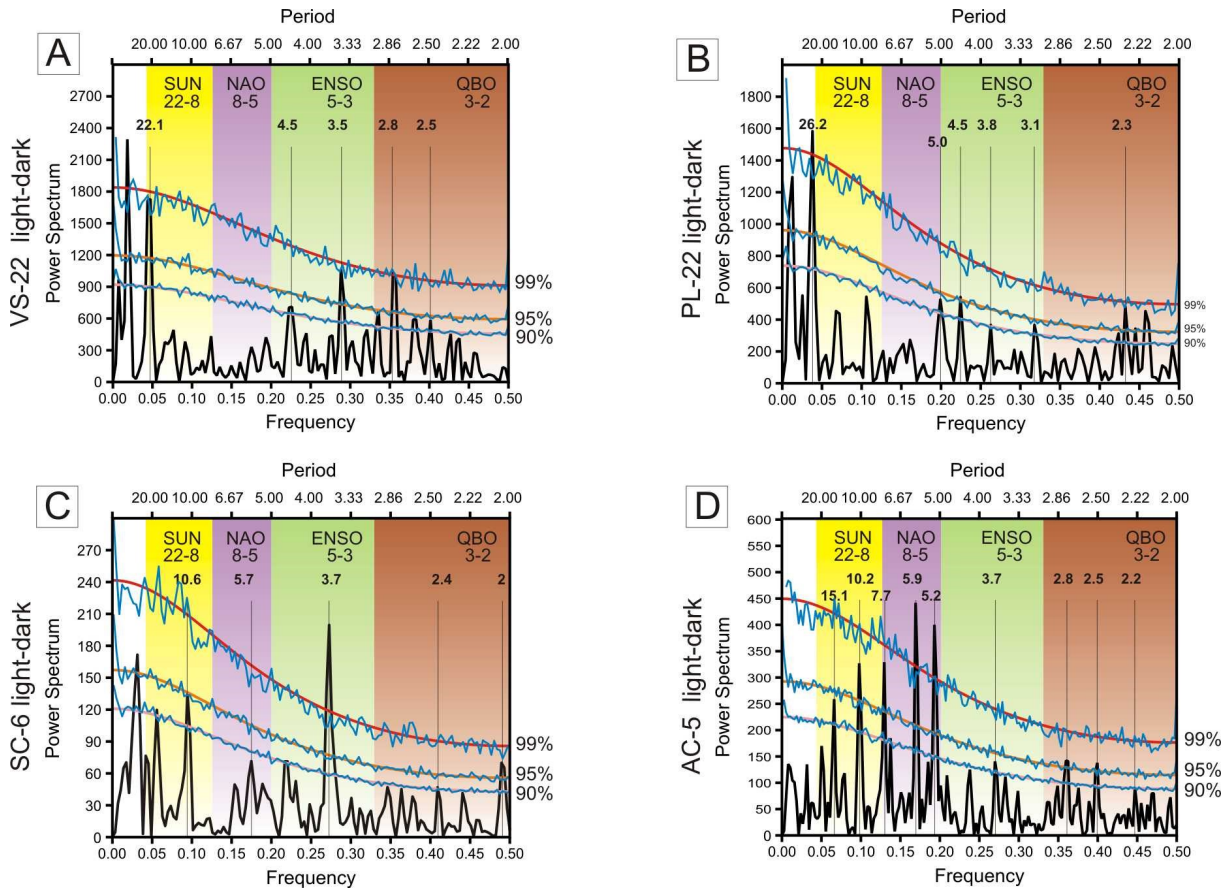
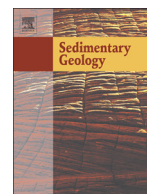


Figura 6.6. Resultados de análisis espectrales realizados sobre series temporales basadas en parejas de láminas (clara+oscura) que incluyen test de fiabilidad basados en simulaciones de Montecarlo (línea azul). A) Trazado A en el espécimen VS-22. B) Trazado A en el espécimen PL-22. C) Trazado A en el espécimen SC-6. D) Especimen AC-5. Las zonas coloreadas representan las bandas de frecuencia de las señales climáticas más típicas: QBO, Quasi-Biennial Oscillation; ENSO, El Niño/Southern Oscillation; NAO, North Atlantic Oscillation; SUN, ciclos solares de Schwabe y Hale.

claras+oscuras, detectan periodos significativos alrededor de 2,5, 3,7, 5, 7, 10 y 22 años. Estos periodos se relacionan con los rangos de periodicidad típicos de la NAO y ENSO, y ciclos solares, como los ciclos de Schwabe y Hale. El hecho de que se detecten periodos significativos que se corresponden con los rangos de periodicidad de la NAO y ENSO en estromatolitos formados en el Mioceno tiene dos conclusiones importantes: 1) la relación entre los cambios de temperatura y precipitación que implican esos fenómenos y el desarrollo periódico de las láminas, y 2) el hallazgo de que fenómenos similares o unos precursores de éstos ya tenían lugar en el Mioceno.

Se hace necesario destacar que los 5 especímenes de estromatolito de la Sierra de Alcubierre nombrados: VS-22', AC-5g, PL-22't y SC-6c, en el artículo pasan a llamarse VS-22, AC-5, PL-22 y SC-6, respectivamente. Los especímenes SC-141b y SC-141t en el artículo se denominan SC-141.



Periodicity in stromatolitic lamination: A potential record of ENSO, NAO, and SUNSPOT in the Miocene lacustrine record of the Ebro Basin, Spain

Francisco Javier Pérez-Rivarés ^{a,*}, Leticia Martín-Bello ^{a,b}, Concha Arenas-Abad ^{a,b}

^a Department of Earth Sciences, University of Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain

^b Institute for Research on Environmental Sciences of Aragón (IUCA) and Geotransfer Group, University of Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 19 February 2019
Received in revised form 15 July 2019
Accepted 17 July 2019
Available online 20 July 2019

Editor: Catherine Chagué

Keywords:

Lacustrine stromatolites
Saline carbonates
Annual lamina couplets
Lamination periodicity
Quasi-periodic cycles
Solar and calendar frequencies

ABSTRACT

The spectral decomposition of time series obtained from ancient rock records can be used to study the similarity between the dynamics of present-day and past climate systems. A high-resolution periodicity analysis of luminescence and lamina thickness of lacustrine stromatolites in the Ebro Basin (northeast of Iberian Peninsula) reveals a significant signal of interannual and decadal climatic variability in the Miocene. This is one out of very few works that presents the use of spectral analysis to estimate the potential of stromatolite lamination as multiple-scale recorders of climate parameters. The effects of precipitation and evaporation variations on stromatolite lamination have been detected at three orders of cyclicity based on textural and high-resolution stable-isotope analyses (C and O) obtained in prior studies. These analyses also revealed that the light and dark simple lamina couplets are identified with annual cycles (third-order isotopic cycles). In the present study, the spectral analysis results obtained through different paths in five stromatolite specimens reveal significant periods in the power spectrum at around 2.5, 3.7, 5, 7, 10, and 22 years. These cycles can be correlated with the typical oscillation bands of different climate-related agents. The 2.5-year period corresponds to the Quasi Biennial Oscillation (QBO), or to the biennial component of the El Niño–Southern Oscillation (ENSO), or to the North Atlantic Oscillation (NAO). The 3 to 5 and 5 to 7-year bands can be linked to ENSO or NAO variability (second-order isotopic cycles). The 8 to 11-year bands fit the 11-year Schwabe (first-order isotopic cycles) and 22 to 23-year fit the 22-year Hale sunspot cycles. Thus, the stromatolite growth was controlled by ENSO, NAO, and solar activity cycles. The close relationship between these climate-related agents makes it difficult to specify the dominant agent controlling the stromatolite growth. Nevertheless, the significant periods obtained from this study, within interannual (2.5, 3.7, 5, 7 years), decadal (10, 22 years), and even multidecadal bands (37–42 years), support the existence, and concurrence, of ENSO and NAO precursors during the early and middle Miocene.

© 2019 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The temporal significance of stromatolite lamination has been an intriguing, unsolved issue ever since its discovery. The difficulty in knowing the environmental significance of lamination comes from the wide variety of parameters that are involved in lamination development, and the several ranks of lamina arrangement (Hofmann, 1973; Petryshyn et al., 2012; Arenas and Jones, 2017). Most studies of stromatolite lamination are based on textural variations of the laminae, in some cases coupled with stable isotope analyses (C and O), which together provide palaeoclimatic and palaeoenvironmental information (Andrews and Brasier, 2005; Nehza et al., 2009; Brasier et al., 2010; Osácar et al., 2013; Arenas et al., 2019). The stable isotope composition

mainly yields information about temperature variations (Matsuoka et al., 2001; Kano et al., 2007; Brasier et al., 2010) or precipitation/evaporation conditions (Leng and Marshall, 2004; Arp et al., 2005; López-Blanco et al., 2016). The cyclic evolution of textural and stable isotope data, mostly $\delta^{18}\text{O}$, contribute to the inference of seasonal climatic changes (Kano et al., 2003, 2007; Dabkowski et al., 2015; Martín-Bello et al., 2019a). Clumped isotopes are a promising tool for obtaining temperature data from ancient stromatolites (e.g., Frantz et al., 2014; Kele et al., 2015; Kato et al., 2019). This technique is useful for inferring cyclic changes through time, from which durations can be inferred. However, its use is still limited, pending refinement of the equilibrium calculations (Affek, 2012). Another way to estimate the temporal meaning of lamination is the study of modern stromatolites, through the periodic monitoring of deposition and the corresponding hydrological, climatic, sedimentary, and geochemical conditions (e.g., Kano et al., 2007; Gradziński, 2010; Arenas et al., 2014). These studies have mostly been

* Corresponding author.
E-mail address: perezrivares@gmail.com (F.J. Pérez-Rivarés).

performed in the fluvial environment, and show that a number of laminae can be formed annually or even seasonally (Manzo et al., 2012; Arenas and Jones, 2017).

Concurrent cyclic variations of textural and stable isotope composition in microbial lamination have been reported by several authors (e.g., Arp et al., 2010; Brasier et al., 2010; Dabkowski et al., 2015; Rodríguez-Berriguete et al., 2018; Martin-Bello et al., 2019a). These authors propose seasonal changes in climate parameters to explain such cyclic variations. In other cases, cyclicities based on lamina thickness, geochemical data or stable isotope data have also been related to climatic phenomena such as the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) or SUNSPOT cycles (Mischke and Zhang, 2008; Tang et al., 2014; Petryshyn et al., 2015).

Despite inferences from textural and stable isotope composition in the ancient record, and comparisons with the recent record, the main problem in interpreting the temporal significance of stromatolitic lamination comes from its fractal nature, which produces multiple ranks of laminae and of lamina arrangement (Monty, 1967; Nehza et al., 2009; Martin-Bello et al., 2019a). The spectral analysis of time series can help understand climate dynamics reflected in the geological record at different scales (e.g., Weedon, 1993 and references therein; Bond et al., 1997; Holmgren et al., 1999). This type of analysis has been applied to varied laminated ancient records in order to infer annual to multidecadal periodicity similar to the North Atlantic Oscillation (NAO) or ENSO variations (e.g., Huber and Caballero, 2003; Galeotti et al., 2010; Lenz et al., 2010; Batenburg et al., 2011; Walliser et al., 2017). The stable isotope variations in speleothem laminae from northern Italy, and in high-resolution lacustrine laminae from north-eastern Spain, have been suggested to have been significantly influenced by the NAO during the Holocene (Scholz et al., 2012; Muñoz et al., 2015). Other studies have associated the variations registered through the upper Miocene with the NAO or ENSO-like phenomena, as in the case of $\delta^{18}\text{O}$ records of corals of the Mediterranean (Brachert et al., 2006; Mertz-Kraus et al., 2009), and others from Pliocene lacustrine laminated sediments in Spain and Greece (Muñoz et al., 2002b; Kloosterboer–Van Hove et al., 2006). The periodicity of thickness values in upper Miocene halo-varves in Italy has also been related to the influence of ENSO variability (Galeotti et al., 2010). Even in the middle Oligocene, Walliser et al. (2017) have found that data on shell growth rates from long-lived marine bivalves in northern Europe yield variability comparable to that of the NAO. However, lacustrine stromatolites have not been explored yet in detail with such a periodic perspective by using spectral analysis.

The characterisation of atmospheric circulation phenomena and solar activity (as SUNSPOT phenomenon) as climate forcing agents is an important subject of study today. Additionally, several works have focussed on revealing the evidence of periodic or quasi-periodic behaviour of present-day climatic phenomena in records of the past. The persistence of these climatic phenomena over long time periods can help evaluate the predictability of the climatic conditions.

The purposes of this paper are: 1) to demonstrate the occurrence of different orders of periodicity of stromatolitic lamination; 2) to propose plausible temporal intervals for such orders; and 3) to suggest natural causes of such periodic changes, such as atmospheric circulation phenomena and solar activity. The study is based on the analysis of periodicity of time series built from discrete and continuous parameters of the laminae (e.g., luminance and thickness) obtained in several stromatolite specimens from the Miocene lacustrine record in the Ebro Basin, Spain. The results, supported by stable isotope analyses of previous works, provide new data on the temporal significance of stromatolitic lamination, and show the complexity of stromatolitic lamination and its potential to record multi-scale climate signatures, such as ENSO, NAO, and SUNSPOT variations. Moreover, this work contributes to knowledge on the influence of circulation patterns such as the NAO and ENSO on the climate of Europe, both in the past and at present.

2. Circulation phenomena and climate variability in present and Cenozoic environments

The solar activity that interacts with the Earth's surface is the sum of several processes that occur mainly in the convection zones, the photosphere, and the atmosphere of the Sun (Gray et al., 2010). Several Sun/Earth interaction mechanisms have been suggested in studies of the variability of solar activity influence on the Earth's climate system (Beer et al., 2000; Reid, 2000). It has been suggested that there is a relation between solar activity and ENSO variability (Hathaway, 2015; Zhai, 2017). Moreover, the spatial structure of the NAO in winter is significantly forced by the solar cycle (Kodera and Kuroda, 2005). Actually, the influence of solar activity on phenomena such as the NAO, ENSO, and AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation) has been noted over the Atlantic/European sector (Gray et al., 2016).

Changes in rainfall and temperatures in northern and southern Europe are related to NAO variability (Hurrell, 1995; Hurrell and van Loon, 1997; Jones et al., 2003). The more coherent variations occur on periods of 2.5, 5–6, and 8 years (Pozo-Vázquez et al., 2000; Weedon, 2003). It is considered that the phenomenon of mixed oceanic and atmospheric circulation known as ENSO is the globally dominant mode of interannual climate variability, and that it has a global influence over weather and climate. The influence of the ENSO on climate has also been studied in Europe (e.g., Vicente-Serrano, 2005; Brönnimann et al., 2007; Shaman and Tziperman, 2011; Kalimeris et al., 2017). The impact of the extreme phases of the ENSO on seasonal precipitation has also been detected on the Iberian Peninsula (Rodó et al., 1997; Rocha, 1999; Vicente-Serrano, 2005). Likewise, the association of NAO variability and rainfall on the Iberian Peninsula and in northern Africa has been the subject of various studies (Zorita et al., 1992; Rodó et al., 1997; Knippertz et al., 2003). The correlation found between the values of NAO indices and rainfall also applies to some places in the current Ebro Depression (Goodess and Jones, 2002; Muñoz-Díaz and Rodrigo, 2004; Hernández-Ballarín and Peláez-Campomanes, 2017). Present-day lakes are widely affected by climate variables, such as air temperature, wind velocity and precipitation (Margalef, 1983), and observations have demonstrated that many physical and biological lake properties are controlled by these parameters on seasonal to decadal scales (Catalan et al., 2013). Likewise, the NAO produces a pronounced effect on the physics, chemistry, and biology of many northern hemisphere lakes and rivers (Straile et al., 2003). The NAO exerts a dominant influence on European lakes in winter and early spring, when spring turnover and the onset of stratification occur, but the influence is noted through the year. Thus, the NAO exerts a major impact on the seasonal distribution of temperature and nutrients (Hurrell et al., 2003; Straile et al., 2003). Similarly, the relation between interannual variations of lake level and river discharge in Africa and Asia are shown to be mainly driven by precipitation changes that are associated with the ENSO (Mercier et al., 2002; Hwang et al., 2005; Okonkwo et al., 2014). In Europe, surface pressure, temperature and precipitation data collected from several studies reveal ENSO influence on lake water features (Fraedrich and Muller, 1992). Climatic sensors from a modern saline lake in the south of the Sierra de Alcubierre also manifest positive response of lake level variations to ENSO parameters, such as precipitation (Rodó et al., 1997).

Thus, numerous studies support the influence, at present-day, of the phenomena of circulation such as ENSO and NAO on the seasonal distribution of temperature and rainfall of Europe and specifically of the Iberian Peninsula. Likewise, several works support the idea that periodicity oscillations found in the ancient record can also be attributed to ENSO effects (Mingram, 1998; Galeotti et al., 2010; Lenz et al., 2010). In this line of argument, Mingram (1998) indicated the presence of a 5.5 yr periodicity in Eocene laminated lacustrine deposits of central Europe (Germany). Similarly, Lenz et al. (2010) found that, during the cold interval of the Eocene, lacustrine laminated oil shales in Central Europe showed thickness variability attributable to ENSO effects. In contrast,

other works consider that these periodic or quasi-periodic variations could have been produced by NAO effects (Brachert et al., 2006; Mertz-Kraus et al., 2009; Walliser et al., 2017). Both Brachert et al. (2006) and Walliser et al. (2017) provided information on numerical climate models and distribution of wSLP-EOF (winter Sea-Level Pressure-Empirical Orthogonal Function) domains in the North Atlantic ocean that led them to propose the NAO, and not ENSO, as the main cause of the seasonal and interannual climate variability recorded through the growth of corals and bivalves. Walliser et al. (2017) did not discard the hypothesis that both circulation patterns (NAO and ENSO) could coexist in the Oligocene and Miocene, as it happens nowadays.

During the late Miocene, it has been recognised that climate conditions allowed sea surface temperature (SST) gradients similar to those that cause the El Niño phenomenon at present (Holbourn et al., 2018). In the western Pacific, during the Miocene, there was a substantial inter-annual variability of SST, with a 3-year periodicity (Batenburg et al., 2011). Variations in $\delta^{18}\text{O}$ records of corals of the late Miocene Mediterranean have been associated with variations in SST and the hydrologic balance of sea water, both influencing sea surface salinity. All these parameters have an interannual variability with periods linked to the NAO or ENSO-like phenomena (Brachert et al., 2006; Mertz-Kraus et al., 2009). The periodicity of thickness values of late Miocene halo-varves in Italy has been related to variation in SST influenced by ENSO variability (Galeotti et al., 2010). In the Iberian Peninsula, the regional palaeogeographic configuration during the Miocene would be similar to the present one (Bice et al., 2000; Seton et al., 2012; Scotese, 2014) and therefore could provide suitable conditions for these phenomena to occur.

3. Geological setting

The Ebro Basin is located in the northeastern sector of the Iberian Peninsula and is bounded by the Pyrenean, Iberian, and Catalanian Coastal ranges (Fig. 1A). It is the latest southern foreland basin of the Pyrenean orogen (Riba et al., 1983). The basin fill comprises marine and non-marine deposits from Palaeocene to late Eocene times. From the latest Eocene (Costa et al., 2010), the basin became fully continental. Then, it was filled with alluvial and fluvial sediments derived from the rising bounding ranges, and evaporite and carbonate deposits in lacustrine systems in the basin centre.

The Ebro Basin fill has been divided into eight genetic stratigraphic units, denominated tectosedimentary units (T1 to T8; Muñoz et al., 2002a; Pardo et al., 2004). Units T1 to T3 were deposited up to the upper Oligocene; unit T4 is Oligocene to lower Miocene in age, and units T5 to T8 are Miocene in age. In the middle or late Miocene the basin opened to the Mediterranean sea (Arche et al., 2010; Vázquez-Urbez et al., 2013), starting an emptying phase that continues to the present day. As a consequence of the extensive erosion during the Pliocene and Quaternary, several uplands formed in the central part of the basin. One of those uplands is the Sierra de Alcubierre, which is the study area of this research.

The Sierra de Alcubierre area comprises ca 600 m of lacustrine and distal fluvial deposits. In the area there are no active tectonic structures and the strata are close to horizontal, dipping slightly to the south-southwest. The succession is divided into three tectosedimentary units: T5, T6 and T7 (Fig. 1B), which span from the Agenian to the Aragonian (equivalent to the Aquitanian and Serravalian, respectively) (Muñoz et al., 2002a). These units have been dated by magnetostratigraphy as 21.3 to 13.5 Ma (Fig. 1C) (Pérez-Rivarés et al., 2002, 2018). Unit T5 (approximately 4.6 Ma) is formed of 430 m of mudstone, sandstone, gypsum, marl, limestone, and dolostone strata, which grade laterally into limestone and marl deposits to the east and north (Fig. 1C). Further north, these lacustrine deposits pass laterally into fluvial mudstones and sandstones. Unit T6 (approximately 1.9 Ma) includes 135 m of mainly limestone and marl deposits; gypsum

strata are interbedded toward the southwestern part of the Sierra (Fig. 1C). Unit T7 (approximately 1 Ma) comprises 110 m of mudstone, sandstone, limestone, and marlstone strata. The stromatolites are associated with laminated limestones in the three units, being more common and thicker in units T5 and T6 (Fig. 1B, C) (Arenas et al., 1997).

Arenas and Pardo (1999) proposed a lacustrine facies model for units T5 and T6 in the central sector of Ebro Basin, including the Sierra de Alcubierre, during the Miocene. The depositional model is defined by lake level fluctuations. During high lake levels freshwater carbonate conditions promoted massive and bioturbated limestone and marl facies formation. Low lake levels led to sulphate and halite facies development in a playa-lake system. Stromatolites and laminated limestones and dolostones developed at intermediate lake level settings, i.e., during oscillations between high and low lake levels that yielded saline carbonate conditions. These oscillations are related to climatic variations. Indeed, the lacustrine record of the Sierra de Alcubierre has been shown to reflect the influence of astronomic climatic signatures (Pérez Rivarés, 2016). Cyclostratigraphic analysis of some Miocene lacustrine sections showed that decimetre to decametre-scale sequences could be linked to Milankovitch frequencies. Correlation between local magnetostratigraphy (Pérez Rivarés, 2016) and Laskar solutions (Laskar et al., 2004) has allowed the matching of groups of marl-limestone couplets with astronomical precession (23-kyr), and short (100-kyr), large (400-kyr), and very large (1.2-Myr) eccentricity cycles (Pérez Rivarés, 2016).

Within the context of saline carbonate conditions, in the study area, three types of stromatolites have been distinguished: thin planar, stratiform and domed. Thin planar stromatolites have greater length than height (up to 6 m long and up to 10 cm thick). They usually have flat-to-undulatory, laterally continuous laminae, and developed in shallow and marginal lake areas prone to subaerial exposure. Stratiform stromatolites are 10 to 30 cm thick and 10 to 30 m long, and include varied internal growth forms (columns, domes and undulatory to flat-laminated forms). Domed stromatolites are 10 to 30 cm thick and of similar length. They are formed of similar internal growth forms to those in the stratiform stromatolites. Stratiform and domed stromatolites are related laterally (Martin-Bello et al., 2019b). The three types of stromatolites are composed of different lamina types and lamina arrangements.

4. Materials and methods

Five specimens of lacustrine stromatolites from the Sierra de Alcubierre (Fig. 2; PL-22, VS-22, AC-5, SC-6, and SC-141) were collected from units T5 and T6 (locations and horizons in Fig. 1B, C). The specimens are 4–12 cm thick. High-resolution images (1000 ppi) were obtained directly through digital scanning of polished sections across the lamination. Lamina thickness and luminance values were used to analyse the cyclicity registered by the stromatolitic laminae. Both types of data were measured using the multipurpose software for stratigraphic signal analysis Strati-Signal (Ndiaye et al., 2012). In order to measure these values, several paths perpendicular to the lamination were selected on the images of the specimens (Fig. 2). Due to the morphology of the laminae (see Fig. 3A) and to avoid artefacts or defects, running several segments was necessary to cover the whole specimen. In specimens PL-22, VS-22, and SC-6 the spectral analysis was performed following two paths across the specimens (Fig. 2). Path-A was conducted across portions of the specimen with flat laminae, while Path-B was performed across portions with more convex laminae (or through summit portions in specimen SC-6; Fig. 2). Each path shows dissimilar variations of lamina thickness. Data obtained from the time-equivalent interval of the two paths in each of the three specimens were used to evaluate the coherence of the cyclicity results.

Rock colour records were extracted from digital images of scanned stromatolite surfaces in the CIE-L*a*b colour space. Each value resulted from the average of eight laterally aligned measurements, obtained by

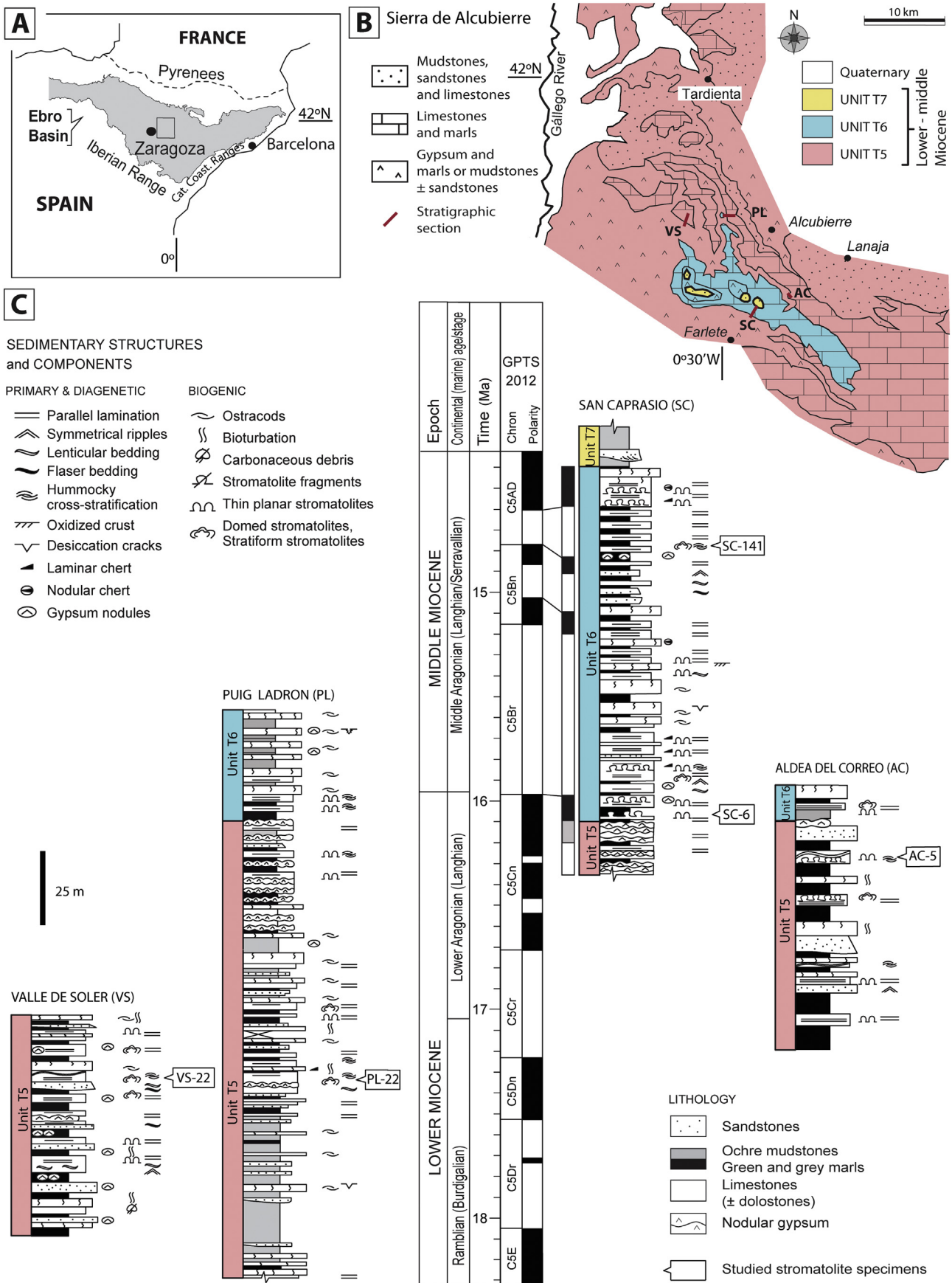


Fig. 1. A) Location of the Ebro Basin in the northeast of the Iberian Peninsula. B) Distribution of lithofacies and genetic stratigraphic units (T5, T6 and T7) through the Sierra de Alcubierre (Ebro Basin, Spain). The positions of the stratigraphic sections are marked: Valle de Soler (VS), Puig Ladron (PL), San Caprasio (SC) and Aldea del Correo (AC). C) Stratigraphic sections with the locations of the studied stromatolite specimens, and chronostratigraphic and magnetostratigraphic sketches based on Pérez-Rivarés et al. (2018). GPTS: Geomagnetic Polarity Time Scale.

a maximum luminance pixel integration window (imperfections were usually revealed as darker pixels). Successive values were plotted along the segments normal to the laminae. These data points were used to construct luminance curves for each path. A linear de-trending was applied to the data.

A semi-automated lamina counting was implemented in order to give a class (dark or light) to each type of lamina and then calculate its thickness. The light class includes both light dense micrite laminae and light porous micrite to microsparite laminae. The dark class is identified with dark dense micrite laminae. This type of grouping is also based on the isotopic values of the laminae (Martin-Bello et al., 2019b). For the classification process, a moving average data smoothing was applied to the luminance curves. The width of the smoothing window was specified as 15 data. A last value padding of the data was applied to avoid the loss of sample size due to the moving average application. The original luminance and the smoothed-luminance curves have been overlaid to have a Boolean discriminatory condition: a datum of the original luminance curve is classified as light lamina class if its luminance value is higher than the homologous value of the smoothed luminance curve, and as dark lamina class if it is lower. Other classification methods were tested, such as fuzzy logic and instance-based learning (Dasarathy, 1991), but the results were less discriminatory (with overestimation of dark laminae), presumably due to the high presence of imperfections and the higher variability of luminance of the light laminae compared to the dark ones. The output classes were then compared with visual representations of the stromatolitic laminations, and the discrepancies in automatic classification manually corrected. Thus, it was possible to obtain the thickness measurements of the stromatolite laminae. Subsequently, several time series were elaborated based on: raw luminance data, the thicknesses of simple light and simple dark laminae, and the sum of thicknesses of the light and dark laminae (light-dark lamina couplets) (Supplementary material 1).

The time series were analysed to reveal periodic cycles in lamina thickness using the Fourier transform and wavelet spectral method, with the spectral analysis programme REDFIT (Schulz and Mudelsee, 2002), and Wavelet analysis (Torrence and Compo, 1998) integrated in the software PAST (PALEontological STatistics V. 2.15; Hammer et al., 2001). REDFIT automatically removes the trend by subtracting the mean prior to time series analyses.

To distinguish the frequency cycles (spectral peaks) from background variability, the time series were tested against red noise. As greater amplitude values at low frequencies are a characteristic of climate time series (e.g., Weedon, 2003; Ólafsdóttir et al., 2013), the implementation of this type of error is adequate. A first-order autoregressive (AR(1)) process (i.e., red noise) was applied to form a theoretical red noise spectrum and false-alarm at 90, 95, and 99% levels (Thomson, 1990).

Moreover, in order to reveal variations in the spectral profiles through time (following the stromatolite lamina accretion), wavelet spectral analyses were performed. The Morlet wavelet base (wave-number 6) was used, which is the most commonly used wavelet in geophysics (Lau and Weng, 1995). The temporal series were padded with zeros at both ends, to limit the edge effect. A cone of influence was included to indicate the region of the wavelet spectrum where the results were less reliable. Background noise was an autoregressive model AR(1), and the statistical significance of the wavelet power spectrum was evaluated with a 5% significance level (95% confidence threshold).

5. Stromatolite lamination

Textural, structural, and stable-isotopic data for the studied stromatolite deposits are discussed in Martin-Bello et al. (2019a, 2019b). This paper provides only contextual information to help interpret the lamina

cyclicity data within the lacustrine environment and the results derived from the periodicity data obtained herein.

5.1. Characteristics of the laminae and lamination

The studied stromatolites are formed of micrite and microsparite laminae, with occasional fibrous laminae (i.e., they are fine-grained or micritic stromatolites, sensu Riding, 2000). They consist of calcite, with variable amounts of dolomite in some specimens. The laminae are laterally continuous, with variable thicknesses and cross-sectional shapes. They vary from flat to gently to steeply convex (Fig. 3A).

Four types of simple laminae (i.e., smallest units of uniform texture, cf. Arenas and Jones, 2017) have been defined by their texture, colour, and porosity (Martin-Bello et al., 2019b). Three of them compose the stromatolites used for this study and are described below (Fig. 3B):

- Dark dense micrite laminae (0.04–0.5 mm thick) are composed of dark grey micrite. These laminae are laterally continuous, with uniform thickness. Elongated pores (40 µm) parallel to the lamination are occasionally present.
- Light porous micrite to microsparite laminae (0.08–1.3 mm thick) are formed mainly of light grey to brown porous micrite, typically forming micropeloidal fabrics. The thickness varies laterally, decreasing down the sides of the domes, sometimes disappearing, and increasing at the summit of the domes.
- Light dense micrite laminae (0.1–1.9 mm thick) are composed of light grey to light brown micrite, and include scattered small quartz grains, bioclasts, intraclasts, and ooids. The thickness varies laterally in an irregular way.

The boundaries between simple laminae are consistent in all the stromatolites: gradual from light dense laminae to light porous laminae, and gradual or sharp from light laminae to dark dense laminae, but the boundaries at the top of the dark dense laminae are always sharp.

In polished sections, the dark dense laminae are distinguished as dark yellow to brown laminae, while the light dense laminae and light porous laminae are light yellow, white or cream in colour (Fig. 3D).

Several simple laminae can be grouped into composite laminae in which either the dark or the light laminae are dominant (Fig. 3B). Dark composite laminae (0.2–2.8 mm thick) are characterised by dark dense micrite laminae with thin light porous lamina intercalations, or by the succession of dark dense micrite laminae (Fig. 3B, C). Light composite laminae (0.6–6.4 mm thick) show light porous laminae with thin dark dense lamina intercalations, or alternating light porous and light dense laminae (Fig. 3B, C).

Overall, in the studied rocks, post-sedimentary features at the scale of microfacies consist of microspar and spar calcite cements, either in intergranular or framework or rare moldic porosity. Dissolution and replacement features are not common. In the studied stromatolites the contacts between the several lamina ranges are either gradual or sharp and coincide with changes in crystal size and/or porosity; the boundaries between laminae are not found within crystals nor within crystalline bands, as described in other laminated carbonates (Rodríguez-Berriguete et al., 2018). Moreover, the stable isotope composition from high-resolution sampling of a specimen parallels textural changes and colour variations. Together these features indicate that diagenesis did not influence significantly the lamina boundaries, and thus the measurement of thickness based on colour can be considered close to pristine.

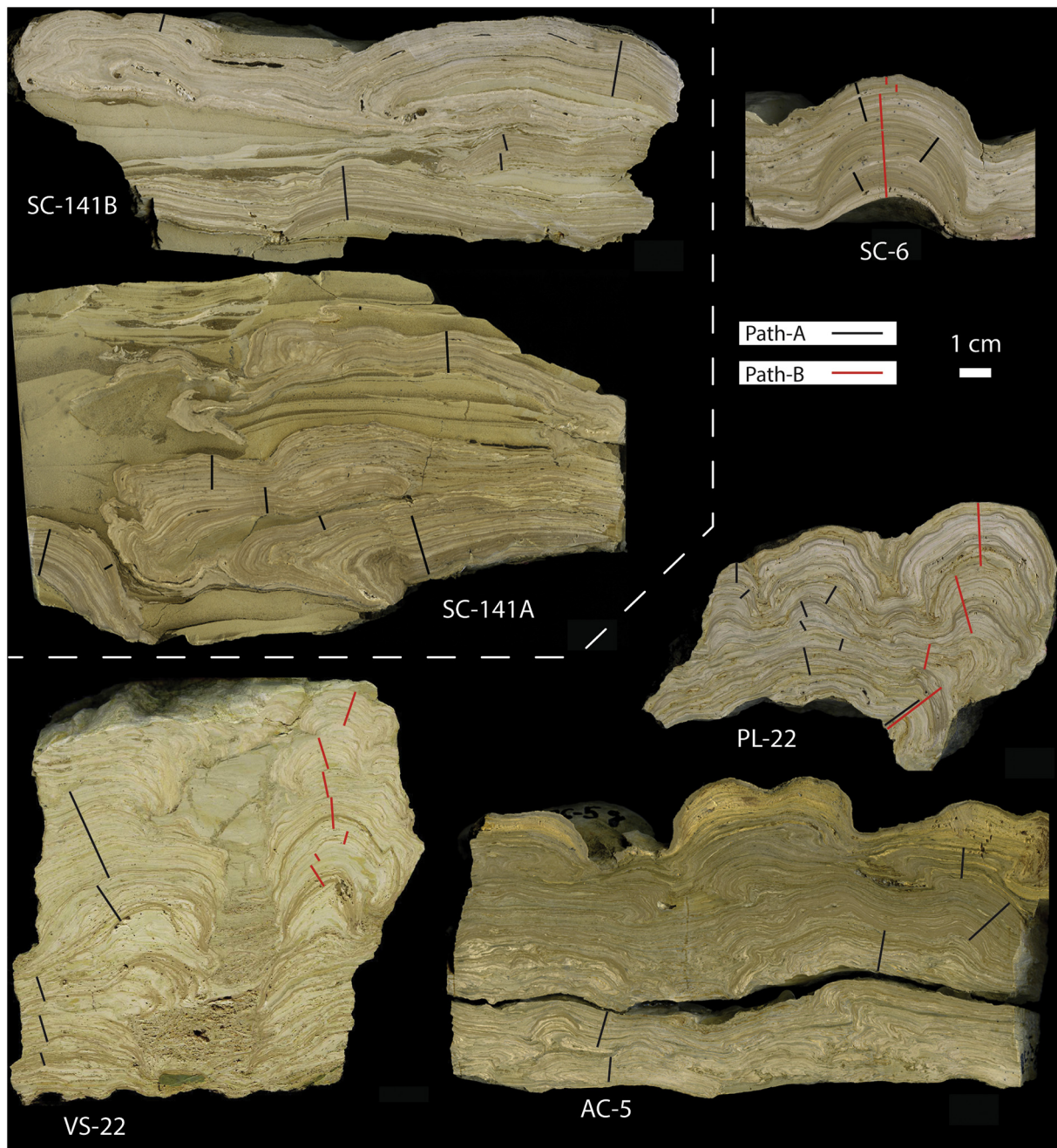


Fig. 2. Polished sections of the studied stromatolite specimens. VS-22, PL-22 and AC-5 correspond to Unit T5, and SC-6 and SC-141 (A and B are consecutive sections of the same specimen) correspond to Unit T6. Thicknesses and luminance time series values were measured along Path-A (black) and Path-B (red). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

5.2. Stable isotope composition

Previous studies of the Miocene lacustrine stromatolites in the Ebro Basin, based on textural and stable isotopic analyses ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) suggested that changes in the precipitation/evaporation ratio (P/E) were the main factor controlling the cyclic variations between light (either porous or dense laminae) and dark dense laminae (Martin-Bello et al., 2019a, 2019b). Temperature effects are less clearly reflected in the isotopic record of closed lacustrine basins (Kelts and Talbot, 1990; Leng and Marshall, 2004; Arp et al., 2005; López-Blanco et al., 2016), such as the Ebro Basin in the lower and middle Miocene. Accordingly, the light laminae, with lower isotopic C and O values, correspond to more humid conditions, while the dark laminae, with higher isotopic C and O values, developed under drier conditions (Martin-Bello et al.,

2019a, 2019b). The authors assumed that the higher temperatures would be related to drier periods, while the cooler temperatures would be related to more humid conditions, as is nowadays (the latitude of the studied area was similar today and in the Miocene). Martin-Bello et al. (2019a), through a High Resolution Sampling study, detected three orders of cyclicity in the isotopic variations of both $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$, which were related to P/E changes reflected in textural changes. First order isotopic cycles correspond to couplets formed of a light composite lamina followed by a dark composite lamina; this succession was interpreted as representing an overall decrease in the P/E ratio (Fig. 4B). Second order isotopic cycles correspond to each composite dark or each composite light lamina, which are thought to represent periods of drier or more humid climatic conditions, respectively. The highest frequency order cycles (third order) are the light-dark simple

lamina couplets, each couple reflecting seasonal P/E ratio variations through a year. According to these premises, the dark dense simple laminae were interpreted to have developed mostly in summer, and the light porous and light dense simple laminae during the cool seasons (Kano et al., 2003; Martin-Bello et al., 2019a). Textural features allow to infer that the light porous simple laminae would have formed during the spring to early summer periods, and the light dense simple laminae during the autumn to early spring (Fig. 5). The succession of the three types of simple laminae, and the stable isotopic composition of the light versus dark laminae, allowed the authors to suggest that each light-dark simple lamina couplet represents one year.

6. Results

6.1. Stromatolite growth rates

Assuming that each light-dark lamina couplet represents a year of growth of the stromatolites of the Sierra de Alcubierre, the stromatolite records studied here span between 120 and 500 years. An average

growth rate of the studied Miocene stromatolites of 0.362 mm yr^{-1} can be calculated (between 0.199 and 0.540 mm yr^{-1} ; Table 1). Table 1 shows a remarkable difference between the rates observed in unit T5 (0.21 mm yr^{-1}) and unit T6 (0.41 mm yr^{-1}); however this difference is mainly due to the type of morphology of the laminae (flat or domed; Path- A or -B) and therefore there is no relation with the unit in which they occur.

6.2. Description of the cyclicity of stromatolite lamination

Thickness and colour variations of the laminae can be recognised on polished sections on different scales, i.e. forming cycles of different orders. Specimens PL-22, VS-22, and SC-6 show clear variations that can be associated with cyclic patterns. Three order cycles have been recognised by manual counting; these are composed of 3 to 5, 7 to 12, and 37 to 42 light-dark lamina couplets. Fig. 6 illustrates such variations for the case of specimen SC-6. The cycles that are more clearly distinguished are those formed of 7 to 12 light-dark couplets (red lines in Fig. 6). Each of these 7- to 12-couplet cycles begins with a dominance

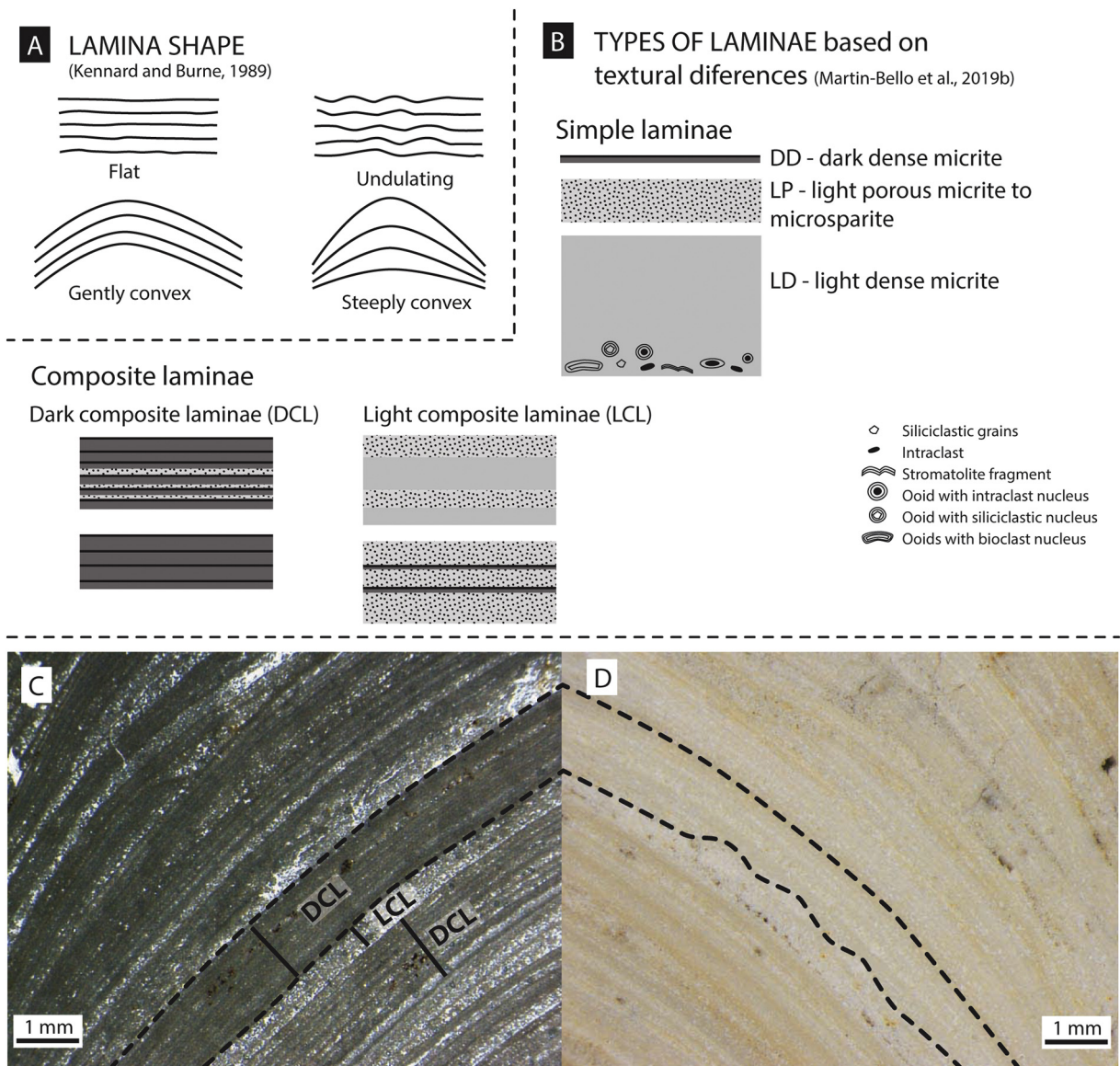


Fig. 3. A) Lamina shape based on Kennard and Burne (1989; and references herein). B) Types of laminae based on textural differences, simplified from Martin-Bello et al. (2019b). C) Thin section and (D) polished section of quasi equivalent, mirror planes of a micritic stromatolite in the study area. DCL: dark composite laminae; LCL: light composite laminae.

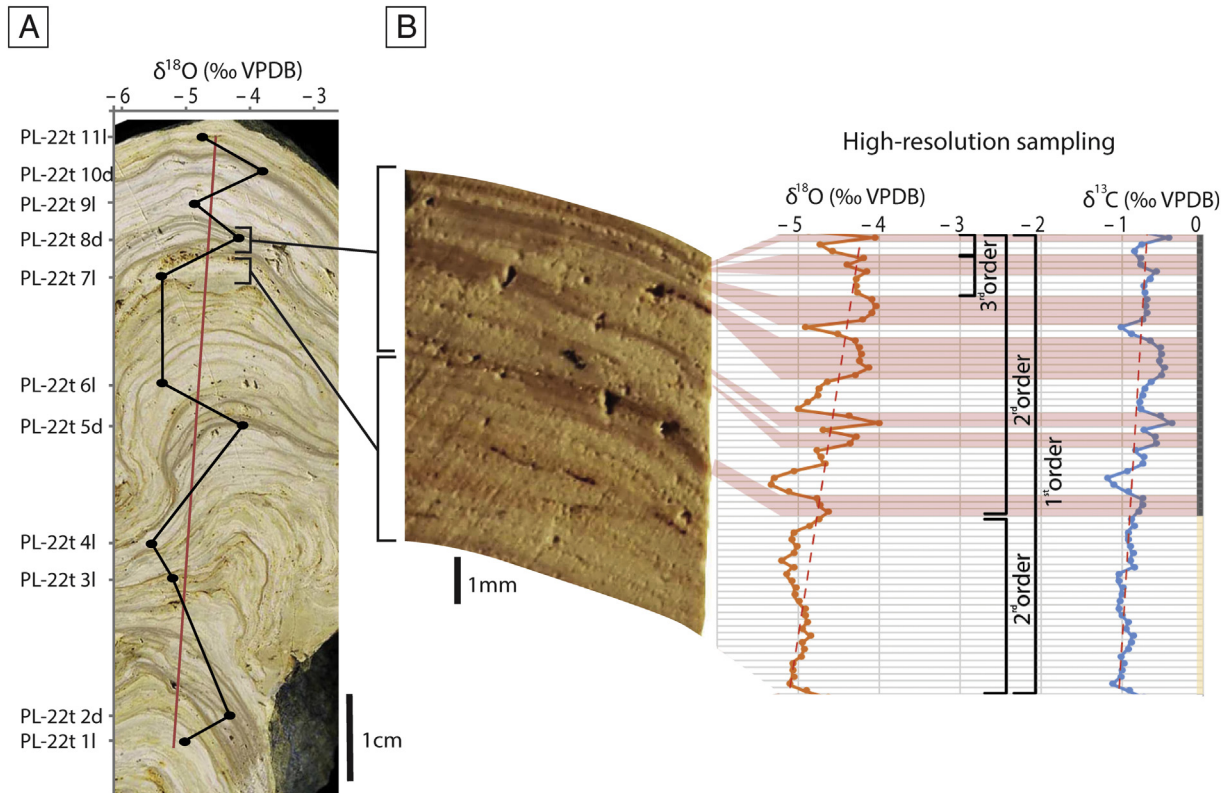


Fig. 4. A) Bulk isotopic analyses of C and O performed across specimen PL-22 in light (l) and dark (d) laminae. B) High-resolution sampling in PL-22t 7l and PL-22t 8d, and orders of cyclicity according to Martin-Bello et al. (2019a).

of light laminae at the lower portion of the cycle, with the light laminae being thicker than the dark laminae. This difference progressively changes upwards, to the point that the thickness of the dark laminae is similar to, or greater than, that of the light laminae at the upper portion of the cycle. Moreover, the dark laminae at the top of these cycles are more continuous laterally than the underlying laminae, and their top boundaries are sharp. Cycles formed of 3 to 5 light-dark lamina couplets (blue lines in Fig. 6) are not so clear. In these 3- to 5-couplet shorter cycles, there is also an upward decrease of the light lamina thickness, at the same time that the dark laminae thicken upward. Moreover, these two order cycles are grouped into higher order cycles that are formed of 38 to 42 light-dark lamina couplets, which are clearly

distinguished with the naked eye (black lines in Fig. 6). Lamina accretion patterns similar to those of specimen SC-6 are recognised in specimens PL-22 (Fig. 7) and VS-22 (Supplementary material 2). These two specimens show cycles of 9 to 12 light-dark lamina couplets with the same variations as those found in SC-6.

6.3. Spectral analysis

The spectral analysis reveals several statistically significant power spectrum peaks in Path-A and Path-B. Path-A spectra from specimens PL-22, VS-22, and SC-6 (Fig. 2), show several peaks that are repeated around the same frequency bands in the three specimens (Fig. 8C, E, F,

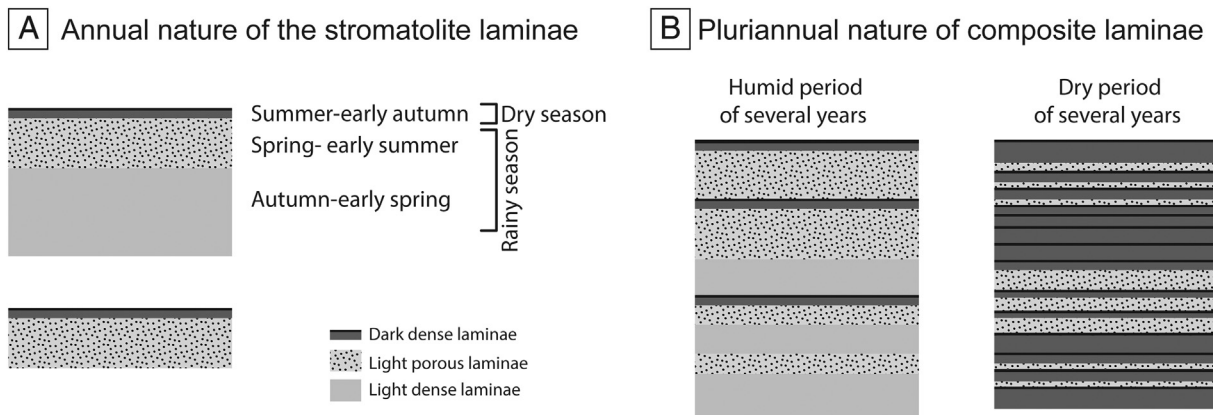


Fig. 5. Stromatolite laminae arrangement, showing the annual (A) and multi-annual nature (B) of lamination, based on Martin-Bello et al. (2019b).

Table 1

Lacustrine stromatolite growth rates considering annual couplet duration. Capital letters A and B are referred to the path through which the growth rate was calculated (see Fig. 4). * is the combination of SC-141A and SC-141B specimens.

Specimen	Thickness (mm)	Time (years)	Growth rate (mm yr ⁻¹)	Units
SC-141A*	113.38	531	0.214	T6
SC-6B	36.84	162	0.227	T6
SC-6A	27.70	139	0.199	T6
PL-22A	50.37	118	0.427	T5
PL-22B	67.98	126	0.540	T5
VS-22A	63.98	137	0.467	T5
VS-22B	54.12	106	0.511	T5
AC-5A	59.45	189	0.315	T5
		Average	0.362	

Supplementary material 3). In contrast, in Path-B spectra from the three same specimens, the statistically significant peaks are distributed in a less defined frequency band, and in general the peaks are less significant than those of Path-A, except at the highest frequencies, where the levels of significance are similar (Fig. 8D, Supplementary material 3). From these considerations, the focus will be on the spectral analysis of Path-A, through flat laminae in the five specimens, and in the cases of domed and columnar internal growth forms, through their flanks.

The results obtained from the spectral analysis performed on the raw luminance data are essentially similar to those from the lamina thickness data (Supplementary material 4). In most cases the main significant power spectrum peaks are present in the spectra from both types of data. The peaks arise at similar frequencies in thickness and raw luminance based spectra, but the peaks usually have lower

confidence levels at lower frequency bands. Spectral analyses from thickness laminae time series reveal more accurate results than raw luminance data time series.

The spectral analysis of light-dark lamina couplets revealed several recurrent periods of thickness variation in the stromatolitic lamination (Fig. 8C, E to H). The PL-22 spectral analysis (Fig. 8E) detected periodicities around 2.3 years, and at 4.5 and 26.2 years, with a confidence level above 95%. Several peaks in the power spectrum were detected at 3.1, 3.8 and 5 years at a confidence level of over 90%. The VS-22 spectral analysis (Fig. 8F) reveals several statistically significant periods, around 2.5 years, and at 2.8, 3.5, and 22.1 years, exceeding the 95% confidence level. Several significant peaks can be recognised in the AC-5 spectrum (Fig. 8G). The outstanding peaks in the power spectrum, at over 99% confidence level, are at 5.2 and 5.9 years; other periodicities are recognised around 2.5 and 3.7 years, and at 7.7 and 10.2 years, at a confidence level of over 95%. The SC-6 spectral analysis (Fig. 8C) reveals cycles with periods of 2 and 3.7 years, at a confidence level of over 95%. A cycle with a period of 10.6 years arises at over 90%, and very close to the 95% confidence level. As for SC-141 (Fig. 8H), the spectral analysis yields periodicities around 3.6 and 23.6 years, and at 4.7 years, at a confidence level of over 99%; and periodicities around 2.2, 3, and 7.8 years are only observed over 95%. A 10.7 year periodic cycle rises over the 90% confidence level.

Separated spectra can be obtained from light or dark laminae time series (Fig. 8A, B, Supplementary material 5). Analyses performed on the thicknesses of light-dark laminae reveal very similar spectral results to those of the light laminae. In contrast, in specimen PL-22, the spectrum resulting from using only the thicknesses of the dark laminae reveals strengthened peaks reaching higher levels of confidence at 2.2–2.3, 6.4, and 9.9 year cycles (Fig. 8I, Supplementary material 5). In VS-

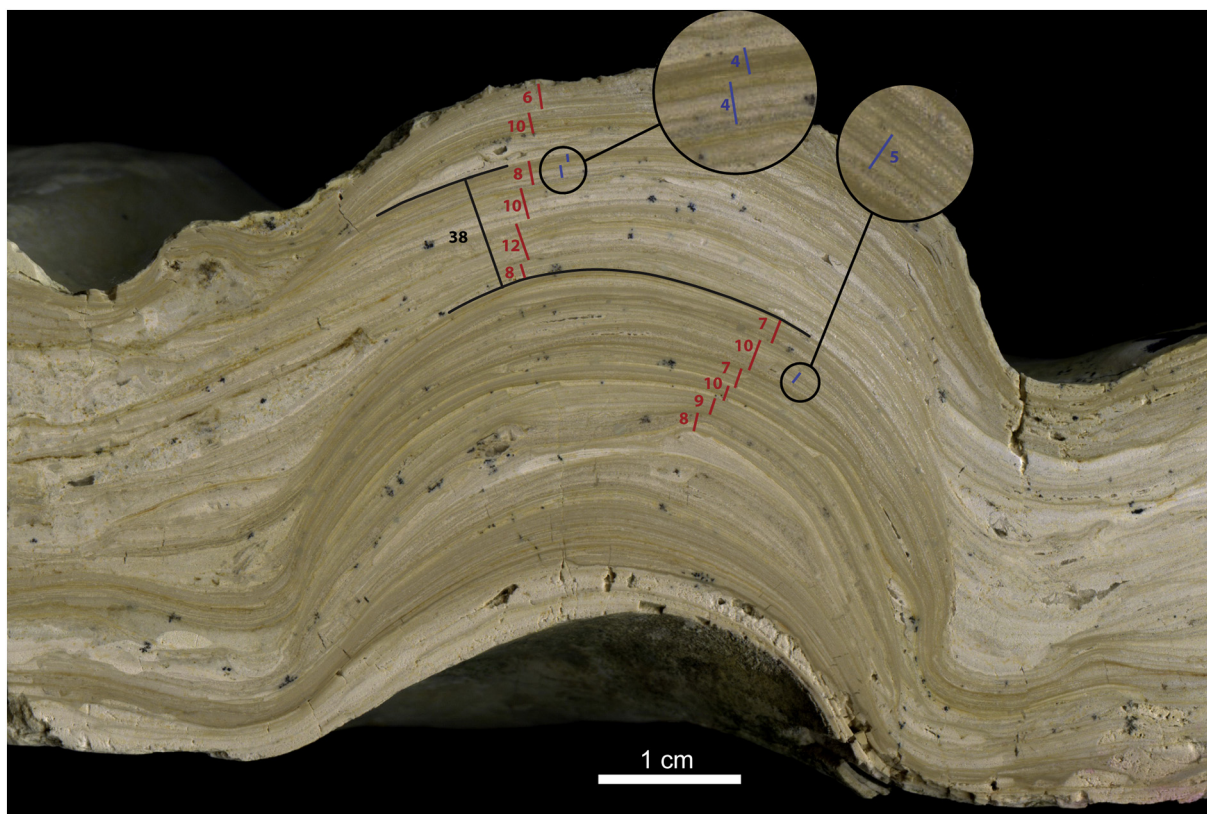


Fig. 6. Example of a stromatolite polished section, and identification of the different patterns of cyclicity recognised (SC-6): blue lines correspond to second order cycles according to Martin-Bello et al. (2019a), which in this work are identified with NAO/ENSO-like cycles; red lines correspond to first order cycles after Martin-Bello et al. (2019a), identified with 11-year Schwabe cycles; black lines correspond to supra-order cycles that could be identified with AMO-like cycles. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

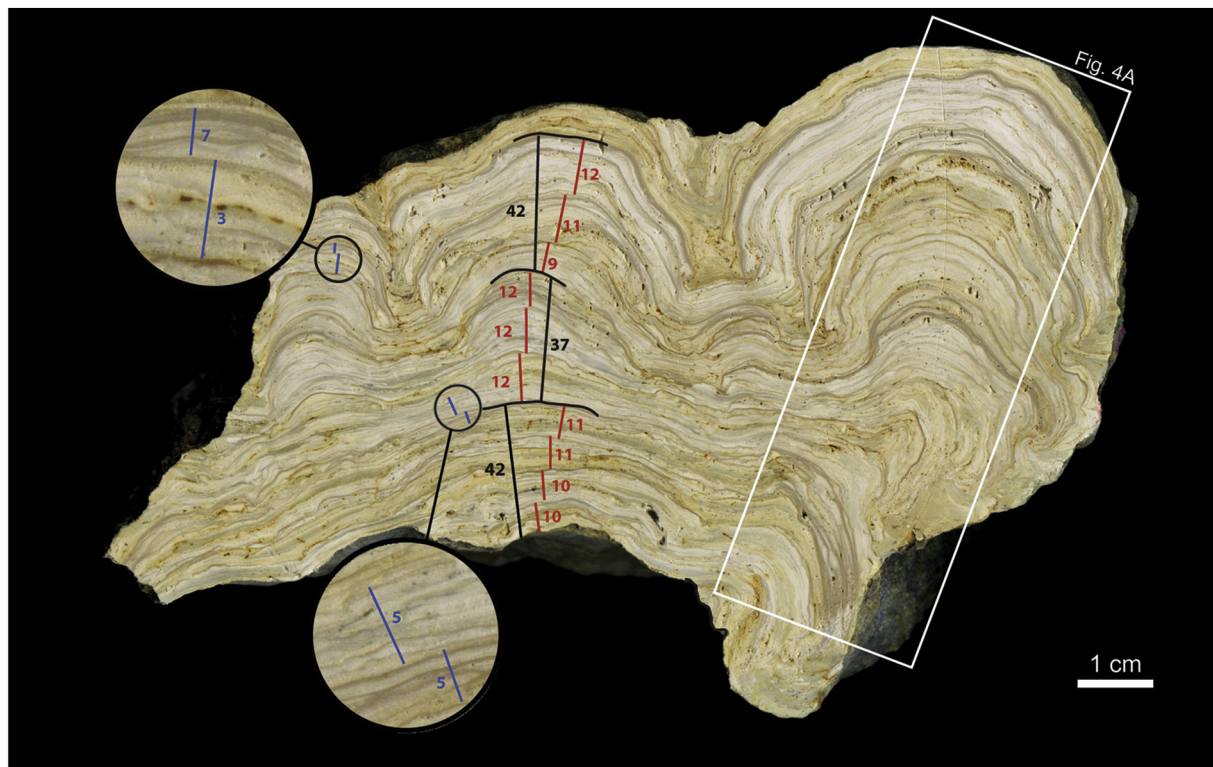


Fig. 7. Example of a stromatolite polished section, and identification of the different patterns of cyclicity recognised (PL-22): blue lines correspond to second order cycles after [Martin-Bello et al. \(2019a\)](#), which in this work are identified with NAO/ENSO-like cycles; red lines correspond to first order cycles after [Martin-Bello et al. \(2019a\)](#), identified with 11-year Schwabe cycles; black lines correspond to supra-order cycles which could be identified with AMO-like cycles. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

22, the dark laminae spectral analysis shows new significant periods, not detected previously, around 5.5, 6, and 10.5 years, exceeding the 95% confidence level (Fig. 8J, Supplementary material 5). The spectral analysis of the SC-6 dark laminae also reveals other significant cycles, with periods of 2.5, 3.3, 6.5, 8.2, and 10.2 years (Fig. 8B). However, the AC-5 dark laminae thickness spectrum (Fig. 8K, Supplementary material 5) shows similar peaks to those in the light-dark thickness spectrum, except for one peak that marks a period of 21 years with greater significance (above the 90% confidence level). The SC-141 spectrum reveals similar significant periods in the light plus dark, light or dark laminae analyses (Fig. 8L, Supplementary material 5).

The specimens that reveal greater deviations between the spectral analyses of light-dark and light laminae versus dark laminae show higher convexity of the laminae (PL-22, VS-22, and SC-6), while the specimens with flat laminae reveal more similar results among their spectra (AC-5 and SC-141) (Fig. 2).

In specimens that show more convex laminae (PL-22, VS-22, and SC-6), the spectra produced with only the dark lamina thicknesses reveal new power spectrum peaks at frequencies corresponding to intervals with periods between 5 and 22 years (Fig. 8I, J, Supplementary material 5). If these frequency peaks were already present in the spectra obtained from the light-dark couplet thicknesses, the periodicities would present a higher significance. A less significant peak is present in the spectral band of periods between 3 and 5 years.

In summary, the Fourier transform spectral analysis of the time series based on the thickness values of light-dark lamina couplets indicates the existence of several significant peaks in the power spectrum density curve (Fig. 8). The power spectrum from the couplet-based time series reveals persistent significant peaks at the 2.2–2.5-year period; the most significant peaks are around the 3.7-year period. Other significant peaks are around the 5- and 6.5-year periods. In some cases, significant peaks can be recognised around the 8-, 10-, and 20-

to 23-year periods. Several peaks exceed the 99% confidence level (e.g., around 2.5, 3.7, 5, 6, and 8). In other cases, the peaks, including those around 10, only reach the 90–95% or 95–99% confidence band. At lower frequencies the peaks are below the 90% confidence band, or have such low frequencies that they are not credible for the time series duration.

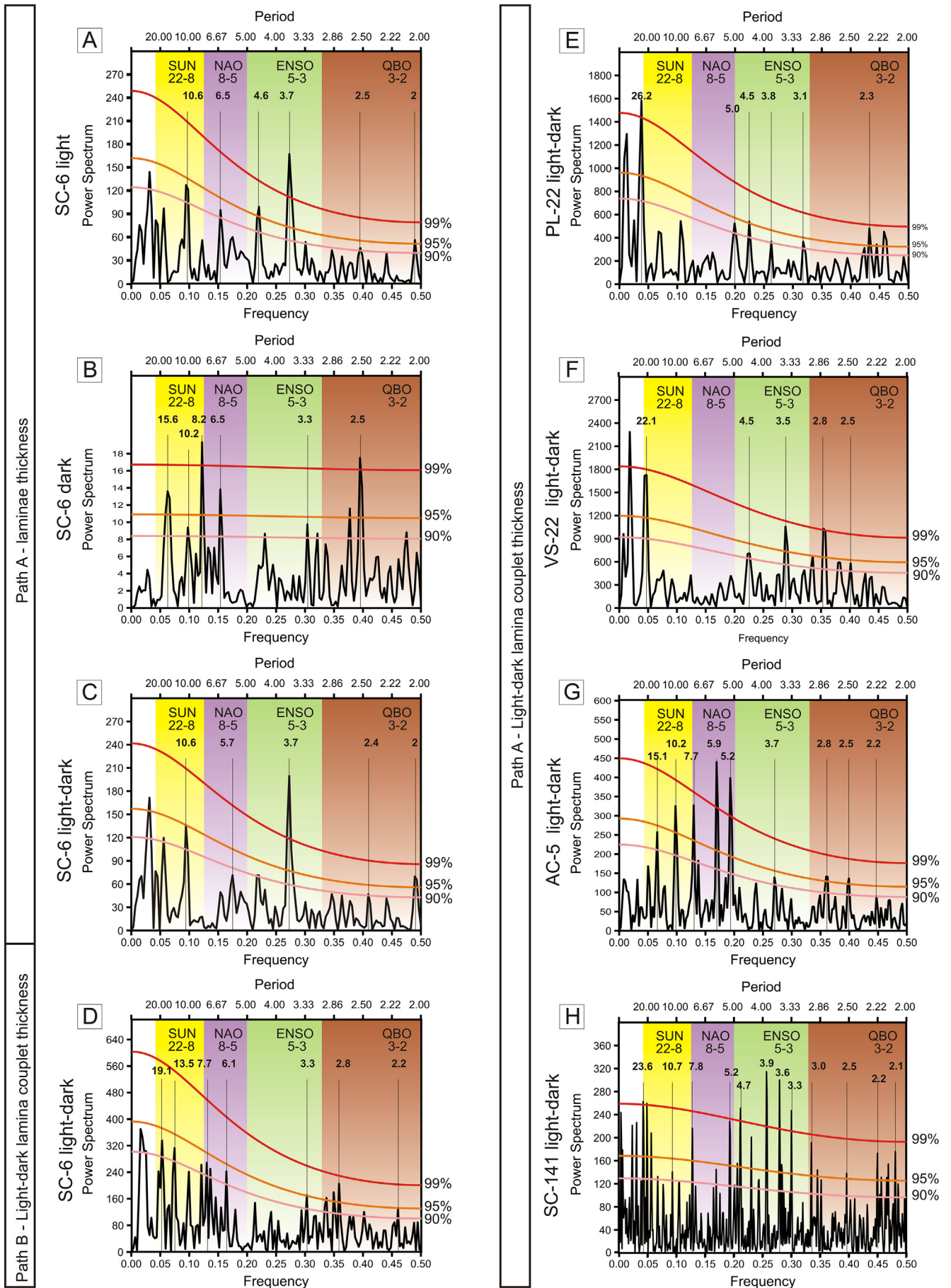
The continuous wavelet analysis (Fig. 9) confirms the presence of periodic cycles similar to those found by the singular spectral analysis. The persistence of areas delimited by the 95% confidence level (using the red noise model) through the time represented by the number of lamina couplets indicates the loci where the periodicity is more evident.

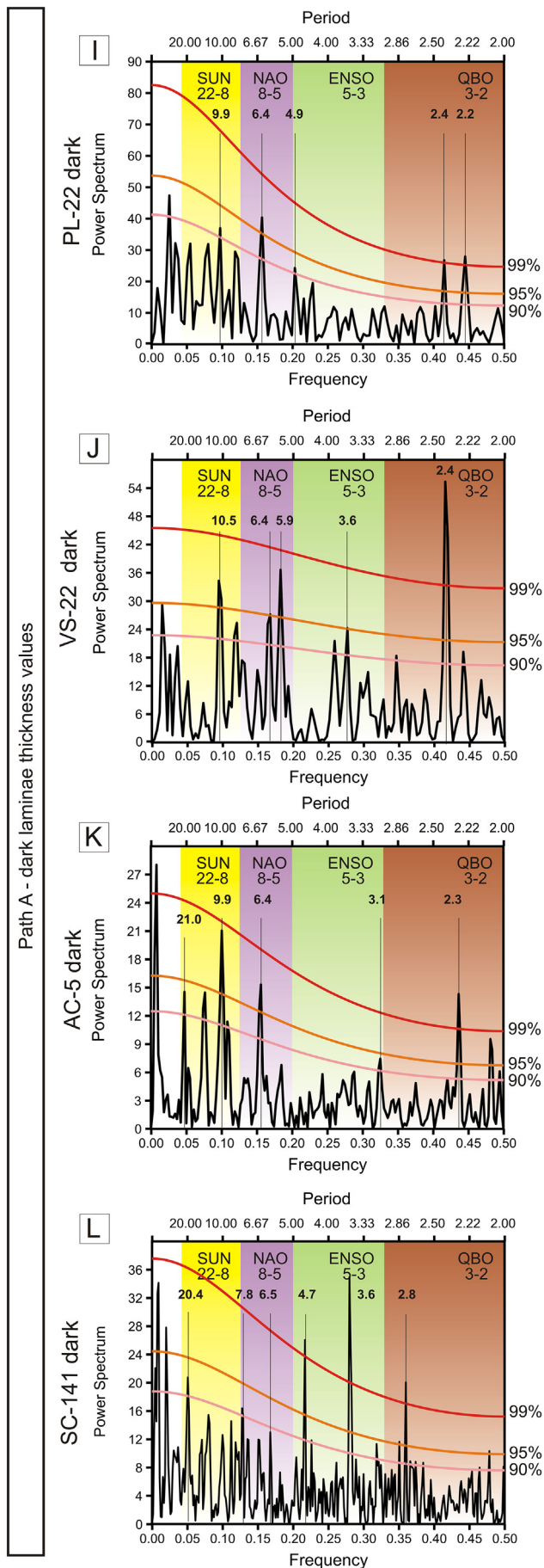
7. Discussion

7.1. Annual nature of the lamina couplets

Deciphering the environmental and temporal significance of stromatolite lamination is not easy, due to the wide variety of processes involved ([Petryshyn et al., 2012](#); [Arenas and Jones, 2017](#)). In continental contexts, variations in temperature, precipitation and evaporation may directly or indirectly cause the formation of laminae, which in many cases result in texture and colour alternations ([Andrews and Brasier, 2005](#); [Kano et al., 2007](#); [Brasier et al., 2010](#); [Frantz et al., 2014](#); [Dabkowski et al., 2015](#); [Bouton et al., 2016](#)), and repetitive lamination ([Monty, 1967](#); [Suarez-Gonzalez et al., 2014](#)).

The formation of stromatolite laminae in some spring-tufa and marine deposits has been considered daily (e.g., [Takashima and Kano, 2008](#); [Okumura et al., 2013a, 2013b](#)), seasonal or annual ([Hofmann, 1973](#); [Kano et al., 2007](#); [Gradziński, 2010](#)), based on the textural and geochemical characteristics. Based on radiometric ages through stromatolite sections, a multiannual duration has been estimated for some laminae in the Holocene stromatolites of Walker Lake ([Petryshyn](#)





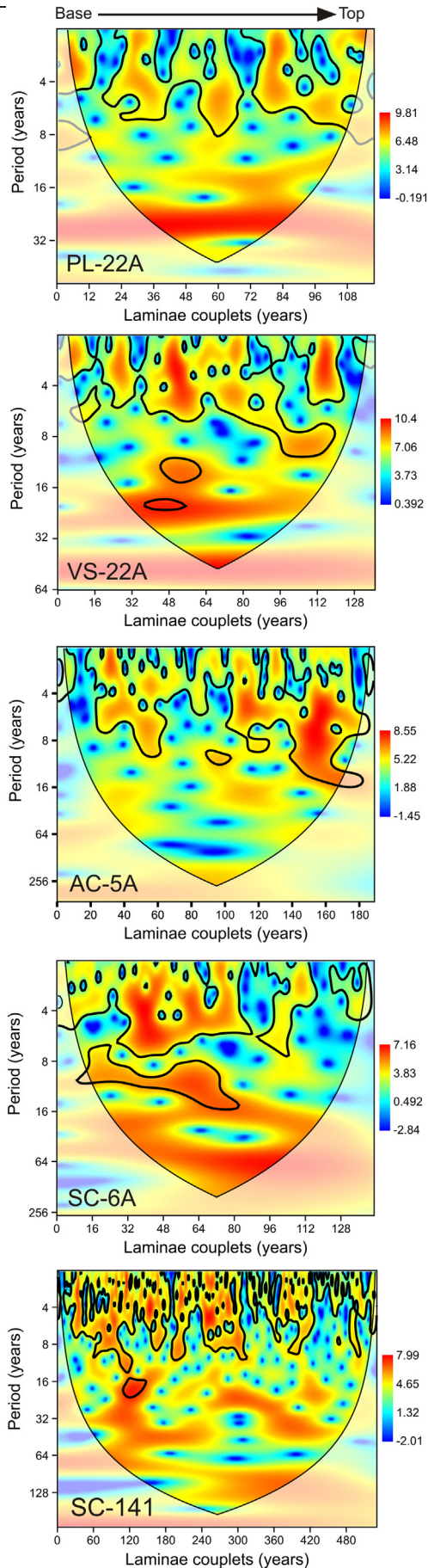
et al., 2012). For example, daily cycles have been recognised in the lamination of current travertines due to the activities of microorganisms that favour or inhibit the micrite precipitation (Okumura et al., 2013a). In the fluvial environment, studies of modern stromatolites have shown that several laminae can form in a few months, with periodic and non-periodic climatic parameters influencing the lamina formation (Gradziński, 2010; Arenas and Jones, 2017).

In the lacustrine stromatolites studied herein, the correlation between the stromatolite textural changes and the stable isotopic variations ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of laminae at different orders relates the light-dark lamina couplet with the seasonal variations in the year (Martin-Bello et al., 2019a). Other time frameworks can be proposed for these couplets. However, if each light-dark lamina of the stromatolites in the Sierra de Alcubierre had formed in a daily cycle, the studied stromatolite specimens would have developed only in a few months. Given that there is no evidence of major interruptions within the studied stromatolite lamination, daily growth is not a reasonable duration for each lamina pair. Longer cycles, such as the Heinrich and Milankovitch cycles, vary on millennial and much longer scale periods. These cycles cannot be reflected in the studied stromatolite specimens of the Sierra de Alcubierre, because the time estimated for the stratigraphic portions, in which the specimens are included, is too short (see Pérez-Rivarés et al., 2018 and reference therein). Therefore, the more coherent duration of each single light-dark lamina couplet of the studied Miocene stromatolites in the Sierra de Alcubierre should be annual, as suggested by Martin-Bello et al. (2019a).

7.2. How fast do stromatolites grow?

Stromatolites are complex three-dimensional structures where the growth rates can vary depending on the stromatolite portion in which they are calculated (Petryshyn et al., 2012). Thus, the growth rates in this work should be considered as an estimation of the order of magnitude. These results can be compared with rates obtained from stromatolites in other environments and/or from other lacustrine deposits. The mean calculated growth rate of the studied stromatolites is 0.362 mm yr^{-1} (between 0.199 and 0.540 mm yr^{-1} ; Table 1). Holocene lacustrine stromatolites from Walker Lake (Nevada) yielded growth rate estimates between 0.066 and 0.390 mm yr^{-1} (Petryshyn et al., 2012). These rates are much lower than those measured in modern riverine stromatolites. For example, in some streams in the Iberian Range, mean rates vary from 4.56 to 13.75 mm yr^{-1} (Arenas et al., 2014, 2015). In recent fluvial laminated tufa of southern Japan, Kano et al. (2007) estimate rates from 2.8 to $11.2 \text{ mm year}^{-1}$. These differences are consistent with the idea that lacustrine stromatolites have lower growth rates than fluvial ones, mainly because of the strong and dominant mechanical CO_2 -outgassing in most riverine carbonate systems. However, the calculated rate in the Ebro Basin stromatolites is much higher than the average sedimentation rates of the stratigraphic portions in which the stromatolites occur (Fig. 1C). For example, the rate is approximately 0.070 mm yr^{-1} in the dominantly lacustrine portions of unit T6 (Pérez Rivarés, 2016). These circumstances have to be taken into account when calculating average sedimentation rates in stratigraphic intervals containing stromatolitic deposits, as the total rates could otherwise be overestimated.

Fig. 8. Spectral analysis results. A to D) Comparison between different singular spectra obtained from SC-6 thickness values based on (A) light laminae, (B) dark laminae, (C) light-dark lamina couplet from Path-A, and (D) light-dark lamina couplet from Path-B. E to H) Singular spectra based on thicknesses of light-dark lamina couplets: E) PL-22 light-dark, F) VS-22 light-dark, G) AC-5 light-dark, and H) SC-141 light-dark. I to L) Singular spectra based on dark lamina thickness values: I) PL-22 dark, J) VS-22 dark, K) AC-5 dark, and L) SC-141 dark. Coloured areas limit the most typical climatic signature frequencies: QBO, Quasi-Biennial Oscillation; ENSO, El Niño-Southern Oscillation; NAO, North Atlantic Oscillation; SUN, Schwabe and Hale sunspot cycles. Time series data are provided in Supplementary material 1.



7.3. Recognition of solar, ENSO, and NAO cycles in the stromatolite lamination

A correlation between the periodic cycles registered in the lamination of the Miocene stromatolites of the Sierra de Alcubierre and the circulation phenomena ENSO and NAO, as well as the solar cycles, can be established from results of three different proxies: luminance and thickness spectral analysis, visual recognition of colour and thickness patterns, and High Resolution Sampling stable isotopic analysis.

Power spectrum and wavelet transform analyses of lamina couplet thickness and luminance time series reveal coherent main modes around 2.5, 3.7, 5, 7, 10, and 22-year periods (Figs. 8, 9; and Supplementary material 3, 4, 5). If each lamina couplet is assumed to represent a year, as reasoned above, the peaks that represent 2.0–2.5 couplets may correspond to the Quasi-Biennial Oscillation (QBO, Baldwin et al., 2001) or the biennial component of ENSO (Rasmusson et al., 1990). The 3–5-couplet peaks may then be indicative of ENSO (Quinn and Neal, 1987; Philander, 1990; Weedon, 2003), and the 5–7-couplet peaks may be linked to the most typical NAO modes (Hurrell and van Loon, 1997). The period at 13 couplets may be linked to low-frequency modes of the NAO (Rossi et al., 2011; Ólafsdóttir et al., 2013); other NAO periods exist, but are not as significant and persistent as the lowest frequency periods.

The Schwabe solar cycle has a period of about 11 years, but varies in duration with a standard deviation of approximately 14 months (Hathaway, 2015). The periods found at 8–11 and 22–23 couplets match the 11-year Schwabe and 22-year Hale sunspot cycles. The persistent period at 26, present in the PL-22 spectrum, might be linked to the AMO variability of 26–28 years (Knudsen et al., 2011; Olsen et al., 2012).

The continuous wavelet transform analyses reveal an intermittent behaviour in the periodicity of the studied time series (quasi-periodic behaviour) that is typical of the NAO/ENSO, with active phases and their corresponding maximum amplitudes in different frequency bands (Brönnimann et al., 2007). The spectrum (Fig. 9) reveals periods of around 2.5 and 6–10 couplets, similar to the classic periods found by Hurrell and van Loon (1997) for the NAO. The peaks of lower frequency should be questioned because the time series have insufficient data to obtain a good estimation in these frequency bands. Although the actual climate indices of different atmospheric phenomena have periods in common (Rossi et al., 2011), the periods obtained from this work have been correlated with the more typical oscillation bands of each phenomenon.

The statistically significant peaks obtained in the power spectrum reveal that correlative patterns defined by the lamina thickness variations can be identified, not only in the spectral analysis, but also through manual counting on the polished sections. In specimens AC-5 and SC-141, the thickness and colour variation patterns observed on the polished sections (Fig. 2), are not as evident as in specimens PL-22, VS-22, and SC-6 (Figs. 6, 7), because there are wide intervals with similar thicknesses of the laminae, which make it difficult to recognise cycles. The cycles composed of 7 to 12 light-dark couplets (red lines in Fig. 6), which are consistent with the peaks revealed by the spectral analysis of this period band (Fig. 8A to D), could correspond to the effects of the NAO and ENSO over the modes of 8 and 11 years, or to the 11-year Schwabe solar cycles. Higher frequency cycles, of 3 to 5 light-dark lamina couplets, are also recognised (blue lines in Fig. 6), but these are not so clear. In this case the pattern could be related to the higher frequency of the NAO and ENSO phenomena. At the same time, higher-order cycles (black lines in Fig. 6) are formed of approximately

Fig. 9. Continuous wavelet spectra from thicknesses of light-dark lamina couplets performed on Path-A. Time series data are provided in Supplementary material 1. The vertical axis indicates cyclicity periods (years) on a logarithmic scale; the horizontal axis represents counting of lamina couplets through time (years). The 95% confidence levels are given as thick contour lines.

40 light-dark lamina couplets, but these are not reflected in the spectral analysis due to the limited number of laminae that compose the specimen. Some atmospheric circulation phenomena have modal variations around these values, such as the AMO, with a period of 40 years. Specimens PL-22 (Fig. 7) and VS-22 (Supplementary material 2) show cycles of 9 to 12 light-dark lamina couplets (red lines) as in SC-6. These couplets could be related to the peaks obtained through the spectral analysis of this specimen, better marked by the dark lamina thicknesses (Fig. 8I, J), and ultimately to the 11-year Schwabe solar cycles. In turn, the 3 to 6 light-dark lamina couplets (blue lines in Fig. 7, Supplementary material 2) can also be related to the higher-frequency modes of the NAO and ENSO phenomena. In specimens PL-22 and VS-22, higher rank cycles formed of 26 and 22 light-dark lamina couplets (black lines in Fig. 7, Supplementary material 2), respectively, are also revealed by the spectral analysis. These cycles could be linked to the 22-year Hale solar cycle.

Results from high-resolution isotopic analyses performed in specimen PL-22 (Fig. 7) by Martin-Bello et al. (2019a) support that the third order isotopic cycles (Figs. 5A, 4A, B), represented by light-dark lamina couplets, correspond to annual lamination. Likewise, the results of the spectral analyses reveal that the second order isotopic cycles can be correlated with the cycles of lamina couplets with periods around 3.5, 5, 6, and 8 years, which are related to the NAO/ENSO circulation phenomena. The first order isotopic cycles, which are the lowest frequency cycles, can be identified with the cycles consisting of 9–12 couplets that are related to lower frequency modes of the NAO/ENSO, or directly with the 11-year solar cycles.

The varying quality of the spectra results obtained in this study is consistent with present-day observations of the NAO and, at the same time, fits the interpretation of lamina formation proposed by Martin-Bello et al. (2019a). The anti-cyclonic activity that occurs during the positive phase of the NAO has been associated with a greater possibility of drought in the eastern part of the Iberian Peninsula (Poza-Vázquez et al., 2001; Muñoz-Díaz and Rodrigo, 2004, 2006). However, the influence of the NAO on the probability of abundant rainfall, and therefore of rainy winters in this area, is less evident. This could explain why better results are obtained in the 5- to 8-year period band (related to circulation phenomena of the NAO/ENSO) of the spectra based on time series of dark laminae (formed in drier conditions in the summer) than in those based on light laminae and dark-light lamina couplets.

The longer cycles reflected in the Miocene stromatolites of this study (i.e., 8–23 years) can be attributed to the 11-year Schwabe and 22-year Hale solar cycles. However, these cycles could also have been produced by the higher typical modes of the NAO and ENSO. There is evidence, based on observation and simulation processes, of a direct relation between solar cycles and atmospheric circulation patterns like the NAO (Kodera and Kuroda, 2005; Gray et al., 2016; Li and Xiao, 2018) and ENSO (Nuzhdina, 2002; Zhai, 2017). We do not reject the possibility that the solar cycles could have indirectly influenced the lamina accretion of the stromatolites through variations in humidity influenced by the NAO and ENSO, rather than only directly through solar irradiance. This indirect solar influence is suggested by the irregular occurrence of the 8- to 23-year cycles in the spectra and the wavelets of the several specimens studied here. This result is in accordance with the periods of around 10 and 21 years that are obtained from the El Niño No. 3 area index (Cook, 2000), which has been related to solar activity (Hathaway, 2015; Zhai, 2017). The close relationship between the quasi-periodic variations of these phenomena makes it difficult to discriminate the different contributions of each of them in a particular time interval of the studied stromatolite growth. As it happens nowadays, both circulation patterns (NAO and ENSO) could also coexist in the Oligocene or Miocene (Walliser et al., 2017). The results from the stromatolite periodic analysis in the Ebro Basin fit such a hypothesis and suggest influences of the three phenomena (solar activity, either directly or indirectly, and the precursors of NAO and ENSO) on the middle Miocene climate of the north-eastern Iberian Peninsula.

8. Conclusions

This study provides convincing evidence of the utility of spectral analysis (Fourier transform and wavelet spectral analyses) for understanding climatic influence on stromatolite lamination at several time scales. A periodicity analysis was performed on several Miocene lacustrine stromatolites in the Ebro Basin, Spain. Assuming that each light-dark lamina couplet represents a year, as supported by textural and stable isotope analyses by Martin-Bello et al. (2019a), the periodic cycles found in this study can be related to some of the main variability modes of atmospheric circulation phenomena like the NAO and ENSO, and solar activity. The periodicity analysis was performed over several time series, based on lamina thicknesses and luminance measurements through different paths in several stromatolites. The results reveal consistent periods, and exceed very high confidence levels. From these results the following important conclusions can be drawn:

1. From a methodological point of view, in this study, the results of time-series spectral analysis based on lamina thickness data were more accurate than those from the analysis based on raw luminance data. The time-series obtained through flat-lamina sections yielded more significant results than those obtained through convex-lamina sections of the specimens. Indeed, some frequency bands were only significant in time-series based solely on one type of lamina (i.e., the dark lamina).
2. The fact that analysis of dark lamina produces more significant results than light or light-dark laminae in some period bands (5 to 22 years) might suggest that sedimentary records formed in the dry and/or warm seasons are better records of climate variations at decadal or multi-decadal scales.
3. The annual duration assumed for each light-dark lamina couplet implies that the lifespan of the studied stromatolite specimens is between 120 and 500 years. The growth rates of these stromatolites vary between 0.199 and 0.540 mm yr⁻¹.
4. Time-series analysis shows persistent significant periods over 2.5, 3.7, 5, 7, 10, and 22 years. Even though this distribution of periods is common to several climate phenomena and solar activity, these periods can be associated with the typical oscillation bands of specific climatic signatures. The 2.5-year periods correspond to the QBO or the biennial component of the ENSO or NAO variability. Periods within 3 to 5 and 5 to 7-year bands can be linked to typical NAO or ENSO variability. The periods of 8 to 11 and 22 to 23-year bands match the 11-year Schwabe and 22-year Hale sunspot cycles. Thus, in this study, there is not a simple solution about the contribution of each of these phenomena to lamina periodicity.
5. There is a correlation between the cyclicity orders based on stable isotope analyses from Martin-Bello et al. (2019a) and the periods and climatic signatures presented in this study. Third-order cycles are identified with the light-dark simple lamina couplets (annual cycles) used in the spectral analysis. Second-order cycles (each dark and each light composite laminae) can be correlated with the cycles of lamina couplets with periods around 3.5, 5, 6, and 8 years, which are related to NAO/ENSO variability. First order cycles (each pair of consecutive light and dark composite laminae) are identified with 9–12 couplets, and are related to NAO/ENSO-like or 11-years Schwabe solar cycles.
6. The persistent significant periods detected by the time series analysis in the studied Miocene stromatolites reveal inter-annual, decadal, and even multi-decadal climatic variability, which reinforces the evidence of the presence of ENSO and NAO precursors during the Miocene.

Acknowledgements

This work was supported by the project CGL2013-42867-P and FPI contract BES-2014-069389 of the Spanish Government and European

Regional Funds. F.J. Pérez-Rivarés held a contract from the project CGL2013-42867-P. The results are also part of the activities of the Geotransfer scientific group (Aragón Government, Operating Program FEDER Aragón 2014–2020). We are grateful to Dr. C. Osácar and Dr. L. Auqué for their help at several steps of this work. Dr. G. Pardo is sincerely thanked for his helpful comments and suggestions on the manuscript. Two anonymous reviewers and the Editor-in-Chief C. Chagué helped improve the manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.07.005>.

References

- Affek, H.P., 2012. Clumped isotope paleothermometry: principles, applications, and challenges. *The Paleontological Society Papers* 18, 101–114.
- Andrews, J.E., Brasier, A.T., 2005. Seasonal records of climatic change in annually laminated tufas: short review and future prospects. *J. Quat. Sci.* 20, 411–421.
- Arche, A., Evans, G., Clavell, E., 2010. Some considerations on the initiation of the present SE Ebro river drainage system: post- or pre-Messinian? *J. Iber. Geol.* 36, 73–85.
- Arenas, C., Jones, B., 2017. Temporal and environmental significance of microbial lamination: Insights from recent fluvial stromatolites in the River Piedra, Spain. *Sedimentology* 64, 1597–1629.
- Arenas, C., Pardo, G., 1999. Latest Oligocene–Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 151, 127–148.
- Arenas, C., Casanova, J., Pardo, G., 1997. Stable isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 128, 133–155.
- Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Auqué, L., Sancho, C., Osácar, C., Pardo, G., 2014. Intrinsic and extrinsic controls of spatial and temporal variations in modern fluvial tufa sedimentation: a thirteen-year record from a semi-arid environment. *Sedimentology* 61, 90–132.
- Arenas, C., Auqué, L., Osácar, C., Sancho, C., Lozano, M.V., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., 2015. Current tufa sedimentation in a high discharge river: a comparison with other synchronous tufa records in the Iberian Range (Spain). *Sediment. Geol.* 325, 132–157.
- Arenas, C., Osácar, M.C., Auqué, L., Sancho, C., 2019. Coupling textural and stable-isotope variations in fluvial stromatolites: comparison of Pleistocene and recent records in NE Spain. *Journal of Paleogeography* 8, 13. <https://doi.org/10.1186/s42501-019-0021-y>.
- Arp, G., Bielert, F., Hoffmann, V.E., Löffler, T., 2005. Palaeoenvironmental significance of lacustrine stromatolites of the Amstätt Formation (“Steinmergelkeuper”, Upper Triassic, N-Germany). *Facies* 51, 419–441.
- Arp, G., Bissett, A., Brinkmann, N., Cousin, S., De Beer, D., Friedl, T., Mohr, K.I., Neu, T.R., Reimer, A., Shiraishi, F., Stackebrandt, E., Zippel, B., 2010. Tufa-forming biofilms of German karstwater streams: microorganisms, exopolymers, hydrochemistry and calcification. *Journal of the Geological Society of London Special Publication* 336, 83–118.
- Baldwin, M.P., Gray, L.J., Dunkerton, T.J., Hamilton, K., Haynes, P.H., Holton, J.R., Alexander, M.J., Hirota, I., Horinouchi, T., Jones, D.B.A., Marquardt, C., Sato, K., Takahashi, M., 2001. The Quasi-Biennial Oscillation. *Rev. Geophys.* 39, 179–229.
- Batenburg, S.J., Reichert, G.J., Jilbert, T., Janse, M., Wesselingh, F.P., Renema, W., 2011. Interannual climate variability in the Miocene: high resolution trace element and stable isotope ratios in giant clams. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 306, 75–81.
- Beer, J., Mende, W., Stellmacher, R., 2000. The role of the sun in climate forcing. *Quat. Sci. Rev.* 19, 403–415.
- Bice, K.L., Scotese, C.R., Seidov, D., Barron, E.J., 2000. Quantifying the role of geographic change in Cenozoic ocean heat transport using uncoupled atmosphere and ocean models. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 161, 295–310.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., Demenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257–1266.
- Boutou, A., Vennin, E., Pace, A., Bourillot, R., Dupraz, C., Thomazo, C., Brayard, A., Desaubliaux, G., Visscher, P.T., 2016. External controls on the distribution, fabrics and mineralization of modern microbial mats in a coastal hypersaline lagoon, Cayo Coco (Cuba). *Sedimentology* 63, 972–1016.
- Brachert, T.C., Reuter, M., Felis, T., Kroeger, K.F., Lohmann, G., Micheels, A., Fassoulas, C., 2006. Porites corals from Crete (Greece) open a window into Late Miocene (10 Ma) seasonal and interannual climate variability. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 81–94.
- Brasier, A.T., Andrews, J.E., Marca-Bell, A.D., Dennis, P.F., 2010. Depositional continuity of seasonally laminated tufas: Implications for $\delta^{18}\text{O}$ based palaeotemperatures. *Glob. Planet. Chang.* 71, 160–167.
- Brönnimann, S., Xoplaki, E., Casty, C., Pauling, A., Luterbacher, J., 2007. ENSO influence on Europe during the last centuries. *Clim. Dyn.* 28, 181–197.
- Catalan, J., Pla-Rabés, S., Wolfe, A.P., Smol, J.P., Rühland, K.M., Anderson, N.J., Kopáček, J., Stuchlík, E., Schmidt, R., Koinig, K.A., Camarero, L., Flower, R.J., Heiri, O., Kamenik, C., Korhola, A., Leavitt, P.R., Psenner, R., Renberg, I., 2013. Global change revealed by paleolimnological records from remote lakes: a review. *J. Paleolimnol.* 49, 513–535.
- Cook, E.R., 2000. Niño 3 Index Reconstruction. International Tree-Ring Data Bank. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology. Data Contribution Series #2000-052. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder, CO, USA.
- Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M., Larrasoaña, J.C., 2010. Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE): magnetochronological constraints. *Basin Res.* 22, 904–917.
- Dabkowski, J., Royle, S.H., Antoine, P., Marca-Bell, A., Andrews, J.E., 2015. High-resolution $\delta^{18}\text{O}$ seasonality record in a French Eemian tufa stromatolite (Caours, Somme Basin). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 438, 277–284.
- Dasarathy, B.V. (Ed.), 1991. Nearest Neighbor: Pattern Classification Techniques IEEE. Computer Society Press, Los Alamitos.
- Fraedrich, K., Muller, K., 1992. Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes. *Int. J. Climatol.* 12, 25–31.
- Frantz, C.M., Petryshyn, V.A., Marengo, P.J., Tripathi, A., Berelson, W.M., Corsetti, F.A., 2014. Dramatic local environmental change during the Early Eocene Climatic Optimum detected using high resolution chemical analyses of Green River Formation stromatolites. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 405, 1–15.
- Galeotti, S., von der Heydt, A., Huber, M., Bice, D., Dijkstra, H., Jilbert, T., Lanci, L., Reichert, G.J., 2010. Evidence for active El Niño Southern Oscillation variability in the Late Miocene greenhouse climate. *Geology* 38, 419–422.
- Goodess, C.M., Jones, P.D., 2002. Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *Int. J. Climatol.* 22, 1593–1615.
- Gradziński, M., 2010. Factors controlling growth of modern tufa: results of a field experiment. *Journal of the Geological Society of London Special Publication* 336, 143–191.
- Gray, L.J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J.D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G.A., Shindell, D., Van Geel, B., White, W., 2010. Solar influences on climate. *Rev. Geophys.* 48, RG4001. <https://doi.org/10.1029/2009RG000282>.
- Gray, L.J., Woollings, T.J., Andrews, M., Knight, J., 2016. Eleven-year solar cycle signal in the NAO and Atlantic/European blocking. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 142, 1890–1903.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001. PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontol. Electron.* 4, 1–9. https://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm.
- Hathaway, D.H., 2015. The solar cycle. *Living Reviews in Solar Physics* 12, 4. <https://doi.org/10.1007/lrsp-2015-4>.
- Hernández-Ballarín, V., Peláez-Campomanes, P., 2017. Impact of global climate in the diversity patterns of middle Miocene rodents from the Madrid Basin (Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 472, 108–118.
- Hofmann, H.J., 1973. Stromatolites: characteristics and utility. *Earth-Sciences Reviews* 9, 339–373.
- Holbourn, A.E., Kuhnt, W., Clemens, S.C., Kochhann, K.G.D., Jöhnc, J., Lübbers, J., Andersen, N., 2018. Late Miocene climate cooling and intensification of south-east Asian winter monsoon. *Nat. Commun.* 9, 1584. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03950-1>.
- Holmgren, K., Karlén, W., Lauritzen, S.E., Lee-Thorp, J.A., Partridge, T.C., Pikheth, S., Repinski, P., Stevenson, C., Svanered, O., Tyson, P.D., 1999. A 3000-year high-resolution stalagmite-based record of palaeoclimate for northeastern South Africa. *The Holocene* 9, 295–309.
- Huber, M., Caballero, R., 2003. Eocene El Niño: evidence for robust tropical dynamics in the “Hothouse”. *Science* 299, 877–881.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science* 269, 676–679.
- Hurrell, J.W., van Loon, H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Clim. Chang.* 36, 301–326.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., 2003. An overview of the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Monogr.* 134, 1–35.
- Hwang, C., Peng, M.F., Ning, J., Luo, J., Sui, C.H., 2005. Lake level variations in China from TOPEX/Poseidon altimetry: data quality assessment and links to precipitation and ENSO. *Geophys. J. Int.* 161, 1–11.
- Jones, P.D., Osborn, T.J., Briffa, K.R., 2003. Pressure-based measures of the North Atlantic Oscillation (NAO): a comparison and an assessment of changes in the strength of the NAO and its influence on surface climate parameters. In: Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M. (Eds.), *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 51–62.
- Kalimeris, A., Ranieri, E., Founda, D., Norrant, C., 2017. Variability modes of precipitation along a Central Mediterranean area and their relations with ENSO, NAO, and other climatic patterns. *Atmos. Res.* 198, 56–80.
- Kano, A., Matsuoka, J., Kojo, T., Fujii, H., 2003. Origin of annual laminations in tufa deposits, southwest Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 191, 243–262.
- Kano, A., Hagiwara, R., Kawai, T., Hori, M., Matsuoka, J., 2007. Climatic conditions and hydrological change recorded in a high-resolution stable-isotope profile of a recent laminated tufa on a subtropical island, southern Japan. *J. Sediment. Res.* 77, 59–67.
- Kato, H., Amekawa, S., Kano, A., Mori, T., Kuwahara, Y., Quade, J., 2019. Seasonal temperature changes obtained from carbonate clumped isotopes of annually laminated tufas from Japan: Discrepancy between natural and synthetic calcites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 244, 548–564.
- Kele, S., Breitenbach, S.F.M., Capezuoli, E., Meckler, A.N., Ziegler, M., Millan, I.M., Kluge, T., Deák, J., Hanselmann, K., John, C.M., Yan, H., Liu, Z., Bernasconi, S.M., 2015. Temperature dependence of oxygen- and clumped isotope fractionation in carbonates: a study of travertines and tufas in the 6–95°C temperature range. *Geochim. Cosmochim. Acta* 168, 172–192.

- Kelts, K., Talbot, M., 1990. Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and biotic/abiotic interactions. In: Tilzer, M.M., Serruya, C. (Eds.), *Large Lakes: Ecological Structure and Function*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 288–315.
- Kennard, J.M., Burne, R.V., 1989. *Stromatolite Newsletter* Number 14. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Canberra.
- Kloosterboer-Van Hove, M.L., Steenbrink, J., Visscher, H., Brinkhuis, H., 2006. Millennial-scale climatic cycles in the Early Pliocene pollen record of Ptolemais, northern Greece. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 229, 321–334.
- Knippertz, P., Ulbrich, U., Marques, F., Corte-Real, J., 2003. Decadal changes in the link between El Niño and springtime North Atlantic Oscillation and European–North African rainfall. *Int. J. Climatol.* 23, 1293–1311.
- Knudsen, M.F., Seidenkrantz, M.-S., Jacobsen, B.H., Kuijpers, A., 2011. Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. *Nat. Commun.* 2, 178. <https://doi.org/10.1038/ncomms1186>.
- Kodera, K., Kuroda, Y., 2005. A possible mechanism of solar modulation of the spatial structure of the North Atlantic Oscillation. *J. Geophys. Res.* 110, D02111. <https://doi.org/10.1029/2004JD005258>.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron. Astrophys.* 428, 261–285.
- Lau, K.-M., Weng, H., 1995. Climate signal detection using wavelet transform: how to make a time series sing. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 76, 2391–2402.
- Leng, M.J., Marshall, J.D., 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quat. Sci. Rev.* 23, 811–831.
- Lenz, O.K., Wilde, V., Riegel, W., Harms, F.J., 2010. A 600 k.y. record of El Niño–Southern Oscillation (ENSO): evidence for persisting teleconnections during the Middle Eocene greenhouse climate of Central Europe. *Geology* 38, 627–630.
- Li, D., Xiao, Z., 2018. Can solar cycle modulate the ENSO effect on the Pacific/North American pattern? *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 167, 30–38.
- López-Blanco, C., Andrews, J., Dennis, P., Rosa, M., Vicente, E., 2016. North Atlantic Oscillation recorded in carbonate $\delta^{18}\text{O}$ signature from Lagunillo del Tejo (Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 441, 882–889.
- Manzo, E., Perri, E., Tucker, M.E., 2012. Carbonate deposition in a fluvial tufa system: processes and products (Corvino Valley - southern Italy). *Sedimentology* 59, 553–577.
- Margalef, R., 1983. *Limnología*. Editorial Omega, Barcelona (in Spanish).
- Martin-Bello, L., Arenas, C., Andrews, J., Alonso-Zarza, A.M., Marca, A., 2019a. Multi-scale records of climate change in lacustrine stromatolites: insights from the Miocene Ebro Basin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 530, 312–329.
- Martin-Bello, L., Arenas, C., Jones, B., 2019b. Lacustrine stromatolites: useful structures for environmental interpretation - an example from the Miocene Ebro Basin. *Sedimentology* 66. <https://doi.org/10.1111/sed.12577>.
- Matsuoka, J., Kano, A., Oba, T., Watanabe, T., Sakai, S., Seto, K., 2001. Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 31–44.
- Mercier, F., Cazenave, A., Maheu, C., 2002. Interannual lake level fluctuations (1993–1999) in Africa from Topex/Poseidon: connections with ocean-atmosphere interactions over the Indian Ocean. *Glob. Planet. Chang.* 32, 141–163.
- Mertz-Kraus, R., Brachert, T.C., Reuter, M., Galer, S.J.G., Fassoulas, C., Iliopoulos, G., 2009. Late Miocene sea surface salinity variability and paleoclimate conditions in the Eastern Mediterranean inferred from coral aragonite $\delta^{18}\text{O}$. *Chem. Geol.* 262, 202–216.
- Mingram, J., 1998. Laminated Eocene maar-lake sediments from Eckfeld (Eifel region, Germany) and their short-term periodicities. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 140, 289–305.
- Mischke, S., Zhang, C., 2008. A laminated tufa carbonate from the mid Holocene of the Qilian Mountains and its potential for palaeoclimate inferences. *Episodes* 31, 401–407.
- Monty, C.L.V., 1967. The origin and development of cryptalgal fabrics. In: Walter, M.R. (Ed.), *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, pp. 193–249.
- Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pardo, G., Pérez, A., Villena, J., 2002a. Ebro basin (northeastern Spain). In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, Londres, pp. 301–309.
- Muñoz, A., Ojeda, J., Sánchez-Valverde, B., 2002b. Sunspot-like and ENSO/NAO-like periodicities in lacustrine laminated sediments of the Pliocene Villarroya Basin (La Rioja, Spain). *J. Paleolimnol.* 27, 453–463.
- Muñoz, A., Bartolomé, M., Muñoz, A., Sancho, C., Moreno, A., Hellstrom, J.C., Osácar, M.C., Cacho, I., 2015. Solar influence and hydrological variability during the Holocene from a speleothem annual record (Molinos Cave, NE Spain). *Terra Nova* 27, 300–311.
- Muñoz-Díaz, D., Rodrigo, F.S., 2004. Impacts of the North Atlantic Oscillation on the probability of dry and wet winters in Spain. *Clim. Res.* 27, 33–43.
- Muñoz-Díaz, D., Rodrigo, F.S., 2006. Seasonal rainfall variations in Spain (1912–2000) and their links to atmospheric circulation. *Atmos. Res.* 81, 94–110.
- Ndiaye, M., Davaud, E., Ariztegui, D., Fall, M., 2012. A semi automated method for laminated sediments analysis. *Int. J. Geosci.* 3, 206–210.
- Nehza, O., Woo, K.S., Lee, K.C., 2009. Combined textural and stable isotopic data as proxies for the mid-Cretaceous paleoclimate: a case study of lacustrine stromatolites in the Gyeongsang Basin, SE Korea. *Sediment. Geol.* 214, 85–99.
- Nuzhdina, M.A., 2002. Connection between ENSO phenomena and solar and geomagnetic activity. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2, 83–89.
- Okonkwo, C., Demoz, B., Gebremariam, S., 2014. Characteristics of Lake Chad level variability and links to ENSO, precipitation, and river discharge. *Sci. World J.* 2014, 145893. <https://doi.org/10.1155/2014/145893>.
- Okumura, T., Takashima, C., Kano, A., 2013a. Textures and processes of laminated travertines formed by unicellular cyanobacteria in Myoken hot spring, southwestern Japan. *Island Arc* 22, 410–426.
- Okumura, T., Takashima, C., Shiraiishi, F., Nishida, S., Kano, A., 2013b. Processes forming daily lamination in a microbe-rich travertine under low flow condition at the Nagano-yu Hot Spring, Southwestern Japan. *Geomicrobiol. J.* 30, 910–927.
- Ólafsdóttir, K.B., Geirsdóttir, Á., Miller, G.H., Larsen, D.J., 2013. Evolution of NAO and AMO strength and cyclicity derived from a 3-ka varve-thickness record from Iceland. *Quat. Sci. Rev.* 69, 142–154.
- Olsen, J., Anderson, N.J., Knudsen, M.F., 2012. Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nat. Geosci.* 5, 808–812.
- Osácar, M.C., Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Sancho, C., Auque, L.F., Pardo, G., 2013. Environmental factors controlling the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variations of recent fluvial tufas: a 12-year record from the Monasterio de Piedra Natural Park (NE Iberian Peninsula). *J. Sediment. Res.* 83, 309–322.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M., Villena, J., 2004. La Cuenca del Ebro. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 533–543 (In Spanish).
- Pérez Rivarés, F.J., 2016. Estudio magnetoestratigráfico del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro: Cronología, correlación y análisis de la ciclicidad sedimentaria. PhD Thesis. University of Zaragoza <https://zaguan.unizar.es/record/79504> (In Spanish).
- Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C., Pardo, G., 2002. Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Revista de la Sociedad Geológica España* 15, 217–231 (in Spanish with English abstract).
- Pérez-Rivarés, F.J., Arenas, C., Pardo, G., Garcés, M., 2018. Temporal aspects of genetic stratigraphic units in continental sedimentary basins: examples from the Ebro basin, Spain. *Earth-Sciences Reviews* 178, 136–153.
- Petryshyn, V.A., Corsetti, F.A., Berelson, W.M., Beaumont, W., Lund, S.P., 2012. Stromatolite lamination frequency, Walker Lake, Nevada: Implications for stromatolites as biosignatures. *Geology* 40, 499–502.
- Petryshyn, V.A., Lim, D., Laval, B.L., Brady, A., Slater, G., Tripathi, A.K., 2015. Reconstruction of limnology and microbialite formation conditions from carbonate clumped isotope thermometry. *Geobiology* 13, 53–67.
- Philander, S.G.H. (Ed.), 1990. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. International Geophysical Series 46. Academic Press (293 pp.).
- Pozo-Vázquez, D., Esteban-Parra, M.J., Rodrigo, F.S., Castro-Díez, Y., 2000. An analysis of the variability of the North Atlantic Oscillation in the time and the frequency domain. *Int. J. Climatol.* 20, 1675–1692.
- Pozo-Vázquez, D., Esteban-Parra, M.J., Rodrigo, F.S., Castro-Díez, Y., 2001. A study of NAO variability and its possible non-linear influence on European surface temperature. *Clim. Dyn.* 17, 701–715.
- Quinn, W.H., Neal, V.T., 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *J. Geophys. Res.* 92, 14449–14461.
- Rasmusson, E.M., Wang, X., Ropelewski, C.F., 1990. The biennial component of ENSO variability. *J. Mar. Syst.* 1, 71–96.
- Reid, G.C., 2000. Solar variability and the earth's climate: introduction and overview. *Space Sci. Rev.* 94, 1–11.
- Riba, O., Reguant, S., Villena, J., 1983. *Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro*. In: Comba, J.A. (Ed.), *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos*. Instituto Geológico y Minero de España, pp. 131–159 (in Spanish).
- Riding, R., 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47, 179–214.
- Rocha, A., 1999. Low-frequency variability of seasonal rainfall over the Iberian Peninsula and ENSO. *Int. J. Climatol.* 19, 889–901.
- Rodó, X., Baert, E., Comin, F.A., 1997. Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño–Southern Oscillation. *Clim. Dyn.* 13, 275–284.
- Rodríguez-Berriguete, Á., Alonso-Zarza, A.M., Martín-García, R., Cabrera, M. del C., 2018. Sedimentology and geochemistry of a human-induced tufa deposit: implications for palaeoclimatic research. *Sedimentology* 13, 2253–2277.
- Rossi, A., Massei, N., Laignel, B., 2011. A synthesis of the time-scale variability of commonly used climate indices using continuous wavelet transform. *Glob. Planet. Chang.* 78, 1–13.
- Scholz, D., Frisia, S., Borsato, A., Spötl, C., Fohlmeister, J., Mudelsee, M., Miorandi, R., Mangini, A., 2012. Holocene climate variability in north-eastern Italy: potential influence of the NAO and solar activity recorded by speleothem data. *Clim. Past* 8, 1367–1383.
- Schulz, M., Mudelsee, M., 2002. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Comput. Geosci.* 28, 421–426.
- Scotese, C.R., 2014. *Atlas of Neogene Paleogeographic Maps (Mollweide Projection)*, Maps 1–7, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, Volume 1, the Cenozoic. PALEOMAP Project, Evanston, IL https://www.academia.edu/11082185/Atlas_of_Neogene_Paleogeographic_Maps.
- Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., Chandler, M., 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. *Earth-Sciences Reviews* 113, 212–270.
- Shaman, J., Tziperman, E., 2011. An atmospheric teleconnection linking ENSO and Southwestern European precipitation. *J. Clim.* 24, 124–139.
- Straile, D., Livingstone, D.M., Weyhenmeyer, G.A., Glen George, D., 2003. The response of freshwater ecosystems to climate variability associated with the North Atlantic Oscillation. *American Geophysical Union Monograph Series* 134, 263–279.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.J., Mas, R., Merinero, R., Riding, R., 2014. Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and proposal for a quantitative approach. *Sediment. Geol.* 300, 11–27.
- Takashima, C., Kano, A., 2008. Microbial processes forming daily lamination in a stromatolitic travertine. *Sediment. Geol.* 208, 114–119.

- Tang, D., Shi, X., Jiang, G., 2014. Sunspot cycles recorded in Mesoproterozoic carbonate biolaminites. *Precambrian Res.* 248, 1–16.
- Thomson, D.J., 1990. Time series analysis of Holocene climate data. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* 330, 601–660.
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, 61–78.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C., Pardo, G., Pérez-Rivarés, J., 2013. The effect of drainage reorganization and climate on the sedimentologic evolution of intermontane lake systems: the final fill stage of the Tertiary Ebro Basin (Spain). *Journal of Sedimentary* 83, 562–590.
- Vicente-Serrano, S.M., 2005. El Niño and La Niña influence on droughts at different time-scales in the Iberian Peninsula. *Water Resour. Res.* 41, W12415. <https://doi.org/10.1029/2004WR003908>.
- Walliser, E.O., Lohmann, G., Niezgodzki, I., Schöne, B.R., 2017. Inter-annual climate variability in Europe during the Oligocene icehouse. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 475, 140–153.
- Weedon, G.P., 1993. The recognition and stratigraphic implications of orbital-forcing of climate and sedimentary cycles. In: Wright, V.P. (Ed.), *Sedimentology Review*. Blackwell, Oxford, pp. 31–50 <https://doi.org/10.1002/9781444304534.ch3>.
- Weedon, G.P., 2003. *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535482>.
- Zhai, Q., 2017. Evidence for the effect of sunspot activity on the El Niño/Southern Oscillation. *New Astron.* 52, 1–7.
- Zorita, E., Kharin, V., Von Storch, H., 1992. The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: their interaction and relevance for Iberian precipitation. *J. Clim.* 5, 1097–1108.

CAPÍTULO 7. ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE LOS ESTROMATOLITOS LACUSTRES DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE Y OTROS ESTROMATOLITOS LACUSTRES Y FLUVIALES

7.1 INTRODUCCIÓN.....	231
7.2 ESTROMATOLITOS LACUSTRES DE LA FORMACIÓN GREEN RIVER (EOCENO).....	232
7.3 ESTROMATOLITOS LACUSTRES DEL CUATERNARIO DEL GREAT SALT LAKE (LAGO BONNEVILLE).....	238
7.4 ESTROMATOLITOS LACUSTRES DEL HOLOCENO DEL LAGO TANGANICA.....	241
7.5 ESTROMATOLITOS FLUVIALES ACTUALES Y CUATERNARIOS DE LOS RÍOS PIEDRA Y AÑAMAZA.....	244
7.5.1 LA GEOMETRÍA.....	245
7.5.2 LA LAMINACIÓN: ESTRUCTURA Y TEXTURA.....	245
7.5.3 LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA.....	251
CAPÍTULO DE LIBRO: Arenas-Abad, C., Martin-Bello, L., Pérez-Rivarés, F.J., Santos-Bueno, N., Vázquez-Urbez, M (2019 in press). Lacustrine and fluvial carbonate microbialites in the Neogene of the Ebro Basin, Spain: a summary of up to date knowledge. En: <i>Limnogeology: progress, challenges and opportunities</i> . A tribute to Beth Gierlowski-Kordesch (Eds. Rosen, M.R., Park-Bousch, L., Finkelstein, D.B., Pla Pueyo, S.). Syntheses in limnogeology. International Association of Limnogeologists (IAL). Springer. ISBN: 978-94-017-9905-8.....	255

Capítulo 7. ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE LOS ESTROMATOLITOS LACUSTRES DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE Y OTROS ESTROMATOLITOS LACUSTRES Y FLUVIALES

7.1 Introducción

En este capítulo se comparan diversos aspectos (fundamentalmente referidos a las características del ambiente de sedimentación) de los estromatolitos lacustres estudiados en este trabajo y otros estromatolitos, tanto fósiles como actuales. En el artículo Martin-Bello et al. (2019a) se realiza una comparación entre los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre y los estromatolitos lacustres de la Cuenca Limagne (Gran Macizo Central Francés; Roche et al., 2018), basada principalmente en las morfologías y la distribución espacial de los estromatolitos en el lago.

La comparación que se presenta a continuación se ha realizado con estromatolitos de distintos ambientes sedimentarios (lacustres y fluviales) y a distintas escalas: se considera la morfología externa y los factores que la condicionan. También se tienen en cuenta las formas de crecimiento interno y las características de las láminas (color, textura, espesor y forma) que componen los estromatolitos. Cuando es posible se atiende a las evidencias de microbios. Finalmente, se comparan los datos de isótopos estables (a nivel de facies y a nivel de láminas) y los factores que podrían haber influido en la señal isotópica, en los casos que disponen de este tipo de datos.

Para esta discusión se han considerado ejemplos lacustres, como los estromatolitos salinos del Eoceno de la Formación Green River (Seard et al., 2013; Frantz et al., 2014; Graf et al., 2015; Chidsey et al., 2015; Awramik y Buchheim, 2015), los estromatolitos salinos actuales y pleistocenos del Gran Lago Salado (Great Salt Lake) y su antecesor, el Lago Bonneville (Chidsey et al., 2015; Vennin et al., 2018) y los estromatolitos holocenos a actuales de agua dulce del Lago Tanganica (Cohen et al., 1997). Los ejemplos fluviales incluyen los estromatolitos pleistocenos del río Añamaza (Arenas et al., 2014a; Auqué et al., 2014) y los estromatolitos actuales y pleistocenos del río Piedra (Osácar et al., 2013b; Arenas et al., 2014b, 2018, 2019; Arenas y Jones, 2017).

Como parte del análisis comparativo se ha elaborado un trabajo titulado “Lacustrine and fluvial carbonate microbialites in the Neogene of the Ebro Basin, Spain: a summary of up to date knowledge” publicado por Arenas-Abad, C., Martin-Bello, L., Pérez-Rivarés, F.J., Santos-Bueno, N. y Vázquez-Urbez, M., aceptado para su publicación como un capítulo del libro *Limnogeology: progress, challenges and opportunities. A tribute to Beth Gierlowski-Kordesch* (Eds. Rosen, M.R.,

Park-Bousch, L., Finkelstein, D.B., Pla-Pueyo, S.), de la serie *Syntheses in Limnogeology*, publicada por *Springer*. Presenta una comparación entre los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre y otras microbialitas (estromatolitos y oncoides) del sector central de la Cuenca del Ebro: de los Montes de Castejón, de la Muela de Borja y del cerro de Montolar. Todos ellos pertenecen a las unidades miocenas T5, T6, T7 y T8 de la Cuenca del Ebro (Pardo et al., 2004).

7.2 Estromatolitos lacustres de la Formación Green River (Eoceno)

La Formación Green River, del Eoceno, es una de las unidades más estudiadas como ejemplo de sistema lacustre. Se trata de una formación que ocupa gran parte de los estados de Colorado, Utah y Wyoming, en el oeste de Estados Unidos (Fig. 7.1). Los depósitos de esta unidad se distribuyen en cuatro cuencas: la Cuenca Green River y Washakie (Lago Gosiute), las Cuencas Uinta y Piceance (Lago Uinta), y la Cuenca Fossil (Lago Fossil) (p. ej., Awramik y Buchheim, 2015) (Fig. 7.1). Aunque existen numerosos trabajos que estudian esta formación, sólo algunos tratan los depósitos microbianos (p. ej., Seard et al., 2013; Frantz et al., 2014; Graf et al., 2015; Chidsey et al., 2015; Awramik y Buchheim, 2015). La mayor parte se centran en aspectos morfológicos, aunque algunos también tratan aspectos texturales y datos sobre la composición química o isotópica de la laminación. Esta comparación se centra en estos tres aspectos.

Graf et al. (2015) centran sus estudios estratigráficos y sedimentológicos en el Miembro Tipton, que ocupa la mayor parte de la Gran Cuenca Green River entre Wyoming y Colorado (Fig. 7.2). Este miembro registra la sedimentación y variaciones de nivel del Lago Gosiute, que fluctúan entre situaciones de lago abierto y situaciones de lago cerrado a lo largo de

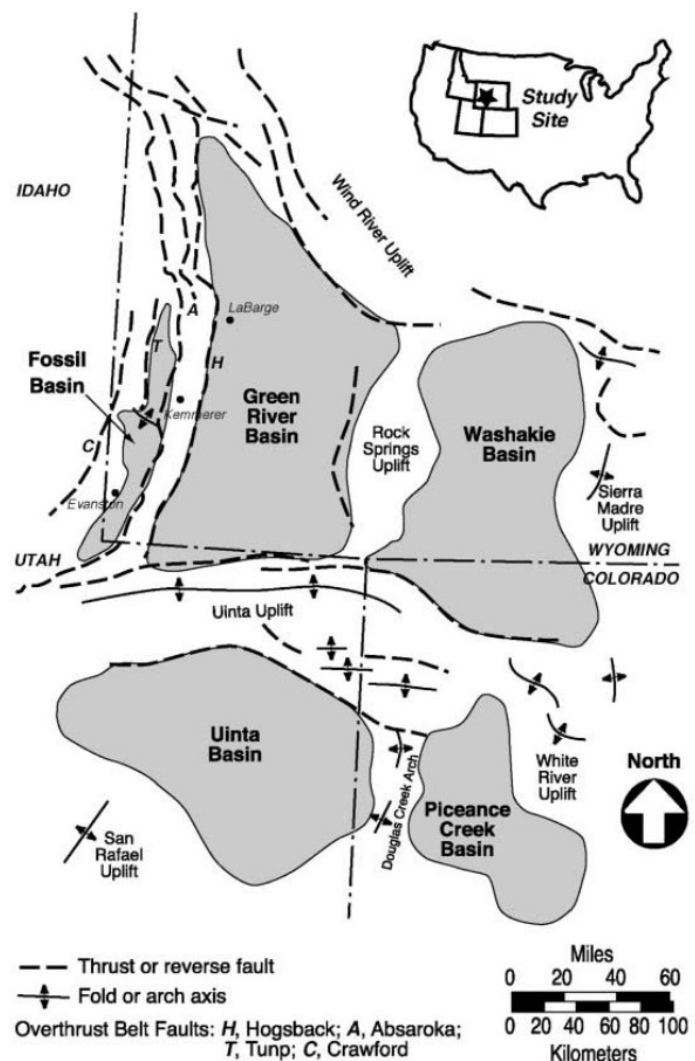


Figura 7.1. Localización de las principales cuencas eocenas entre las cuales se distribuyen las formaciones Green River, Wasatch y Bridger. El lago eoceno Gosiute, formado en las cuencas de Green River y Washakie. El lago eoceno Uinta, formado en las cuencas Uinta y Piceance Creek. El lago eoceno Fossil, formado en la Cuenca Fossil. Tomado de Leggitt y Curshman (2001).

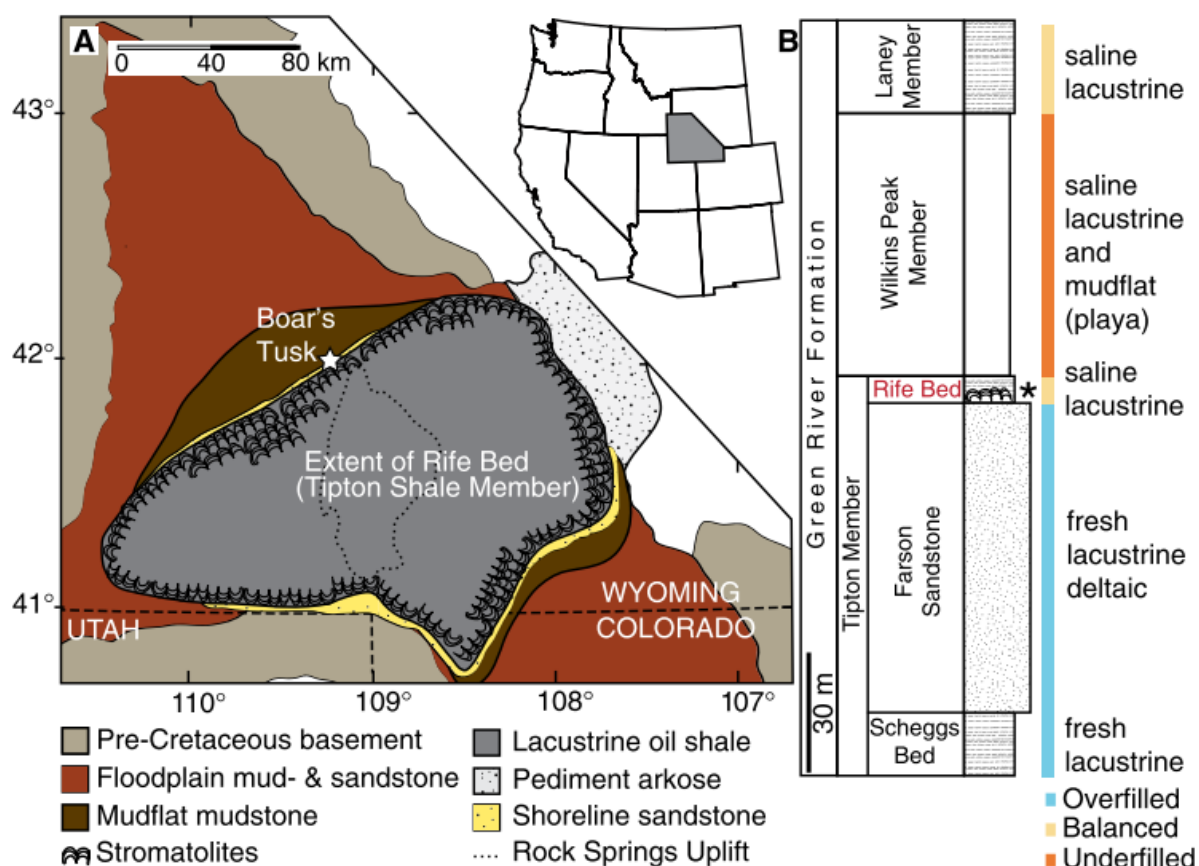


Figura 7.2. A) Mapa mostrando la localización de los estromatolitos formados en el lago eoceno Gosiute. B) Cronoestratigrafía de una parte de la Formación Green River en la que se muestran las condiciones ambientales del relleno del Lago Gosiute. Tomado de Frantz et al. (2014).

distintas etapas (Carroll y Bohacs 1999; Smith et al. 2008). En el Miembro Tipton se distinguen dos litofacies principales, que representan ambientes diferentes Fig. 7.3)(Graf et al., 2015). La litofacies formada por areniscas, calizas y algunas margas, cuya composición isotópica es ligera ($\delta^{18}\text{O} = 25,3$ a $23,0\text{‰}$ VSMOW y $\delta^{13}\text{C} = 0,6$ a $1,9 \text{‰}$ VPDB), representa un ambiente fluvial-lacustre (Fig. 7.3A). La litofacies formada por calizas, dolomías y margas, con una composición isotópica pesada ($\delta^{18}\text{O} = 29,7$ a $29,8\text{‰}$ VSMOW y $\delta^{13}\text{C} = 5,3$ a $8,5\text{‰}$ VPDB), representa un ambiente lacustre profundo fluctuante (Fig. 7.3B). Se interpreta que el depósito de esta litofacies se produjo en un sistema de lago cerrado con periodos de residencia del agua prolongados (Fig. 7.3B), y periodos de mayor evaporación, que producirían una disminución de la expansión en el lago. Los estromatolitos, junto con calizas bioclásticas, se formarían en la situación de lago profundo fluctuante, en zonas litorales de un lago salino con cambios rápidos del nivel (Fig. 7.3B). En el caso de la Sierra de Alcubierre, esta situación se podría corresponder con el ambiente de depósito de calizas laminadas, estromatolitos y margas, con una composición isotópica más pesada. No obstante, no existen indicios de estratificación del agua en el caso de la Cuenca del Ebro.

Los estromatolitos del Miembro Tipton, de 10 a 30 cm de espesor, se agrupan en capas de tonos marrones anaranjados y extensión kilométrica (Graf et al., 2015). Los estromatolitos están asociados con una transición de lutitas calcáreas ricas en materia orgánica a limolitas con grietas de

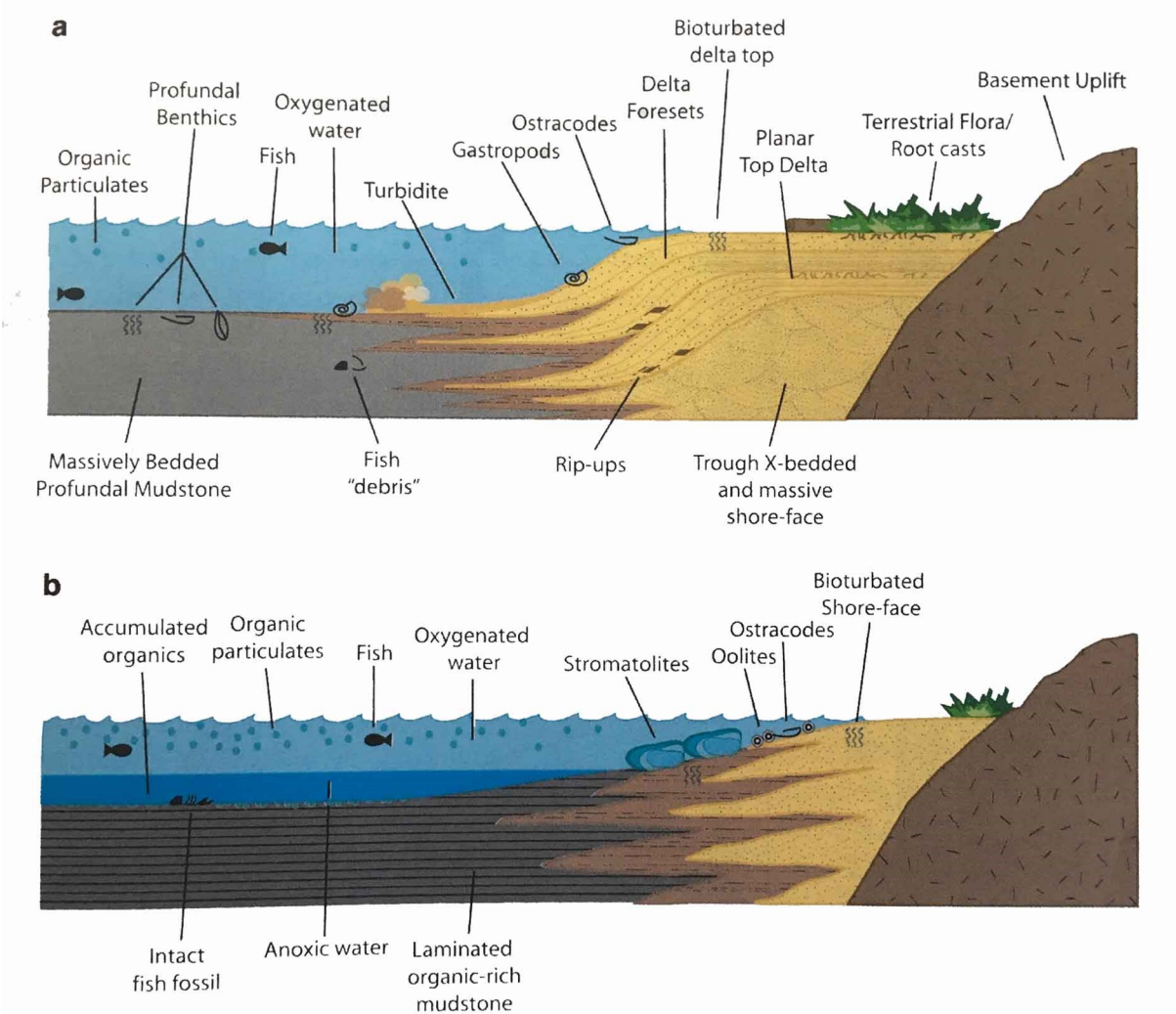


Figura 7.3. Sección esquemática del Lago Gosiute durante el depósito de dos litofacies principales que representan dos ambientes: (a) fluvial-lacustre, y (b) lacustre profundo fluctuante. Tomado de Graf et al. (2015).

deseccación y minerales evaporíticos. Por tanto, los autores interpretan que los estromatolitos se forman cerca de la costa en condiciones de baja energía hidrodinámica, al igual que las interpretaciones hechas para la Sierra de Alcubierre. La capa que contiene los estromatolitos es de 40 cm de espesor. Los 30 cm de la parte superior están formados por brechas constituidas por granos milimétricos a centimétricos de fragmentos de "algas", es decir, estromatolitos, y *rip-up clasts* de lutitas y limos. Las zonas en las que no se han desarrollado estromatolitos las atribuyen a una elevada actividad hidrodinámica y a variaciones de la línea de costa, que impediría el crecimiento continuado de los estromatolitos (Graf et al., 2015). Estas situaciones coinciden con las interpretaciones para el área estudiada en esta tesis sobre la energía del medio y la cantidad de aportes recibidos, que producen interrupciones en el crecimiento de los estromatolitos, por ejemplo, como se observa en los ejemplares de la Figura 15 de Martin-Bello et al. (2019a).

Los estromatolitos del Miembro Tipton (Fig. 7.2), al igual que algunos de la Sierra de Alcubierre, están formados tanto por calcita como por dolomita. En el caso del Miembro Tipton,

Graf et al. (2015) explican la presencia de dolomita por el modelo de enriquecimiento de Mg biogénico de Desborough (1978). En este modelo, el Mg se concentra preferentemente en el fondo del lago debido a la descomposición de las cianobacterias en condiciones anaeróbicas, lo que incrementa la relación Mg/Ca, que a su vez favorece la precipitación de dolomita. Usan la presencia de aragonito para descartar la diagénesis como mecanismo de formación de la dolomita, ya que el aragonito es altamente susceptible de sufrir diagénesis, y por tanto la dolomita presente en estos depósitos sería primaria. En la Sierra de Alcubierre se ha detectado aragonito únicamente en facies próximas a estromatolitos, una situación que, además, coincide con la presencia de dolomita en todas ellas (Tabla 5.2), por lo que también se podría interpretar que estas fases minerales fuesen originales. Dos de los ejemplares de estromatolitos presentados en el Capítulo 5 cuentan con dolomita (28 y 44% de dolomita); en ambos casos se asocian con facies sulfatadas propias de playa-lake, por lo que denotan una situación muy somera. En el Miembro Tipton no se han detectado indicios de playa-lake (Graf et al., 2015). Sin embargo, en otros sectores donde se encuentra la Formación Green River en Wyoming (Eugster y Surdam, 1973; Mason y Surdam, 1992), la presencia de dolomita se explica como consecuencia de situaciones de playa-lake (Eugster y Surdam, 1973; Mason y Surdam, 1992). En esos playa-lake, la formación de salmueras alcalinas por evaporación daría lugar a la precipitación de calcita y dolomita en la zona capilar, cerca de la capa freática (Eugster y Surdam, 1973).

En Sand Wash Basin, en la parte sur del Lago Gosiute, se han encontrado estromatolitos lacustres con diferentes morfologías (Awramik y Buchheim, 2015). Los estromatolitos se desarrollan en columnas y domos formando biohermos de hasta 5,5 m de altura. Existen también estromatolitos planares de espesor centimétrico, formas columnares unidas lateralmente y columnas aisladas de varios centímetros a varios metros de altura. El estudio de Awramik y Buchheim (2015) se centra en los estromatolitos de varios metros de altura. Estos estromatolitos se formaron como resultado de un conjunto de factores poco comunes, como la elevada subida del nivel del agua, que alcanzó una zona de árboles junto al lago, y un alto contenido de calcio en el agua, que junto con las condiciones salinas alcalinas produjo un crecimiento de los estromatolitos alrededor de los troncos de los árboles (Awramik y Buchheim, 2015). Una de las características de alguno de estos estromatolitos es que están formados por láminas de espesor centimétrico que pueden seguirse desde la base hasta el techo de las columnas, reflejando así un alto relieve sinóptico (Awramik y Buchheim, 2015). En el caso de los estromatolitos lacustres de la Sierra de Alcubierre no se encuentran estromatolitos columnares de grandes dimensiones, pero sí se observa un relieve sinóptico moderado (4–5 cm), principalmente en las láminas de los estromatolitos con forma de domo y estratiformes (Fig. 7.4B y C).

En los estudios de la Formación Green River (Miembros Parachute Creek y Douglas Creek) realizados por Chidsey et al. (2015) en la Cuenca Uinta, también se describen variaciones en el relieve sinóptico de los estromatolitos con forma de domo. Los estromatolitos de la Cuenca Uinta, según se ha detectado a partir de estudios realizados en testigos de sondeos, muestran una disminución del relieve sinóptico hacia techo (Fig. 7.4A). Además, cuentan con sedimentos de ooides rellenando los espacios entre los domos. Estas características de la evolución vertical son comunes a las de algunos estromatolitos con forma de domo o estratiformes de la Sierra de

Alcubierre (Fig. 7.4B, C). Algunos de los estromatolitos de la Formación Green River se desarrollan sobre sustratos formados por ooides, oncoides, ostrácodos o *carbonate rip-up clasts* (Chidsey et al., 2015) (Fig. 7.4A). Esta situación es similar a la de algunos estromatolitos de la Sierra de Alcubierre, donde los estromatolitos se desarrollan sobre calizas laminadas con estratificación lenticular o wavy formadas por granos de cuarzo, ooides e intraclastos, como *rip-up clasts*. Otro rasgo común de los estromatolitos de ambas unidades lacustres es la lisura de las láminas (Fig. 7.4A y B).

Una característica de algunos estromatolitos de la Formación Green River, detectada en la meseta “Little Mesa”, es que cuentan con numerosas crisálidas de insectos en su interior que condicionan la morfología externa (Leggitt y Cushman, 2001; Seard et al., 2013). Alrededor de estos agregados de crisálidas, dispuestos en distintas orientaciones, se desarrollan láminas con morfologías planas, onduladas y convexas; o formas con pequeñas columnas y ramificaciones. Se estima que la profundidad a la que se formaron estos estromatolitos fue de no más de 5 m, puesto que las crisálidas de larvas vivirían en zonas muy someras, a menos de 50 cm de profundidad (Leggitt y Cushman, 2001). Esta interpretación es consistente con la morfología de los estromatolitos, con techos planos y mayor desarrollo lateral que vertical y, además, en ocasiones, con la presencia de grietas de desecación, que revelan exposición subaérea (Seard et al., 2013). No se han encontrado restos de crisálidas en el interior de los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre. Los estromatolitos planares miocenos presentan márgenes tumbados y escaso crecimiento en la vertical (perpendicular al sustrato) que, junto con el desarrollo sobre superficies de erosión y superficies con grietas de desecación, indica el desarrollo de estas morfologías en condiciones muy someras, como en el caso de Little Mesa.

Desde un punto de vista textural, a escala microscópica, las láminas de estromatolitos de meseta “Little Mesa” muestran una alternancia de láminas claras y oscuras. Las láminas claras están formadas por micrita o microesparita y las láminas oscuras por micrita con límites difusos (Seard et al., 2013). Se reconoce también, en ocasiones, calcita esparítica en los estromatolitos que presentan pequeñas columnas y ramificaciones. Estos estromatolitos no presentan material detrítico en sus láminas, por lo que se consideran formados por precipitación *in-situ* inducida por las comunidades microbianas, más que por atrapamiento de sedimento (*trapping and binding*) (Seard et al., 2013). Aunque en los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre se detectan algunos granos de carbonato

Figura 7.4. A) Estromatolito de la Formación Green River (Eoceno). La parte inferior está formada por un *grainstone* de granos como ooides, pisolitos, ostrácodos y *rip-up clasts*; sobre ellos se muestran formas de crecimiento interno de domo y formas planas hacia techo. Se observa una disminución en el relieve sinóptico hacia techo. Nótese la lisura de las láminas. Tomado de Chidsey et al. (2015). B y C) Estromatolitos de la Sierra de Alcubierre del Mioceno (B del perfil de Valle de Soler, unidad T5; y C del perfil de Barranco de la Loba, unidad T6). B) Porción de estromatolito estratiforme. En la parte inferior se observan láminas discontinuas formadas por ooides, *coated grains*, fragmentos de estromatolitos y *rip-up clasts*, situadas de manera esporádica entre las láminas estromatolíticas. Se observa una evolución en la vertical, desde formas planas de las láminas de la base que pasan a formas de domo y columnas hacia techo del espécimen. Entre las columnas se observa relleno de margas y fragmentos de estromatolito principalmente. C) Porción de estromatolito con forma de domo con marcado relieve sinóptico, sobre un *packstone-grainstone* de fragmentos de estromatolito, *coated grains* y *rip-up clasts*.



(fragmentos de estromatolitos, ooides, *rip-up clasts*), incluidos de manera esporádica en algunas láminas estromatolíticas o rellenando espacios inter-domo, su formación también se interpretan como resultado de la precipitación de carbonato cálcico, inducido por los microbios y otros factores que favorecen el incremento del índice de saturación y la captura de pequeñas cantidades de partículas de carbonato de grano fino (Martin-Bello et al., 2019a).

En cuanto a los estudios isotópicos realizados en algunos estromatolitos de la Formación Green River, en concreto en Rife Bed, en el Miembro Tipton (Frantz et al., 2014), los resultados revelan que el principal factor que influye en las variaciones isotópicas es la ratio P/E. Distinguen tres tipos de láminas, todas formadas por calcita: micríticas, esparíticas formando abanicos y una mezcla de ellas. Las láminas micríticas cuentan con $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ más altos que los de las láminas esparíticas con abanicos. El estudio relaciona las láminas micríticas con situaciones más someras del lago y periodos cálidos, mientras que las láminas de abanicos corresponderían a los periodos más fríos, con un aumento del nivel del lago. Así pues, esta alternancia en la laminación sería el resultado de cambios reiterados en el nivel del lago. Además, las láminas micríticas tendrían un origen biogénico, mientras que las láminas formando abanicos se interpretan como no biogénicas. La laminación presente en la Sierra de Alcubierre está formada principalmente por láminas micríticas y algunas láminas esparíticas fibrosas, mucho menos comunes. Las micríticas tienen valores isotópicos más altos y se interpretan del mismo modo que en el Miembro Tipton. Sin embargo, las láminas esparíticas pasan lateralmente a láminas de micrita densa oscura. No se conoce si las láminas fibrosas pueden haberse formado como producto de la diagénesis (Freytet y Verrecchia, 1999) o ser una estructura primaria (Grotzinger y Knoll, 1999). Este tipo de láminas fibrosas son más frecuentes en la unidad T7, a la que se atribuyen unas condiciones generales más húmedas que las de unidades infrayacentes, lo cual concuerda con las interpretaciones realizadas por Frantz et al. (2014) en la Formación Green River, donde las láminas esparíticas en abanico se formarían en condiciones más húmedas.

7.3 Estromatolitos lacustres del Cuaternario del Great Salt Lake (Lago Bonneville)

El Great Salt Lake, en el estado de Utah (Fig. 7.5), contiene gran variedad de carbonatos microbianos modernos asociados con otros depósitos lacustres, que sirven de excelentes análogos para comparar con los estromatolitos lacustres miocenos de la Sierra de Alcubierre.

La Cuenca Bonneville, donde se encuentra el actual Great Salt Lake, alberga el registro de un sistema lacustre que presenta gran cantidad de depósitos microbianos formados en dos fases principales: la fase profunda, del Lago Bonneville (Pleistoceno), y la fase somera, del Great Salt Lake (Holoceno a la actualidad) (Vennin et al., 2018) (Fig. 7.5).

El registro de la fase de Lago Bonneville ocupa una gran extensión de la superficie (Fig. 7.5), con marcada pendiente en los márgenes del lago. Las variaciones del nivel del lago durante esa fase

provocaron que los estromatolitos se formaran en una franja estrecha, sobre los márgenes pendientes del lago. Este contexto dio lugar a diversos tipos de estromatolitos en función de su morfología externa (espesores de alrededor de los 10 cm): columnares, con formas de coliflor o arbusto, laminares o con cementos peloidales (Vennin et al., 2018).

En cambio, los depósitos microbianos del Great Salt Lake, debido a la menor extensión y a la configuración plana de los márgenes del lago, muestran una distribución lateral mucho más amplia de los depósitos microbianos. Los estromatolitos desarrollados en esta fase presentan morfologías externas más variadas: desde formas planas (hasta 2 cm de espesor) a domos, columnas y con forma de *cow-pie* (hasta 30 cm de espesor) y oncoides (1 mm a 2 cm de diámetro).

Una de las características definitorias y claramente distinguibles entre las dos fases principales presentes en la Cuenca Bonneville es que los estromatolitos no se disponen de manera aleatoria, sino que sirven como marcador de las fluctuaciones del lago. Las formas planas se forman en zonas someras, mientras que las morfologías de mayor espesor lo hacen en zonas algo más profundas. Los principales factores que controlan la morfología externa de los estromatolitos en esa cuenca son las variaciones del nivel del lago y los cambios en la concentración de Ca^{2+} y HCO_3^- (Vennin et al., 2018). Existe mayor variedad de morfologías y tamaños de estromatolitos en la fase de Great Salt Lake que en la fase de Lago Boneville. Este hecho lo atribuyen a la mayor estabilidad del nivel del lago y a unas condiciones más salinas.

En cuanto a la evolución vertical de las formas de crecimiento interno de los estromatolitos, las formas planares se forman en la zona cercana a la línea de costa que, en ocasiones, sufre exposición subaérea. Sobre ellas se desarrollan domos y columnas de mayor relieve que reflejan un aumento del nivel del lago (Bouton et al. 2016a; Vennin et al., 2018).

La morfología externa de los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre esta controlada por factores similares a los que controlan la distribución espacial de los estromatolitos de la Cuenca Bonneville (variaciones del nivel del lago). Los estromatolitos planares se desarrollan en zonas muy someras, mientras que los estromatolitos con forma de domo o estratiformes se forman en zonas más profundas.

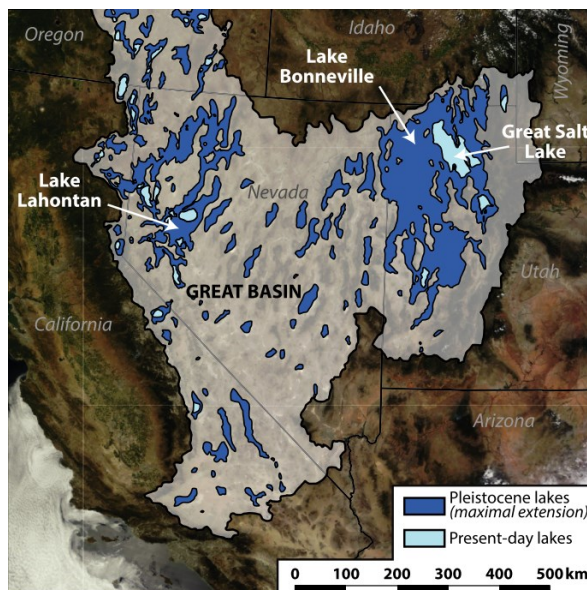


Figura 7.5. Localización de Great Basin (gris) distribuida entre Nevada, Oregon, Utah y California. En azul oscuro se muestra la extensión de los lagos pleistocenos, entre ellos el Lago Bonneville. En azul claro se muestran los lagos actuales, entre ellos el Great Salt Lake. Tomado de Vennin et al. (2018).

De las distintas texturas que se distinguen en los estromatolitos de la Cuenca Bonneville, las que presentan similitudes con los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre son las micríticas. Vennin et al. (2018) detectan láminas micríticas (0,02 – 2mm de espesor) en ocasiones alternando con láminas de textura peloidal (0,1 – 0,5 mm de espesor) (Fig. 7.6). Este tipo de textura aparece en morfologías variadas en ambas fases del lago, desde planares a formas de mayor espesor. Otra de las conclusiones a las que llegan los autores en ese artículo es que las distintas texturas no generan morfologías externas diferentes, por lo que interpretan que las comunidades microbianas presentes en el tapiz no son uno de los principales condicionantes de la morfología externa resultante. Por tanto, los factores extrínsecos (ambientales) juegan un papel más importante en la confección de las morfologías externas que los factores biogénicos (Jahnert y Collins, 2012; Bouton et al., 2016a y b), al igual que ocurre en los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre.

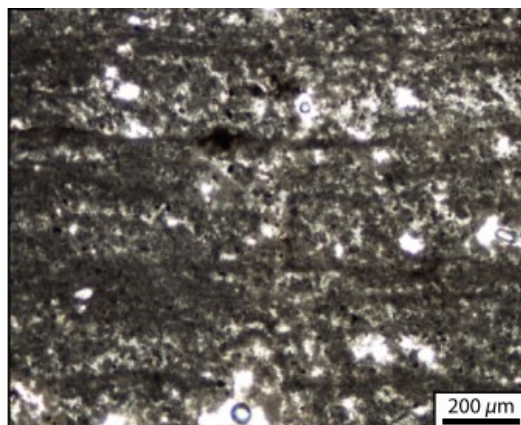


Figura 7.6. Láminas micríticas oscuras de espesor inferior al milímetro alternando con láminas con textura peloidal de 0,1 a 0,5 mm de espesor. Tomado de Vennin et al. (2018).

Chidsey et al. (2015) estudian los estromatolitos actuales de la Bridger Bay, en Antelope Island, y los de cerca de Rozel Point, en el sur y al norte del Great Salt Lake, respectivamente. Observan que en las zonas someras de Bridger Bay se forman tapices microbianos de 5 a 12 cm de espesor y extensiones de hasta 2 m. Los estromatolitos de Rozel Point presentan morfologías en domo. Estos domos están expuestos subaéreamente y muestran rasgos de erosión por la acción del oleaje. En esta zona, pero más próximos a la costa, también se encuentran morfologías más planas, como las encontradas en Bridger Bay. Por tanto, de nuevo se encuentra que las morfologías de pocos centímetros de espesor son comunes en las zonas someras, mientras que en zonas más profundas predominan las morfologías de mayor relieve (Chidsey et al., 2015). Estas interpretaciones coinciden con las realizadas por Bouton et al. (2016a) en los estromatolitos actuales del entorno de Antelope Island (Fig. 7.7). Bouton et al. (2016a) proponen que los dos factores principales que controlan la distribución de los estromatolitos en Great Salt Lake son las variaciones del nivel del lago, influenciadas por el clima, y la tectónica de la zona (fallas normales sinsedimentarias). En el caso de la Sierra de Alcubierre la distribución de los estromatolitos está controlada por las fluctuaciones del nivel del lago y el oleaje de tormentas, dando lugar a morfologías externas de mayor espesor en zonas más profundas.

En el área de Bridger Bay, donde la energía hidrodinámica es mayor, se han detectado estructuras de esferulitos (Chidsey et al., 2015), los cuales también han sido reconocidos de manera puntual en algunos estromatolitos de la Sierra de Alcubierre. En las facies próximas a los estromatolitos con esferulitos de Great Salt Lake aparecen ooides con núcleos de cuarzo, peloides, o fragmentos de ooides o de estromatolito, entre otros componentes, al igual que ocurre en la Sierra de Alcubierre, por lo que se podrían haber formado en condiciones hidrodinámicas similares.

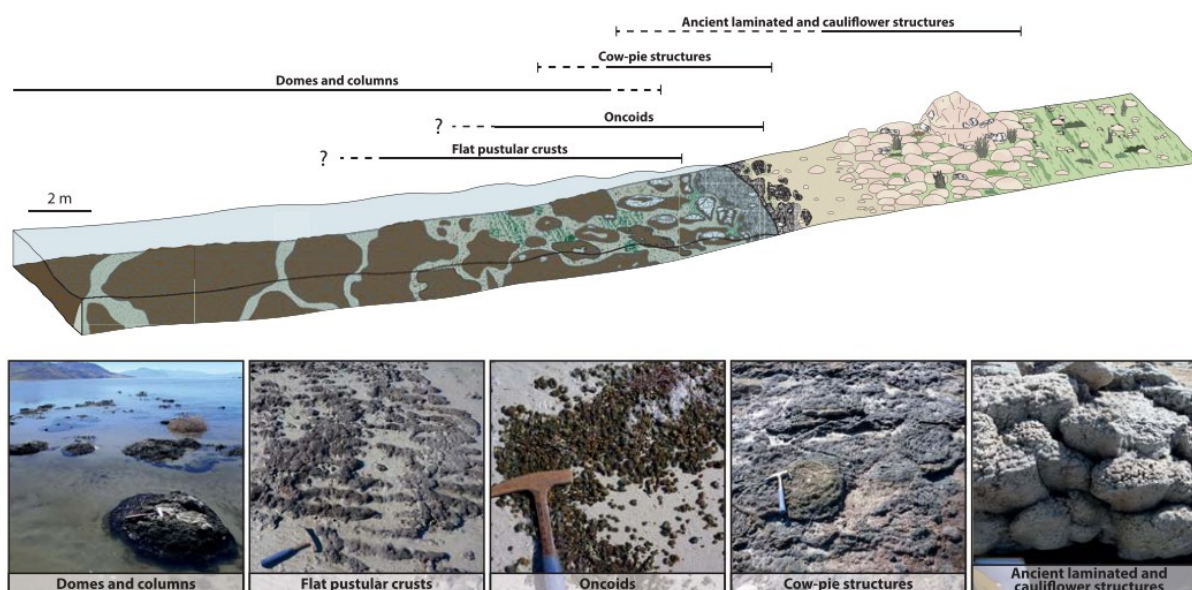


Figura 7.7. Sección esquemática de la zona de costa de Great Salt Lake. Se muestra la distribución de las distintas morfologías externas acompañadas por imágenes de campo de cada uno de los tipos de morfologías externas. Bouton et al. (2016a).

En relación con la presencia de dolomita en las microbialitas del Great Salt Lake, Pace et al. (2016) detectan que la precipitación de dolomita tiene lugar durante la mineralización de los tapices en condiciones hipersalinas y someras (<10 m profundidad). La presencia de dolomita en la Sierra de Alcubierre también se considera resultado de una precipitación diagenética muy temprana o penecontemporánea (Arenas et al., 1997), formada principalmente durante los periodos de mayor evaporación, que favorecerían la concentración de Mg en el agua (Gelband et al., 2019).

7.4 Estromatolitos lacustres del Holoceno del lago Tanganica

Los estromatolitos fósiles y actuales son abundantes en los márgenes del Lago Tanganica, en la confluencia de República Democrática del Congo, Tanzania, Burundi y Zambia, siendo Tanzania (46%) y la República Democrática del Congo (40%) donde se encuentra la mayor parte del lago. Este lago ha funcionado la mayor parte del tiempo como sistema hidrológicamente cerrado (i. e., sin desagüe superficial ni pérdidas subterráneas significativas), aunque ha variado entre situaciones de lago abierto y lago cerrado. En la actualidad se encuentra abierto hacia la Cuenca del Congo, a través del río Lukuga. En este lago se han encontrado estromatolitos modernos y del Holoceno superior a distintas profundidades, entre 60 y 10 m de profundidad. En la actualidad, se han detectado escasos estromatolitos a menos de 10 m de profundidad; sin embargo, existen indicios de que se pudieron haber formado en situaciones más someras (0 – 3 m de profundidad) (Cohen et al., 1997).

Las formas de las microbialitas del Lago Tanganica son muy variadas, desde estromatolitos estratiformes, columnares y columnares ramificados, hasta oncolitos (Cohen et al., 1997). Los estromatolitos columnares y estratiformes muestran pocos centímetros de espesor, mientras los

oncolitos pueden tener entre 5 y 20 cm de diámetro. Se ha encontrado que existe una relación entre las distintas morfologías externas y las formas de crecimiento interno (ambas agrupadas por los autores en el término *macrostructure*) que desarrollan los estromatolitos y la profundidad a la que se encuentran (Cohen et al., 1997). Los estromatolitos formados en zonas más someras tienden a amoldarse al sustrato, desarrollando morfologías planas o con relieves suaves (incrustaciones o pequeñas columnas y domos de pocos centímetros de altura). El tamaño de los domos y columnas se va incrementando con la profundidad (entre 5 y 15 m). En cambio, los estromatolitos formados en situaciones más profundas, a más de 15 m de profundidad, presentan una morfología externa que no está condicionada por la morfología del sustrato. A profundidades superiores a los 20 m, los estromatolitos pueden formar biostromos o biohermos de más de 1 m de altura y varios metros de extensión lateral. Se pueden encontrar estromatolitos formados por pequeñas columnas aisladas también a mayor profundidad, pero son muy escasos. No obstante, cabría plantearse si la profundidad a la que se encuentran ahora coincide con la de su formación, que la luz es una limitación importante para los tapices microbianos.

La relación encontrada entre la morfología de los estromatolitos y la profundidad en el Lago Tanganica, también ha sido observada en los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre (Fig. 7.8). Así, los estromatolitos planares más finos adquieren la morfología del sustrato al que están tapizando y desarrollan morfologías externas planares, mientras que los estromatolitos estratiformes o con forma de domo (más profundos), muestran formas de crecimiento interno más complejas (domos y columnas) y no están condicionados por el relieve del sustrato sobre el que se han desarrollado.

En lo relativo a la estructura interna, los estromatolitos del Lago Tanganica muestran una laminación moderadamente o pobremente desarrollada (Cohen et al., 1997). Los estromatolitos presentan láminas claras individuales de 0,019 – 1,210 mm de espesor y láminas oscuras individuales de 0,018 – 0,965 mm de espesor. En los casos en los que la laminación está mejor definida se observa que las láminas oscuras son claramente más finas que las láminas claras. Las láminas claras están formadas por microesparita (calcita fibrosa radial en raras ocasiones); contienen peloides y otros granos cuando las láminas están más pobremente definidas. Las láminas oscuras están formadas de micrita y microesparita; cuando están peor desarrolladas son principalmente micríticas, con pocos peloides y otros granos. Aunque estos autores resaltan la carencia general de láminas bien definidas que atribuyen a las escasas variaciones estacionales de la región estudiada.

Las láminas claras (porosas y densas) de la Sierra de Alcubierre miden 0,1 – 1,9 mm de espesor. Las láminas oscuras tienen espesores de 0,04 – 0,5 mm. Los espesores de las láminas claras y oscuras, medidos tanto en el lago Tanganica como en la Sierra de Alcubierre, raramente superan el milímetro de espesor y, en ambos casos, es habitual que las láminas oscuras sean más finas que las láminas claras. La composición de las láminas es diferente en los dos casos comparados: las láminas claras de la Sierra de Alcubierre son micríticas (densas claras), o micríticas y microesparíticas con textura *clotted-micropeloidal* (porosas claras); mientras que las láminas densas oscuras son sólo micríticas. Como en el caso de las láminas del Lago Tanganica, las láminas con calcita fibrosa son escasas y éstas se encuentran siempre en las láminas claras.

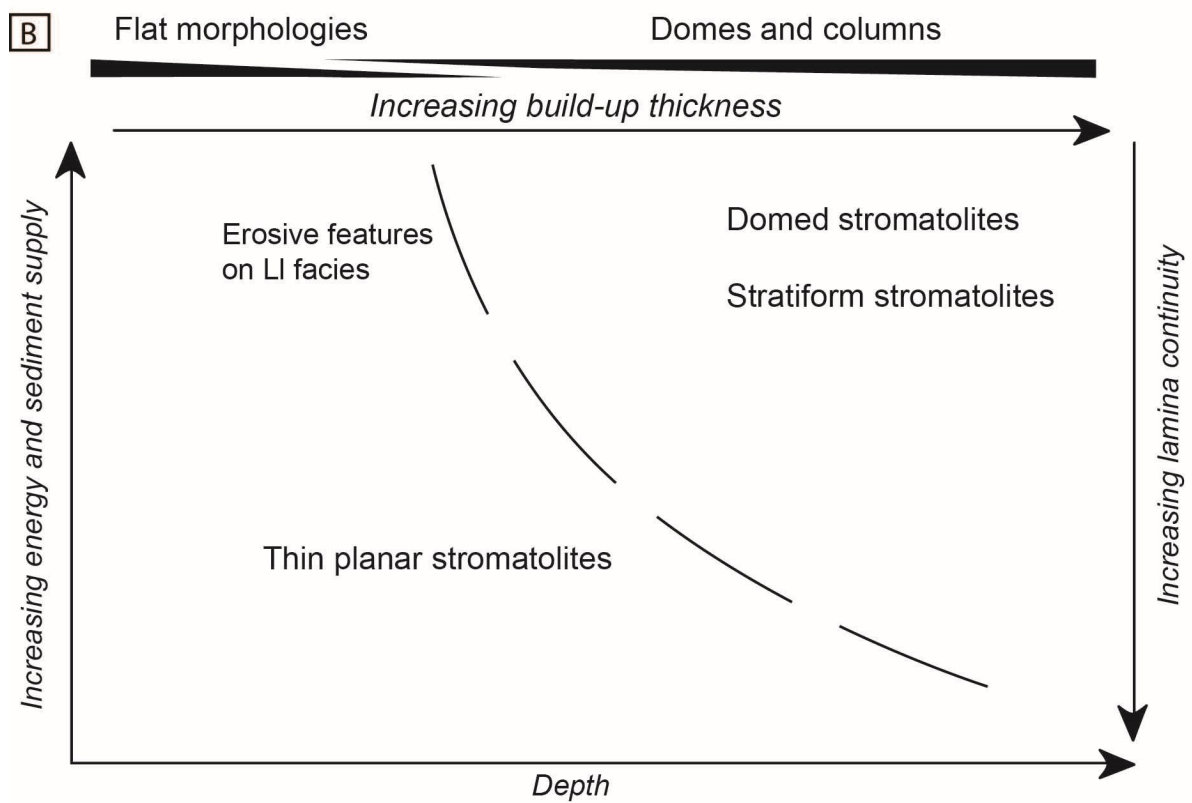
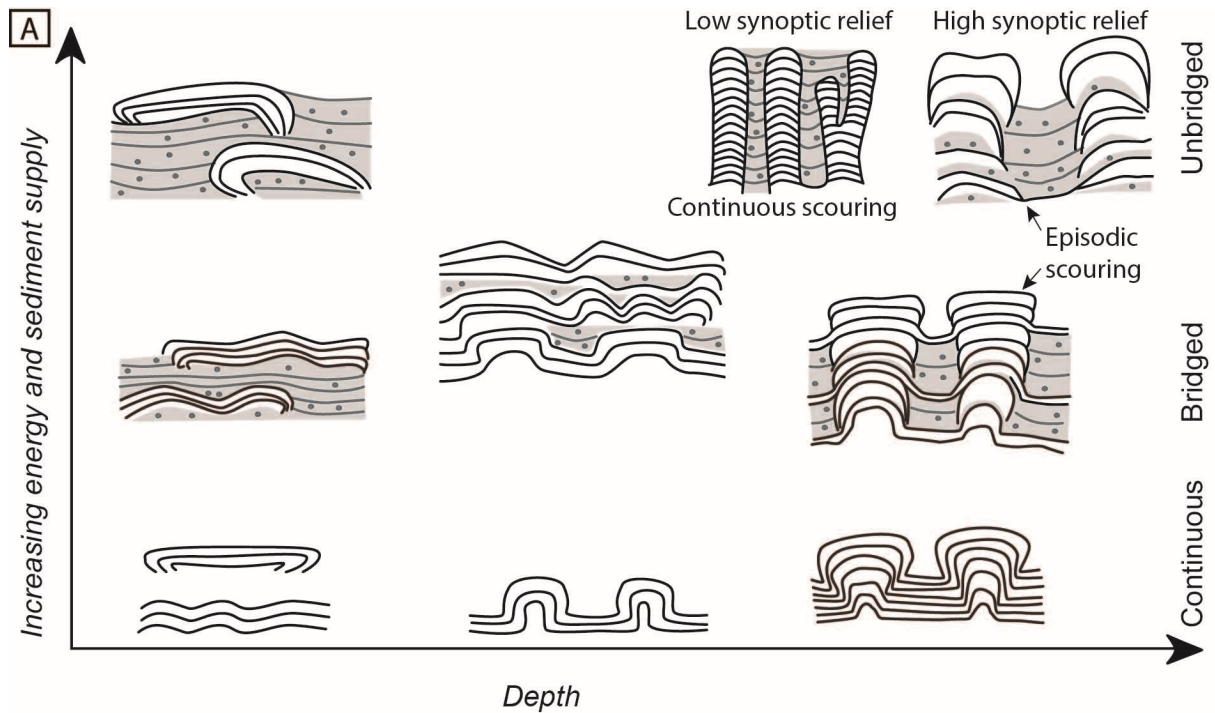


Figura 7.8. Distribución de las morfologías externas de los estromatolitos lacustres de la Sierra de Alcubierre en función de la profundidad, la energía del medio y la cantidad de aportes. Tomado de Martin-Bello et al. (2019a).

7.5 Estromatolitos fluviales actuales y cuaternarios de los ríos Piedra y Añamaza

Las cuencas de los ríos Piedra y Añamaza se encuentran en la Cordillera Ibérica, en el Noreste de la Península Ibérica: la primera en la provincia de Zaragoza y la segunda entre las provincias de Zaragoza, Navarra y La Rioja; ambas pertenecen a la vertiente sur de la cuenca hidrográfica del río Ebro.

Actualmente, los dos ríos registran precipitación de carbonato cálcico, favorecida por la composición química del agua, rica en bicarbonato (Piedra: 228 – 350 mg/L; Añamaza: 197 – 292 mg/L) y calcio (Piedra: 75 – 105 mg/L; Añamaza: 97 – 149 mg/L). El agua del río tiene un pH medio de 6,9 – 8,8 en el Piedra y de 7,16 – 8,69 en el Añamaza, y el caudal es de 1,05 y 0,21 m³/s, respectivamente (Arenas et al., 2014b; Auqué et al., 2014). Existe abundante macrobiota y microbiota acuáticas. La temperatura media del agua en invierno y verano varía entre 8 – 9 °C y 15 – 17 °C en ambos ríos. El agua procede del acuífero desarrollado en calizas del Jurásico Medio y del Cretácico Superior. Ambos ríos muestran un aumento de pendiente importante unos pocos kilómetros aguas abajo de su nacimiento, alcanzando un perfil longitudinal escalonado en el tramo medio del curso, al igual que ocurre en otros ríos de la Cordillera Ibérica en los que se forman tobas. Es en estos tramos de más pendiente en donde las tasas de sedimentación son más altas. En general, se suceden zonas con saltos (cascadas de diversa envergadura) y zonas de menos pendiente y/o remansadas. Los diversos subambientes de sedimentación se diferencian principalmente por las condiciones del flujo y las asociaciones bióticas. Los estromatolitos se desarrollan en las zonas de rápidos y cascadas escalonadas, es decir, con velocidad alta del agua. Estas condiciones favorecen la desgasificación de CO₂ y propician la precipitación de calcita. La tasa de sedimentación media obtenida a lo largo de estudios de hasta 13 años de control en estas zonas con estromatolitos es de hasta 1,4 cm/año (Arenas et al., 2014b, 2015).

Texturalmente, los estromatolitos actuales están formados por una alternancia de láminas densas compuestas y láminas porosas compuestas, en las que dominan los tubos de calcita formados alrededor de cianobacteria filamentosas (*Phormidium incrustatum* es la más abundante; Berrendero et al., 2016). Los intervalos estacionales cálidos están dominados por las láminas compuestas densas, mientras los frescos lo están por las porosas, con una diferencia significativa en el espesor de los intervalos formados en estaciones cálidas y frescas (p. ej., Arenas y Jones, 2017).

En los dos valles fluviales se encuentran potentes y extensos depósitos cuaternarios de calizas (tobas y otras facies de calizas, como estromatolitos y mudstones a packstones bioclásticos), junto con depósitos clásticos (principalmente, conglomerados y gravas); estos últimos generalmente en la base de las sucesiones. Las sucesiones varían entre unos pocos metros hasta 90 m de espesor. Se distribuyen a lo largo de los valles formando cuerpos con forma de cuña y lenticulares en sentido longitudinal, cuya potencia aumenta en el sentido de la corriente, y presentan secciones transversales lenticulares. La edad varía entre Pleistoceno medio y Holoceno (Vázquez-Urbez et al., 2012; Arenas et al., 2014a; Sancho et al., 2015).

Dentro de esos cuerpos, los estromatolitos constituyen extensos y potentes depósitos con geometría hemidómica, lenticular, a veces tabular, y ligeramente cuneiforme, según los casos. En general se localizan en la parte más pendiente y más potente de los cuerpos cuneiformes, o en zonas con cierta inclinación y formando geometrías suavemente escalonadas (Fig. 7.9D, E).

Los estromatolitos cuaternarios están formados por una alternancia de láminas micríticas y/o densas, más potentes y de tonos claros, y láminas macrocristalinas, más finas y de tonos oscuros (Fig. 7.10). Contienen cuerpos filamentosos micríticos dispuestos subperpendicularmente a la laminación (formas microbianas arbustivas y en abanico) (Vázquez-Urbez et al., 2012; Arenas et al., 2014a).

7.5.1. La geometría

Los estromatolitos fluviales, tanto actuales como cuaternarios, de los ríos Piedra y Añamaza presentan, en general, morfologías muy diferentes a los estromatolitos lacustres de la Sierra de Alcubierre. La morfología de los estromatolitos fluviales suele estar condicionada por la topografía del sustrato y la corriente unidireccional en la que se desarrollan, formando principalmente estratos o cuerpos semidómicos, a veces tabulares y lenticulares, de distinta inclinación, con espesores centimétricos a métricos (Fig. 7.9A, D, E). En cambio, aunque los estromatolitos lacustres también están influidos por la forma del sustrato sobre el que se desarrollan, la corriente no ejerce tanta influencia en la morfología externa de los estromatolitos, ya que en este caso la corriente sería principalmente de tipo bidireccional en los márgenes del lago (debido al oleaje), salvo en las zonas de entrada de agua. Por otro lado, la pendiente del sustrato del área lacustre estudiada sería muy inferior a la de esos ríos.

7.5.2. La laminación: estructura y textura

En los estromatolitos fósiles del río Añamaza y los estromatolitos fósiles lacustres de la Sierra de Alcubierre se reconoce una alternancia evidente de láminas claras y oscuras, pero no son directamente comparables (debido a que las láminas fluviales claras únicamente comprenden finas empalizadas de cristales largos, mientras que las oscuras tienen una gradación entre micrita y esparita). Lo mismo sucede en los estromatolitos fósiles del río Piedra, donde la distinción entre los tipos de láminas viene definida por el tamaño de los cristales. En los estromatolitos actuales del río Piedra (Fig. 7.9B, C) se diferencian láminas densas compuestas y láminas porosas compuestas, equivalentes a las láminas oscuras y claras, respectivamente, de los estromatolitos lacustres de la Sierra de Alcubierre, ya que las láminas claras son principalmente porosas y las láminas oscuras son densas.

Además, la apariencia (clara u oscura) de las láminas delgadas de los estromatolitos fósiles del río Piedra es distinta en sección pulida y en lámina delgada (Fig. 7.10). Las láminas claras, en sección

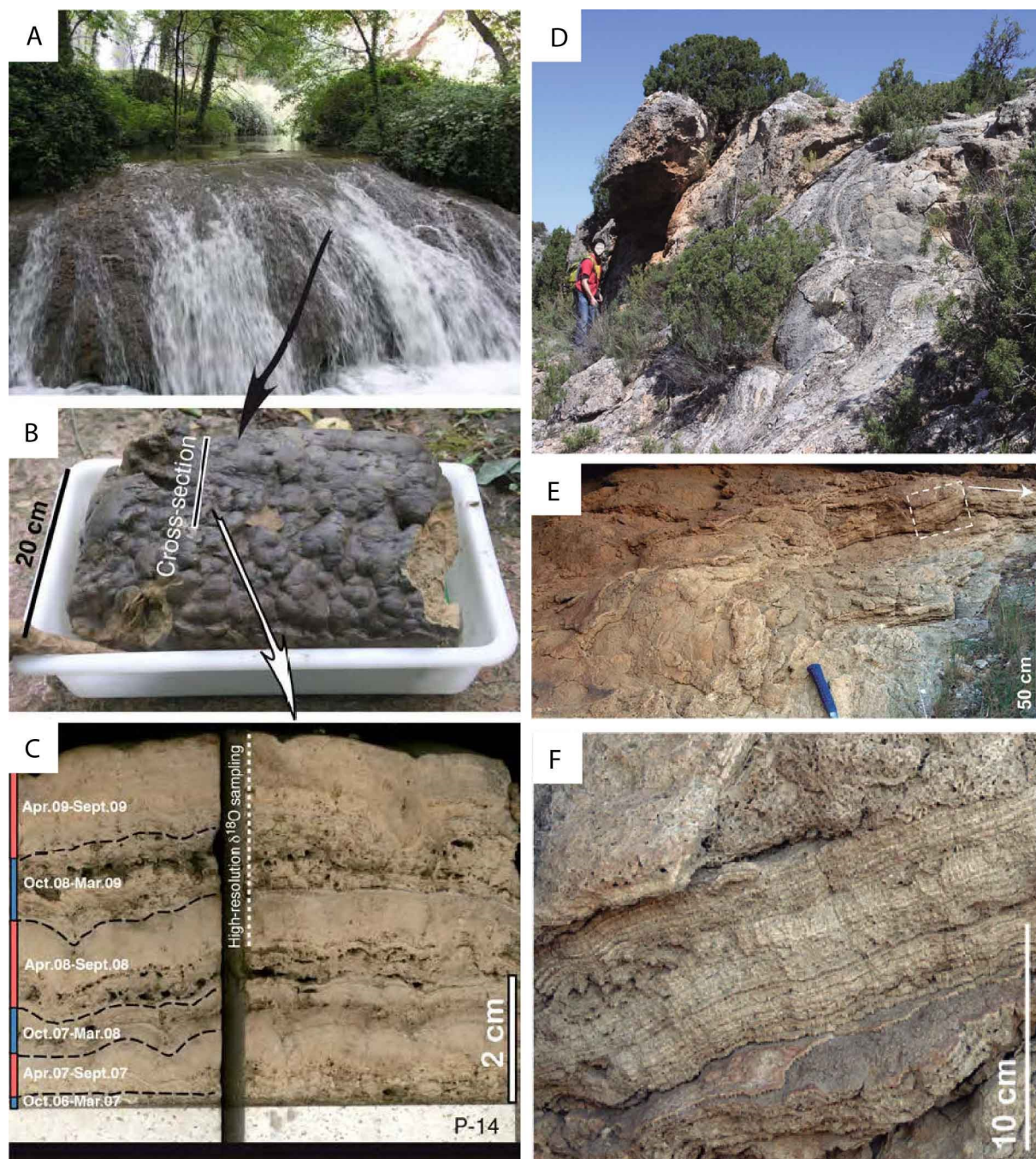


Figura 7.9. A) Imagen de una cascada del río Piedra en el entorno del Monasterio de Piedra donde se disponen las losetas. B) Imagen en planta de una loseta sobre la que se han desarrollado estromatolitos. C) Corte transversal de la loseta en la que se puede observar la laminación del estromatolito actual, la correspondencia con los intervalos temporales en los que se tomaron las medidas de espesor, y la porción en la que realizó un estudio de alta resolución. Tomado de Arenas et al. (2018). Estromatolitos fósiles de la cuenca del río Piedra (D) y de la cuenca del río Añamaza (E), (F) detalle de E. Tomados de Vázquez-Urbez et al. (2012) y de Arenas et al. (2014a; 2018).

pulida, se corresponden con las láminas más oscuras bajo el microscopio óptico (Fig. 7.10), mientras que las láminas oscuras en sección pulida muestran cristales de mayor tamaño y son de tonalidad más clara. Por el contrario, en la Sierra de Alcubierre las láminas claras y oscuras mantienen su apariencia tanto en sección pulida como en microscopio óptico (Fig. 7.11).

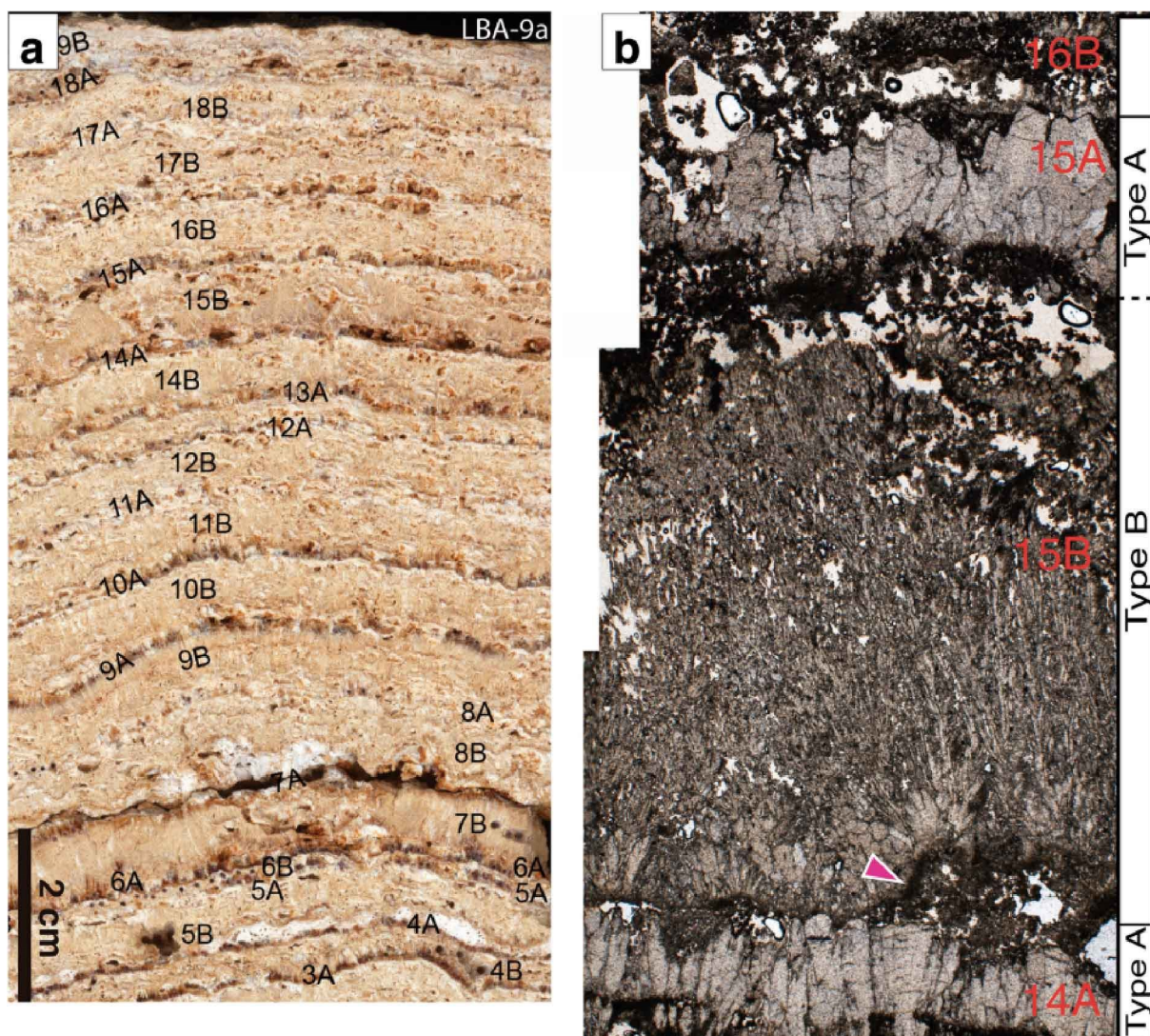


Figura 7.10. Estromatolito Pleistoceno del río Piedra en el que se observan las láminas en sección pulida (a) y en microscopio óptico (b). Tomado de Arenas et al. (2019).

La textura de las láminas claras y/o porosas de los estromatolitos fluviales y lacustres presenta en general cristales más grandes (microesparita en Añamaza fósil, Fig. 7.12; micrita y esparita en el actual río Piedra; empalizadas de cristales grandes, en el río Piedra fósil; micrita y microesparita, en el lacustre). La textura de las láminas oscuras densas suele ser de cristales de menor tamaño (micrita, en los estromatolitos fósiles del río Añamaza; micrita y esparita, en los estromatolitos actuales del río Piedra; micrita y esparita, en los estromatolitos fósiles del río Piedra; micrita, en el sistema lacustre) (Fig. 7.12; Tabla 7.1) (Arenas et al., 2014a; Arenas y Jones, 2017; Martín-Bello et al., 2019a).

Los espesores de las láminas claras son submilimétricos (0,6 – 1 mm), excepto en los estromatolitos actuales del río Piedra (2 – 7,5 mm), que pueden alcanzar los 12 mm (Arenas y Jones, 2017). El espesor de las láminas oscuras es de 1 – 3,5 mm en los estromatolitos fósiles del río Añamaza (Osácar Soriano et al., 2017) y similar en los estromatolitos lacustres (0,3 – 2,8 mm),

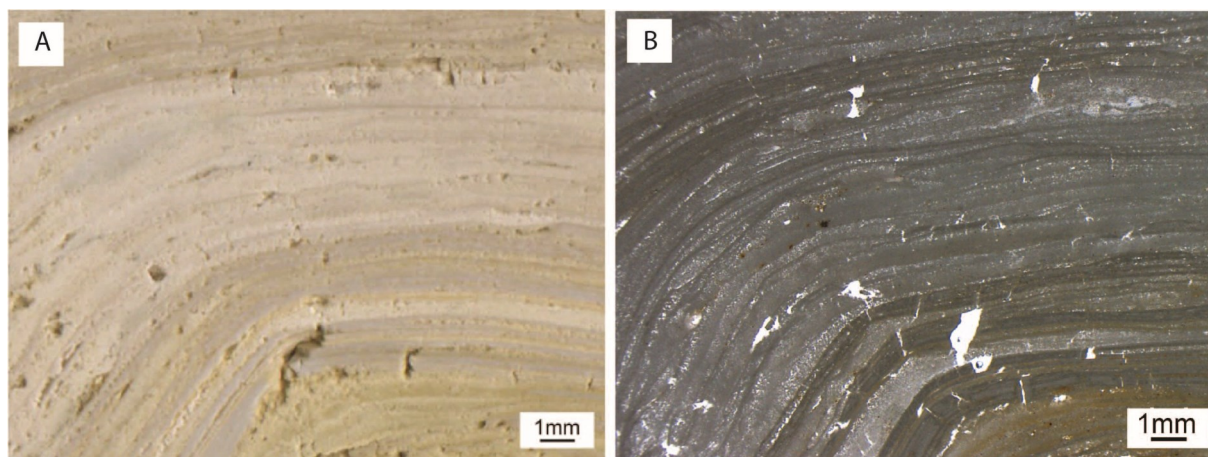


Figura 7.11. Imagen de la laminación estromatolítica lacustre de la Sierra de Alcubierre en sección pulida (A) y en microscopio óptico (B). Tomado de Martin-Bello et al. (2019b).

mientras que las láminas oscuras, tanto fósiles como actuales del río Piedra, presentan espesores de entre 3,5 – 15 mm (Tabla 7.1).

Una característica común entre los estromatolitos de los ríos Piedra y Añamaza, y diferente a los estromatolitos lacustres de la Sierra de Alcubierre, es la buena conservación de evidencias de restos biológicos (cianobacterias), fácilmente visibles tanto en microscopio óptico (Figs. 7.10B, 7.12) como en SEM, un rasgo que no se observa en los estromatolitos lacustres (Fig. 7.11B).



Figura 7.12. Alternancia de láminas claras y oscuras de un estromatolito cuaternario del río Añamaza. Tomado de Arenas et al. (2014a).

Las láminas densas compuestas de los estromatolitos actuales del río Piedra se forman preferentemente durante los periodos cálidos (Abril- Septiembre, Fig. 7.13), mientras que las láminas porosas compuestas se desarrollan preferentemente en los periodos frescos (Octubre-Marzo, Fig. 7.13) (Arenas y Jones, 2017). Esta característica coincide con las interpretaciones realizadas en los estromatolitos lacustres de la Sierra de Alcubierre, en los que las láminas oscuras compuestas (predominantemente densas) se desarrollarían durante los periodos de menos precipitación, que coincidirían con las condiciones más cálidas (verano-principios de otoño) y las láminas claras compuestas (predominantemente porosas) se formarían durante los periodos más húmedos, que se corresponderían con intervalos frescos (otoño- principios de verano).

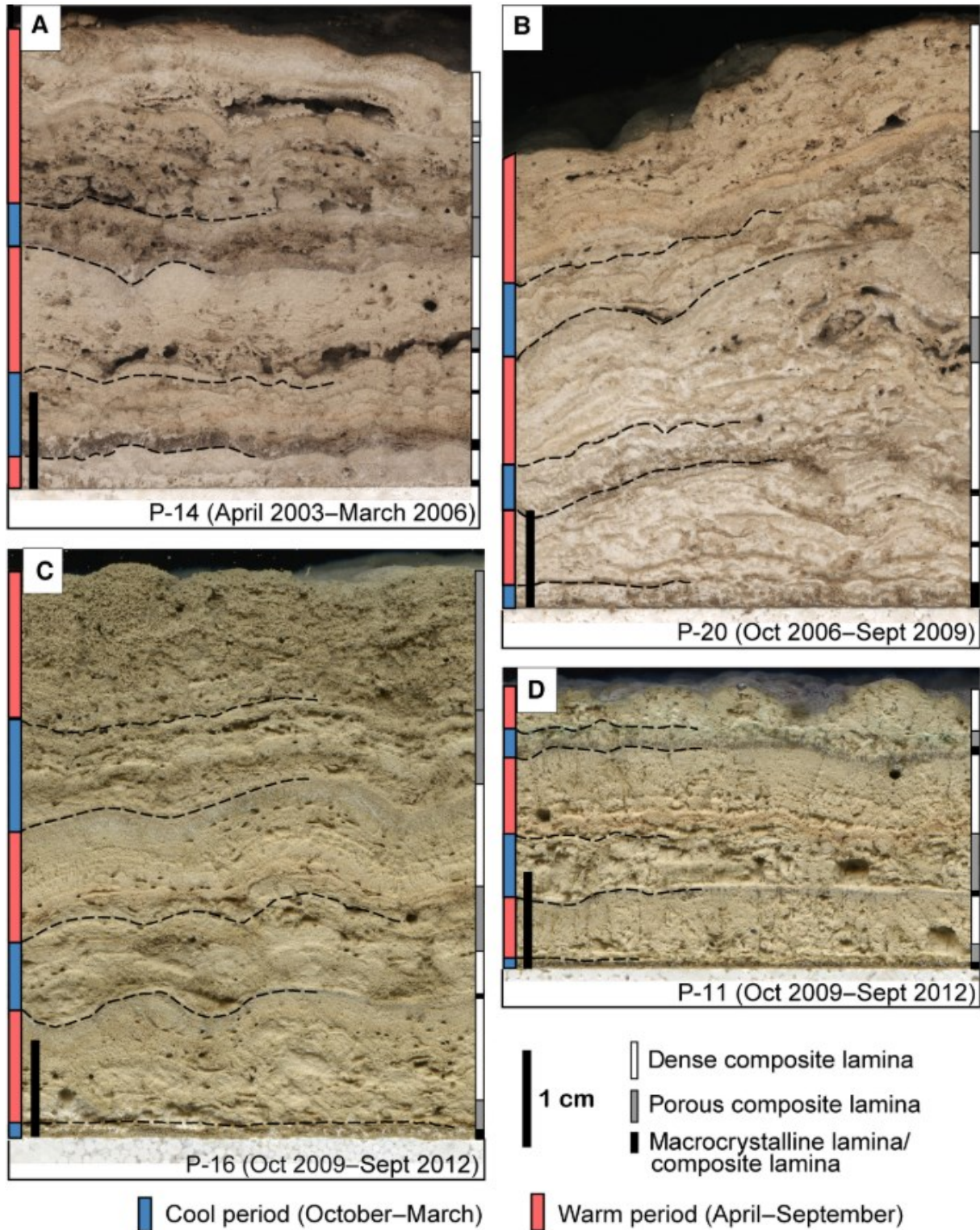


Figura 7.13. Tipos de láminas visibles en sección perpendicular a la dirección del flujo de agua, con los periodos cálidos o fríos durante los cuales se formaron las láminas, río Piedra. Tomado de Arenas y Jones (2017).

Otra característica que tienen en común los estromatolitos actuales del río Piedra y los estromatolitos lacustres es que desarrollan láminas compuestas (Fig. 7.14). Las láminas compuestas en ambos casos se componen de láminas simples, densas y porosas, de menor espesor. En el caso del río Piedra se distingue entre láminas densas, porosas y macrocristalinas (Fig. 7.14) y en la Sierra de Alcubierre se distingue entre láminas oscuras densas, claras porosas, claras densas y fibrosas. En general, las láminas simples de los estromatolitos actuales del río Piedra tienen mayor espesor que las láminas lacustres. La principal diferencia es la tasa de sedimentación, mucho mayor en el sistema fluvial. En los estromatolitos fluviales una lámina compuesta puede formarse en unos pocos meses, siendo siempre más potentes las láminas densas que las láminas porosas. En los estromatolitos lacustres (asumiendo que cada pareja de láminas simples representa un año) cada lámina compuesta se habría formado durante varios años.

Al igual que las características de las láminas compuestas de los estromatolitos actuales del río Piedra se atribuyen a las variaciones en temperatura reflejadas por las estaciones, las láminas simples que forman estas láminas compuestas se formarían como resultado de variaciones en periodos de tiempo más corto de la temperatura, así como de la insolación o algunas propiedades

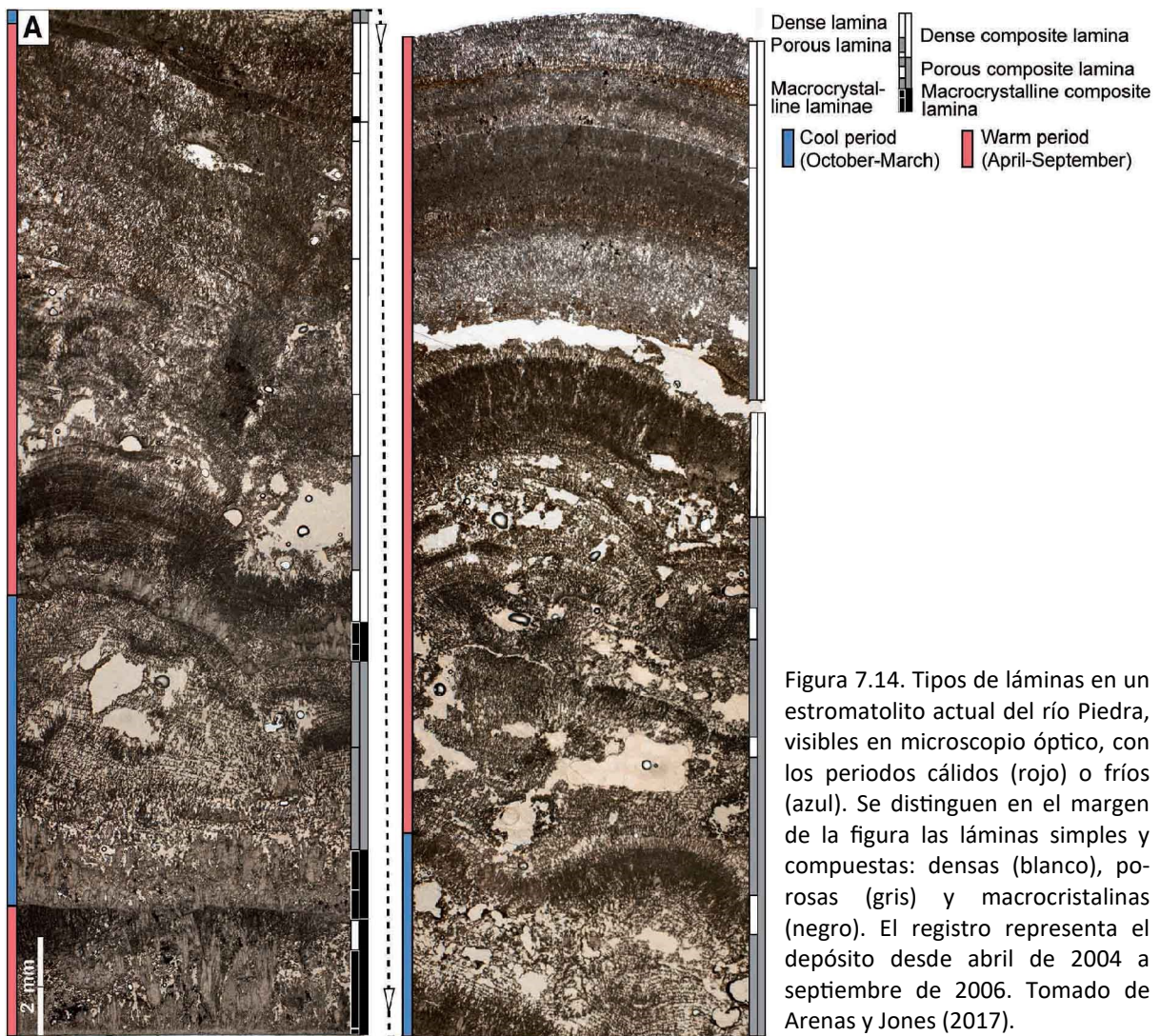


Figura 7.14. Tipos de láminas en un estromatolito actual del río Piedra, visibles en microscopio óptico, con los periodos cálidos (rojo) o fríos (azul). Se distinguen en el margen de la figura las láminas simples y compuestas: densas (blanco), porosas (gris) y macrocristalinas (negro). El registro representa el depósito desde abril de 2004 a septiembre de 2006. Tomado de Arenas y Jones (2017).

hidrológicas, no necesariamente periódicas (Arenas y Jones, 2017). Las láminas de macrocristales se relacionan con periodos de escaso crecimiento del tapiz microbiano durante semanas o meses. En el caso de los estromatolitos lacustres, los diversos tipos de láminas simples se formarían en distintos periodos del año. Las láminas densas claras se formarían durante la época lluviosa y de recarga del lago (otoño - inicio de primavera), en la que se aportarían algunos de los granos de carbonato incluidos en estas láminas. Las láminas claras porosas se formarían por el desarrollo más acusado de los microbios debido al aumento de temperatura, aporte de nutrientes y horas de luz (primavera - inicio de verano). Las láminas densas oscuras reflejarían el incremento de la evaporación y la temperatura (verano - principio del otoño), que causaría mayor concentración química (mayor saturación) en el agua del lago. Durante los momentos más fríos podría incluso cesar el crecimiento del estromatolito, como se ha documentado en otros estromatolitos fluviales, tanto del Pleistoceno (Brasier et al., 2010) como actuales (Osácar et al., 2016).

7.5.3. La composición isotópica

Se han realizado análisis isotópicos en las láminas de los estromatolitos actuales de los ríos Piedra y Añamaza, que son comparables con los de los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre. Sin embargo, las interpretaciones sobre los factores y parámetros involucrados difieren, debido a las características del ambiente de sedimentación en que se forman unos y otros (Osácar et al., 2016, 2017; Arenas et al., 2019).

En relación a la composición isotópica de estromatolitos actuales, Osácar et al. (2016) comparan los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de láminas sucesivas de especímenes de tres ríos formados en un periodo de 3 a 13 años (entre 1999 y 2012), entre los que se encuentran los ríos Piedra y Añamaza. Detectan la relación que existe entre la variación cíclica del $\delta^{18}\text{O}$ y las temperaturas medidas estacionalmente, y además la buena correspondencia entre éstas y las temperaturas calculadas a partir de los datos isotópicos del agua y del sedimento. Comparadas con otras facies fluviales, las mejores correspondencias se obtienen de los estromatolitos.

Como contraste, los datos isotópicos de microbialitas laminadas fluviales y fluvio-lacustres (mayormente oncolitos) del Paleoceno superior y Eoceno de la Cuenca del Ebro, no muestran correspondencia entre las variaciones texturales y las isotópicas entre láminas claras y oscuras (Zamarreño et al., 1997). Los autores lo atribuyen al escaso contraste estacional de la composición del $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia y de la temperatura, propio de zonas tropicales, que no produciría variación en la composición isotópica de las láminas, a pesar de que la diferencia textural entre ellas sí podría ser estacional.

En el caso de la Sierra de Alcubierre no es posible conocer la temperatura del agua a la que se formaron los estromatolitos debido a que se desconoce la composición isotópica del agua en la que precipitó la calcita. Pueden hacerse estimaciones cualitativas. Sin embargo, en una situación de lago cerrado con alta evaporación, el efecto de la temperatura en el fraccionamiento del $\delta^{18}\text{O}$ durante la

precipitación de calcita puede quedar enmascarado por la intensa pérdida de O¹⁶ del agua debido a la evaporación. Justo ocurre lo contrario en ambientes hidrológicamente abiertos, en donde la evaporación no produce cambios sustanciales en la composición isotópica del agua y, por tanto, las variaciones del δ¹⁸O de la calcita se atribuyen principalmente a la temperatura (Leng y Marshall, 2004). Por ello, en el caso de un lago cerrado, es la ratio P/E el principal factor que se refleja en las variaciones del δ¹⁸O de la calcita (asumiendo que la composición isotópica del agua no varíe sustancialmente).

Los datos de δ¹³C_{DIC} (y δ¹³_{calcita}) en el río Piedra reflejan la composición del agua del área fuente, es decir, la del acuífero, junto con otras fuentes y procesos. El incremento de δ¹³C aguas abajo es debido a la desgasificación que causa la pérdida de CO₂. Los factores que controlan los valores de δ¹³C son diferentes en el caso de la Sierra de Alcubierre, donde estarían principalmente controlados por la acción de CO₂-biogénico, la fotosíntesis y el tiempo de residencia del lago.

En definitiva, tanto los datos texturales como isotópicos de los casos estudiados coinciden en argumentar la relación entre la laminación y los cambios estacionales de los parámetros climáticos a lo largo del año.

	Estromatolitos	Láminas claras				Láminas oscuras			
		Textura	Espesor (mm)	δ ¹⁸ O	δ ¹³ C	Textura	Espesor (mm)	δ ¹⁸ O	δ ¹³ C
Fluvial	Actual río Piedra (2000-2012; P-14)	Micrita y esparita	2 – 7,5	-7,75	-8,00	Micrita y esparita	3,5 – 15	-8,65	-7,84
	Fósil Piedra (dos muestras del Pleistoceno)	Empalizadas de cristales columnares (1mm largo, 3 mm ancho)	0,5 – 2,2	-7,66 -7,29	-7,33 -7,14	Micrita y esparita	1,9 – 6	-9,15 -8,97	-7,13 -7,02
	Fósil Añamaza (dos muestras: del Pleistoceno y una del Holoceno)	Microesparita	0,2 – 1	-7,87 -8,33 -7,52	-5,28 -6,02 -6,03	Micrita	1 – 3,5	-8,08 -8,84 -8,46	-4,92 -6,03 -6,14
Lacustre	Fósil lacustre (T7, Mioceno)	Micrita y microesparita	0,6 – 6,4	-6,3	-4,2	Micrita	0,3 – 2,8	-5,6	-4,3
Lacustre	Fósil lacustre (T5, T6, Mioceno)	Micrita y microesparita	0,6 – 6,4	-3,9	-1,4	Micrita	0,3 – 2,8	-3,7	-1,3

Tabla 7.1. Resumen de las características de espesor y textura en las láminas claras y oscuras de los estromatolitos fósiles y actuales fluviales de los ríos Añamaza y Piedra y fósiles lacustres de la Sierra de Alcubierre (unidades T5 y T6, y separadamente T7). Datos de espesor y texturas tomados de Osácar Soriano et al. (2017), Arenas y Jones (2017), Arenas et al. (2019) y Martin-Bello et al. (2019a). Los datos isotópicos promedio de los estromatolitos fósiles del río Añamaza proceden de dos muestras, una del Pleistoceno y otra del Holoceno; tomados de Osácar Soriano et al., (2017). Los de los estromatolitos actuales son del río Piedra, para el depósito formado en el lugar P-14, desde 2000 a 2012 (P-14). Los de los estromatolitos fósiles del río Piedra son de un depósito pleistoceno, tomados de Arenas et al., (2019). Los de los estromatolitos lacustres son de las unidades T5, T6 y T7 en la Sierra de Alcubierre (este trabajo).

Capítulo de libro aceptado para su publicación
(Carta de aceptación en Anexo IV)

Lacustrine and fluvial carbonate microbialites in the Neogene of the Ebro Basin, Spain: a summary of up to date knowledge

Concha Arenas-Abad^{1, 2, *}, Leticia Martin-Bello^{1, 2},
F. Javier Pérez-Rivarés¹, Nerea Santos-Bueno^{1, 2}, Marta Vázquez-Urbez¹

¹*Division of Stratigraphy, Department of Earth Sciences, ²Geotransfer group and Institute for Research on Environmental Sciences of Aragón (IUCA), University of Zaragoza. 50009 Zaragoza, Spain*

* Corresponding author. E-mail: carenas@unizar.es

Abstract

This contribution provides a comparison between laminated microbial structures formed in saline lacustrine environments (Lower and Middle Miocene in the Sierra de Alcubierre and Montes de Castejón) and fluvial to fluvio-lacustrine environments (Middle and Upper Miocene in the Muela de Borja and Montolar hill), in the Ebro Basin. Saline and freshwater conditions were deduced from sedimentological features and stable isotope composition ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of the carbonate facies. Primarily the focus is on laminae and lamination: shape, thickness, textural features and lamina arrangement.

In the saline carbonate lacustrine record, stromatolites and rare oncolites consist of calcite and dolomite, and occur as thin planar, domed and stratiform stromatolites. These forms are always associated with laminated limestones and dolostones that include ripple and horizontal lamination, and hummocky cross-stratification. In the microbialites, micrite, microsparite, and sparite define three types of simple laminae that generally are grouped into composite dark and light laminae. The laminae are thin, flat to slightly undulate, with very smooth cross-sectional shapes. Preserved microbial components are rare and, when present, consist of loose filamentous bodies or rare tubes sub-perpendicular to lamination.

In the freshwater environment (open-lake and fluvial record) abundant oncolites, calcite-coated stems and minor stromatolites consist of low-Mg calcite. These components formed in gently channelled streams and open lakes, with tufaceous palustrine fringes. The shape of oncolites reflects the morphology of the nuclei. The laminae consist of micrite, microsparite and sparite, forming simple and composite laminae. The laminae are generally thick, gently undulate to wavy in cross-section. There are multiple ranges of lamination. Microbial bush-shaped and fan-shaped bodies, and perpendicular to sub-perpendicular lamination are abundant, which makes the laminae wavy to crinkly and porous.

It is suggested that salinity exerted some control on the types of microbes and/or their style of development, which impacted the geometry of the laminae. In all cases, the lamina arrangement into cycles can record seasonal to multi-annual changes in climate parameters. In contrast, gross morphology of microbialites was highly influenced by depth and hydrodynamics, and largely by the nucleous morphology in the case of oncolites and stem coatings.

Key words: Stromatolites, Oncolites, Calcite-coated stems, Microbial lamination, Lacustrine and Fluvial carbonates, Saline and Fresh water, Neogene, Ebro Basin

1 Introduction

Laminated microbial structures (i.e., stromatolites and oncolites, *sensu* Riding, 2011) are common in a variety of marine and continental settings, and can be found throughout the geological record, from the Arcaic to present-day (Walter 1972, 1976; Awramik 1992; Riding 2000; Bosak et al. 2013). Many scientists have focussed on the environmental significance of the variable external morphology and internal growth forms in the corresponding deposits (Hofmann 1973; Anadón and Zamarreño 1981; Casanova 1986, 1994; Zamarreño et al. 1997; Andres and Reid 2006; Tosti and Riding 2017). Others have discussed the meaning of lamination in terms of changes of depositional and climatic parameters, but published works are much fewer (Hofmann 1973; Casanova 1994; Bertrand-Sarfati et al. 1994; Bosak et al. 2013; Frantz et al. 2014). Compared to the marine record, the number of studies dealing with continental laminated microbialites is much smaller, despite the non-marine realm offering a wide array of depositional situations to be studied. Actually, understanding microbialite formation in the continental record is still open to debate, mainly because of the great variety of both intrinsic and extrinsic parameters involved and the diverse scales of observation (Storrie-Lombardi and Awramik 2006; Frantz et al. 2014). For example, the continental record allows comparison between freshwater and saline microbial laminated structures through space and/or time, an issue that merits more detailed studies.

This chapter focuses on stromatolites, oncolites and the associated calcite-coated stems that formed

in two distinct depositional settings through the Neogene in the Ebro Basin (northeast of Spain). It is a summary of up to date knowledge on the Neogene Ebro Basin microbialites that includes a comparison between the laminated microbial structures formed in saline lacustrine environments (Lower and Middle Miocene in the Sierra de Alcubierre and Montes de Castejón) and fluvial to fluvio-lacustrine environments (Middle and probably Upper Miocene in Muela de Borja and Montolar hill), and also a comparison with other lacustrine and fluvial records. Textural and geometric features of the laminae, along with microbial components and lamina arrangement are used to compare the impact of environmental and climatic parameters in each depositional setting.

In order to make the comparison through the Ebro Basin, for the Sierra de Alcubierre and Montes de Castejón regions, previous work by Arenas and Pardo (1999) and recent work by Martin-Bello et al. (2019) are cited and adapted herein to describe the main features of stromatolites and their lamination. In the case of the Muela de Borja and Montolar regions, work by Arenas et al. (2000), Vázquez-Urbez (2008) and Vázquez-Urbez et al. (2013) constitute the essential information for further detailed description, interpretation and comparison of oncolites and their lamination.

2 Geological setting

The Ebro Basin, a Cenozoic Alpine, intermontane basin in the northeastern part of the Iberian Peninsula, formed as a result of the collision of the Iberian and Eurasian plates. It is bounded by the Pyrenean, Iberian and Catalan Coastal Ranges (Fig. 1). The basin fill has a wedge-shaped geometry that

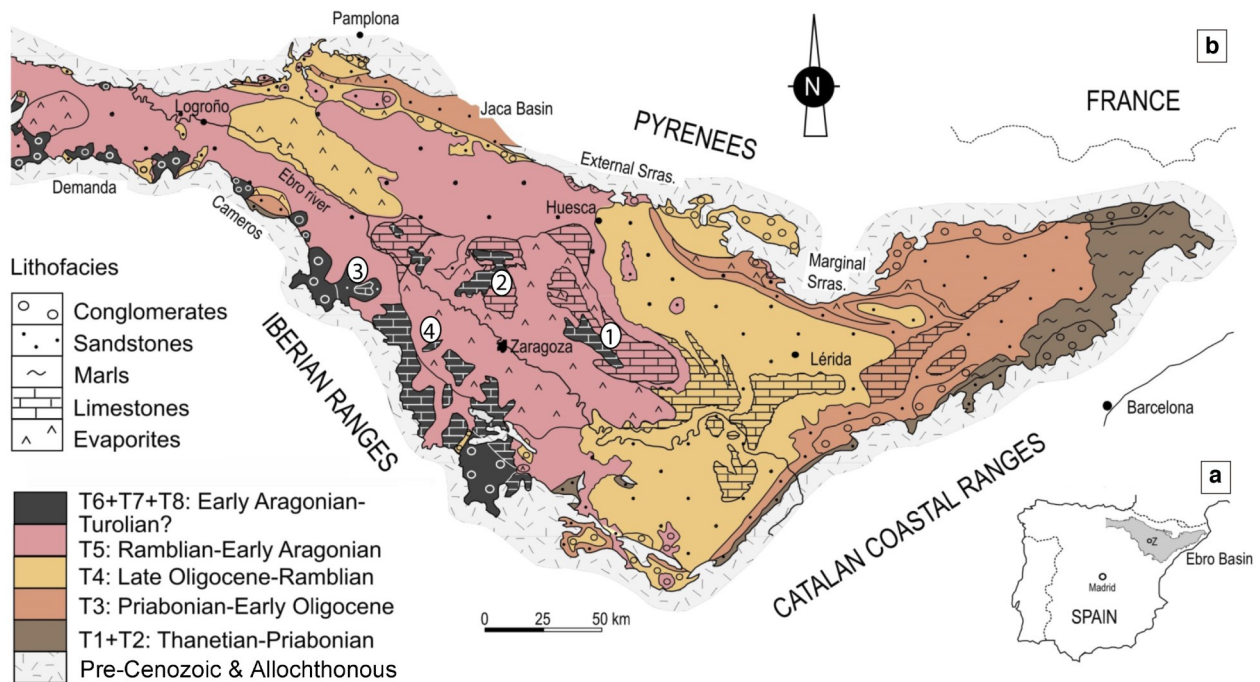


Figure 1. (a) Location of the Ebro Basin in the Iberian Peninsula. (b) Geological map of the Ebro Basin, with genetic stratigraphic units and lithostratigraphy (from Muñoz et al. 2002, and Pardo et al. 2004). 1, Sierra de Alcubierre; 2, Montes de Castejón; 3, Muela de Borja; 4, Montolar hill.

widens to the north, except in the western sector where the fill forms a symmetric trough (Muñoz-Jiménez and Casas-Sainz 1997; Muñoz et al. 2002; Pardo et al. 2004). It is considered the latest foreland basin of the Pyrenean Ranges. The sedimentary record comprises continental and marine deposits until the Eocene, i.e., during the time that the basin was connected to the Atlantic Ocean. The marine deposits include platform carbonates and marls, coastal and deltaic detrital facies, and evaporites. From the late Eocene the basin became fully continental (Riba et al. 1983) and gathered approximately 5.5 km in thickness of alluvial, fluvial and lacustrine deposits. In the Middle to Late Miocene the basin drainage opened to the Mediterranean Sea, then starting a period of emptying that continues nowadays (Vázquez-Urbez et al. 2005, 2013; García Castellanos et al. 2003; Arche et al. 2010; Urgeles et al. 2011).

The sedimentary record has been divided into eight genetic stratigraphic units, named 1 to 8 (Fig. 1; Muñoz et al. 2002; Pardo et al. 2004). Except for unit 8, ages of these units have been determined by

palaeontological sites and magnetostratigraphic studies (Fig. 1). Units 1 to 3 are Paleogene, unit 4 is Oligocene-Miocene and units 5 to 8 are Miocene in age. Figure 2 shows the palaeogeographic evolution of the basin during the Neogene.

This work focuses on the microbialites of the Miocene lacustrine and fluvio-lacustrine successions of a part of the central region of the Ebro Basin: units 5, 6 and 7 in the Sierra de Alcubierre (SA) and Montes de Castejón (MC), and units 7 and 8 in the Muela de Borja (MB) (Figs. 1, 3A, 3B). Other outcrops in the Ebro Basin comparable to those of the Muela de Borja that include laminated microbialites overlying unit 7 (likely of unit 8) are located approximately 30 km west of the city of Zaragoza, at the hill named Montolar (MO) (Fig. 2). The sediment source areas of the associated alluvial and fluvial systems were the Pyrenees for the first two areas, and mainly the Iberian Ranges, for the later two (Fig. 2). In the four uplands the strata are nearly horizontal or have small dip. Unit 8 deposition occurred when the Ebro Basin was opened to the Mediterranean sea (Vázquez-Urbez et al. 2013).

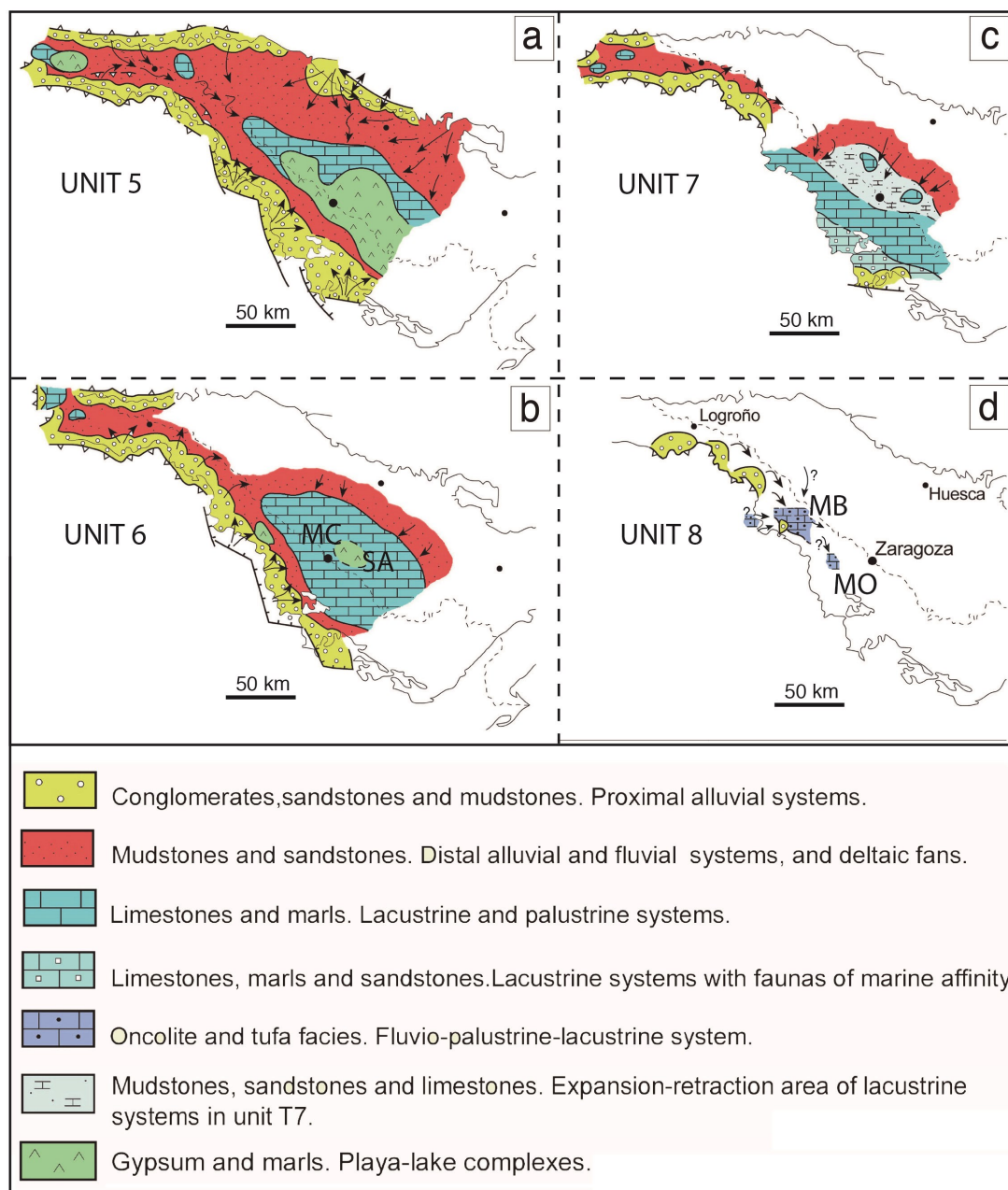


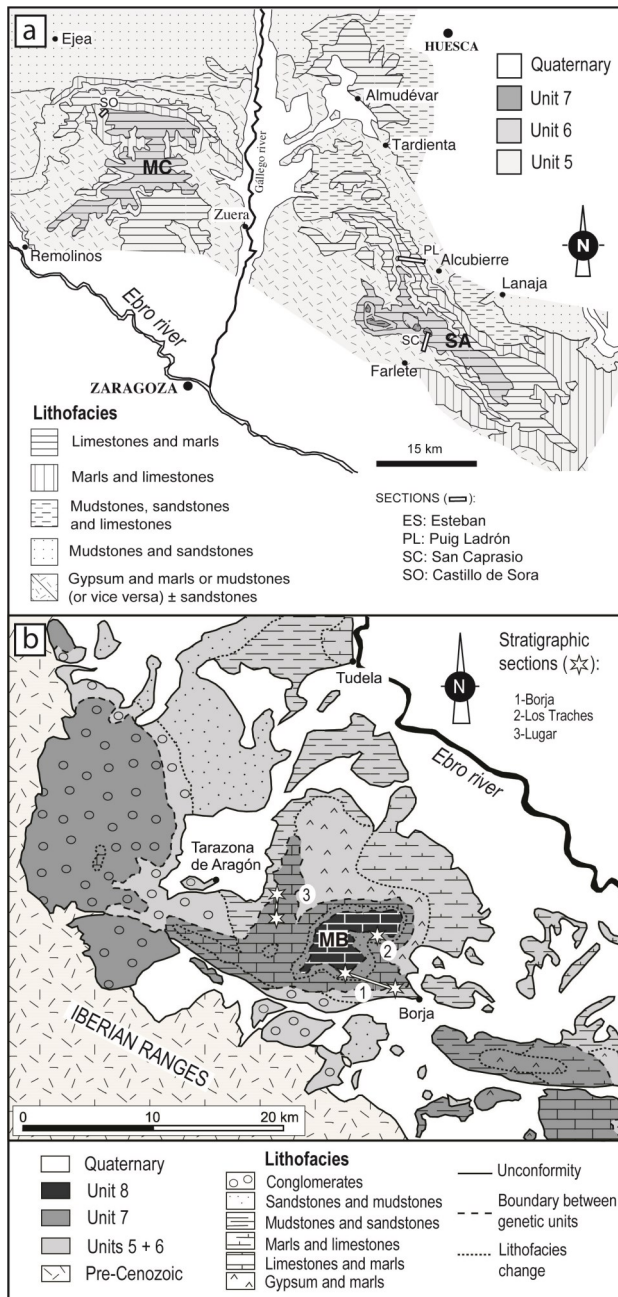
Figure 2. Palaeogeographic maps at the time of deposition of the four Neogene units in the Ebro Basin. Modified from Pardo et al. (2004). Uplands: SA, Sierra de Alcubierre; MC, Montes de Castejón; MB, Muela de Borja; MO, Montolar area.

3 Stratigraphy and sedimentology of the Neogene: Units 5, 6, 7 and 8

3.1 Stratigraphy

Distributions of units and lithofacies are shown in figure 3a, b. Dating of units 5 to 7 in the studied area was based on palaeontological data and magnetostratigraphic studies (compiled in Pérez-

Rivarés 2016; Pérez Rivarés et al. 2018). Unit 8 lacks chronological data, but its age is assumed to be Middle-Late Miocene given its location on unit 7 (Arenas et al. 2000; Muñoz et al. 2002). The main stratigraphic features of units 5 to 8 in the studied areas of the basin in this contribution are shown in figure 4 and are briefly described below. In the central part of the basin, the boundaries between



these units are sharp lithological changes and/or inflections in the sequential evolution, and locally involve erosional surfaces (Pardo et al. 2004; Pérez-Rivarés et al. 2018).

Unit 5 (C6Ar–C5Cn), ca. 330 m thick, consists mainly of gypsum and marls with limestones intercalations (Zaragoza Formation). These lithologies grade laterally to the east and north to dominant limestones and marls (Alcubierre Formation), which further north pass into mudstones and sandstones (Uncastillo and Sariñena Formations, to the north of the River Ebro).

Unit 6 (C5Cn–C5AD), ca. 140 m thick, is mostly formed of limestones and marls with minor fine sandstone intercalations (in SA, MC and MO, Alcubierre Formation, and in MB, Tudela Formation). The most important lateral changes correspond to the presence of gypsum deposits in the southwestern part of SA (Perdiguera Member) and to the north and east of the MB region (Monteagudo Gypsum), and to conglomerates to the west and south of MB (Fitero Formation).

Unit 7 (C5AD–C5r3), ca. 185 m thick, is composed of mudstones, sandstones, marls and limestones, whose proportions vary from place to place. In SA only the lower half is exposed (Alcubierre Formation). The complete unit is only seen in MB, where there are conglomerates at the base and the carbonates include oncolite limestones (Tudela Formation).

Unit 8 (Tortonian to unknown end), only crops out in MO and MB, where it is ca. 50 m and 55 m thick, respectively, and in westward regions, where it is formed of proximal conglomerate facies (Muñoz et al. 2002; Fig. 2d). In MB the unit is formed of coarse and fine detrital deposits at the base that grade upward into a dominant limestone sequence (Muela de Borja Formation in MB), with some conglomerates intercalations through the carbonates. In MO, the sequence is formed only by limestone and rare marl deposits and minor breccia at the base. The limestones of both uplands have unique facies in the Neogene of the Ebro Basin: oncolite and tufa deposits associated with a variety of bioclastic limestones.

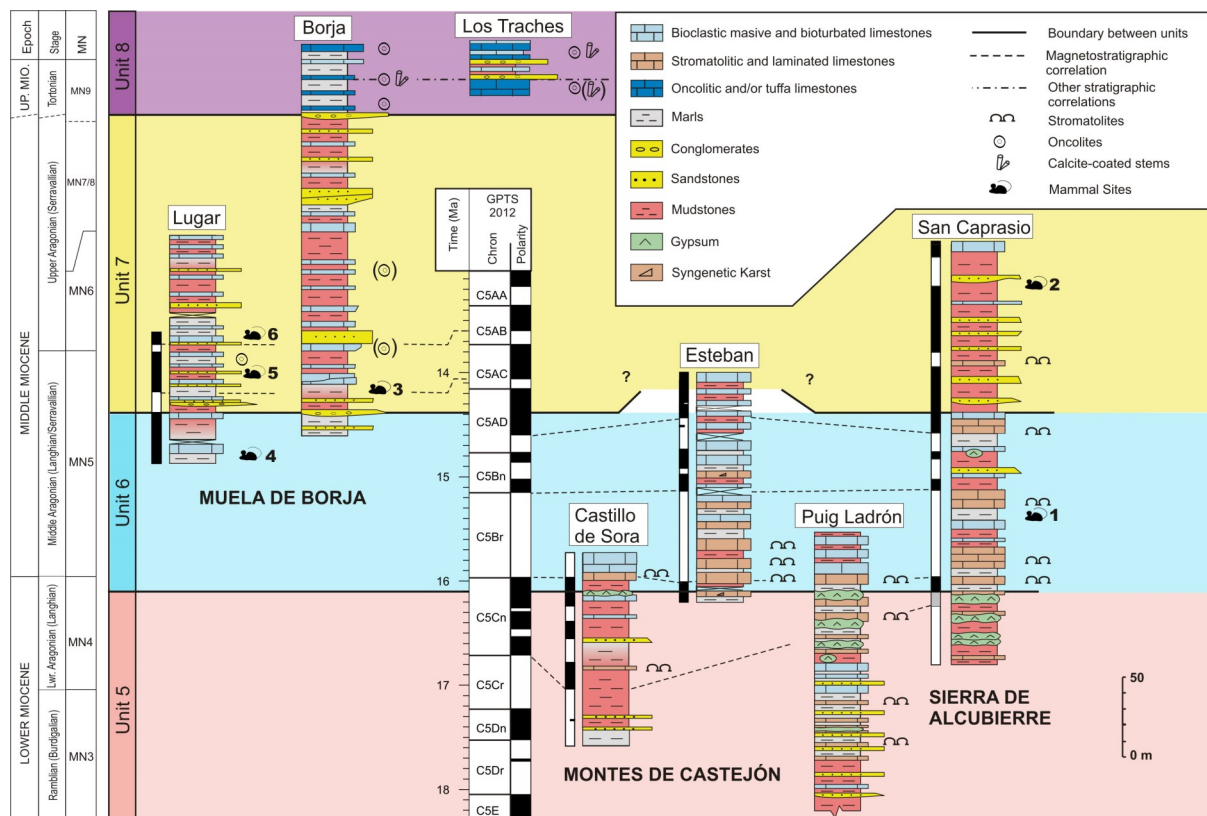


Figure 4. Representative stratigraphic sections in the Sierra de Alcubierre, Montes de Castejón and Muela de Borja uplands, Neogene of the Ebro Basin. Note the abundance of stromatolites and oncolites, and calcite-coated stems. Stratigraphy compiled from Arenas and Pardo (2000) and Vázquez-Urbez et al. (2013). Magnetostratigraphy based on Pérez-Rivarés et al. (2018). A maximum difference of approximately 300 ka is detected between the boundaries of units in the north and south domains. Fossil mammal Sites: 1, SC-109 and 2, SC-212 (Agustí et al. 2011); 3, Borja (Cuenca et al. 1992); 4, Tarazona de Aragón (Astibia 1986); 5, ME-20 and 6, ME-30 (Murelaga et al. 2008).

3.2 Sedimentology

A wide array of sedimentary facies have been described, including coarse to fine clastics, carbonate and sulphate deposits (Table 1).

In the Sierra de Alcubierre and Montes de Castejón, the carbonate facies include: stromatolites (Ls), rare oncolites (Lo), laminated limestones and dolostones (LI), either with ripple and lenticular lamination (LI.1), hummocky cross-stratification (LI.2) or horizontal lamination (LI.3), massive bioclastic limestones (Lm), bioturbated bioclastic limestones (Lb) and marls (M). Stromatolites and oncolites occur always associated with the laminated carbonate facies; both LI and Ls are formed of calcite and in some cases of variable amounts of dolomite (dolomite varied between 0 and 75%; Arenas and Pardo

1999). Sulphate facies correspond to a variety of secondary gypsum (alabastrine, macrocrystalline, and granular) that constitutes nodules, either isolated or grouped into layers (Gn), horizontal lamination and ripples (GI, Gr). Lenticular gypsum (Glen) is rare. Glauberite and halite layers (H) have been described in logs (cf., Salvany et al. 2007). Clastic facies include sandstones (Sm, St, Sr, Sh) and mudstones (Fg, Fo). The carbonate facies are associated vertically into simple sequences that represent 1) distal alluvial to lacustrine expansion, 2) deepening-shallowing processes, or 3) shallowing processes (Fig. 5b, I, II and III in this work. Facies associations A, B and C in Arenas and Pardo 1999).

In the lacustrine facies model proposed for units 5 and 6 in SA and MC, and lower half of unit 7 in SA, stromatolites and rare oncolites formed

Table 1. Main textural and structural characteristics of lithofacies in the studied area. (modified from Arenas et al. 2007b).

UNIT	FACIES	SUBFACIES	TEXTURE	PHYSICAL SEDIMENT. STRUCTURES & GEOMETRY	BIOLOGICAL & DIAGENETIC FEATURES & COMPONENTS	INTERPRETATION	
Units 5, 6, 7 (Sierra de Alcubierre and Montes de Castejón)	Marls: M	Laminated marls		Parallel lamination or lenticular stratification		Settle-out, mostly in offshore lake areas linked to runoff periods	
		Massive marls		None			
	Laminated Limestones: L1	L1	Micrite and dolomitic with mm to cm detrital laminae and lenses		Lenticular or wavy stratification		Wave influence above or below storm surge level
		L2			Hummocky cross-stratification		Shore sheet flows or inner turbidite-like currents (L12)
		L3			Graded parallel lamination		Moderate salinity waters
	Stromatolitic Limestones & Oncolites: Ls, Lo	Thin planar stromatolites, Domed stromatolites, Stratiform stromatolites and Oncolites		Boundstones	Microscopic alternations of light and dark micrite and microspar laminae		Shallow / marginal lacustrine areas. Moderate salinity waters in S. Alcubierre and M. Castejón
		Massive: Lm		Mudstones & wackestones	Uncommon and poor, lamination		Fresh water, shallow lacustrine areas. Permanent water supply
	Bioturbated Limestones: Lb	Depending on diagenetic processes		Mudstones & wackestones	Desiccation cracks		Palustrine conditions. Shallowing of previous fresh water ponded areas
				Alabastrine	Commonly, massive		Evaporite processes in saline mud flats
	Lenticular Gypsum: Glen			Lenses	Massive, rarely forming laminae		Gypsum precipitation in water lake and interstitially within the sediment
		Rippled & Laminated Gypsum: Gr, Gl		Alabastrine	Parallel, lenticular & rippled lamination		Gypsum precipitation in hypersaline lake water
	Glauberite & Halite: H			Cubic & chevron			Precipitation of Na-rich SO4 and Cl in very shallow salinas and interstitially
		Green, grey & ochre Fg, Fo			None, massive Parallel lamination		Nearshore lake areas or alluvial plains surrounding lacustrine areas
	Sandstones: Sm, Sh, Sr & St				Massive, parallel, rippled, & trough-cross stratification		Sheet flows and channels of alluvial plain near or within the lake areas.

Marls: M				None, massive Parallel lamination			Settle-out in calm lacustrine areas
Oncolitic Limestones: Lo		Rudstones & Packstones		None, massive Parallel lamination			Channels on the surrounding fluviopalustrine fringe and littoral lacustrine areas with water movement
Bioclastic Limestones	Lmg: gastropods Lmch: charophytes Laminated: Lig	Wackestones & Mudstone- Wackestone		None, massive None, massive Common regular lamination		 	Small ponds on the surrounding fluviopalustrine fringe and littoral lacustrine areas, sometimes affected by currents Still water. Permanent water supply
Phyothermal Limestones:	Lst: stems Lbr: bryophytes	Boundstones		None, massive Parallel lamination and banding		 Moss	Shallow fluvial and lacustrine areas with abundant hydrophilous vegetation, whose submerged parts were coated by calcite Small waterfalls with moss mounds
Phytoclastic Limestones: Lph		Rudstones & Packstones		Microscopic alternations of light and dark micrite laminae		 	Fluviolacustrine and shallow lacustrine areas beside palustrine fringes affected by currents
Stromatolitic Limestones: Ls		Boundstones					Microbially induced calcite precipitation in shallow water areas
Intraclastic Limestones: Li		Floatstones & Rudstones		Uncommon and poor, irregular lamination		 	Reworking and resedimentation on littoral lacustrine areas during flooding events
Red Mudstones: F	Fm and Fl			None, massive Parallel lamination			Sedimentation in alluvial and fluvial inactive areas
Sandstones: Sm, St & Sf				Trough-cross stratification & Foreset stratification			Low-sinuosity and shallow fluvial channels Locally, small deltaic lobes
Massive Conglomerates: Co		Clast- and matrix supported		None, massive			Proximal alluvial deposition over fluviolacustrine areas during flooding events Proximal alluvial deposition as gravel lobes
Lenticular Conglomerates: Ct		Clast-supported		Trough-cross stratification			Low sinuosity fluvial channels with asymmetrical megaripples

Units 7 and 8 (Muela de Boria and Montlar)

- Carbonaceous debris
- Gastropods
- Ostracods
- Oogonia
- In situ and subhorizontal Characeae stems
- Calcite-coated stem fragments
- In situ and horizontal calcite-coated stems
- Stromatolites
- Oncolites
- Oncolite & stromatolite fragments
- Intraclasts s.l.
- Bioturbation

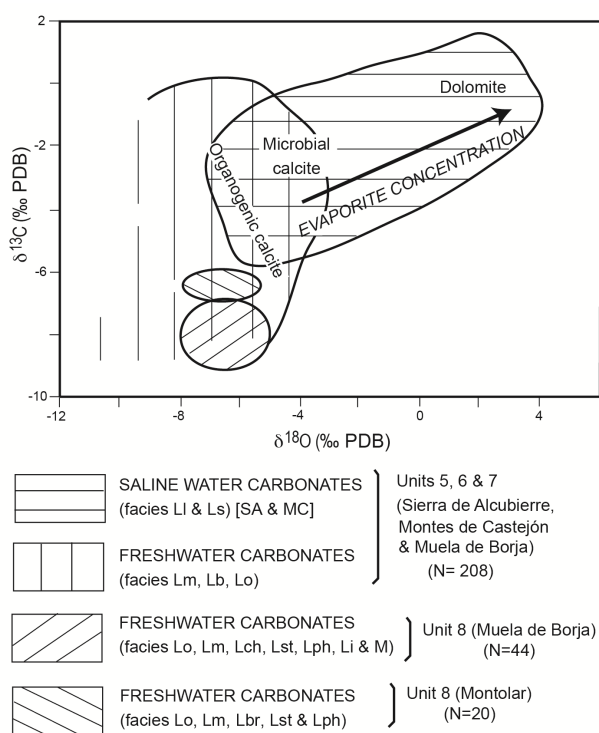


Figure 6. Stable isotope composition ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of carbonate facies of the Neogene in the Ebro Basin. Diverse facies of all the studied areas. Note tight groups of unit 8 in Muela de Borja and Montolar hill. Compiled from Arenas and Pardo (1999), Arenas et al. (2000), Vázquez-Urbez (2008) and Vázquez-Urbez et al. (2013).

that are linked to stem boundstones and rudstones.

In unit 7 oncolites are restricted to distal alluvial to lacustrine-palustrine sequences (facies association 4 of Vázquez-Urbez et al. 2013; Fig. 2b). In unit 8, oncolites and the associated calcite-coated phytoclasts are ubiquitous and occur at the base of lacustrine-palustrine and fluvial carbonate sequences. Stem phytoherm tufa occurs associated with calcite-coated phytoclast tufa. Stromatolites are limited to the top of some oncolite layers.

Two sedimentary facies models were proposed for the Muela de Borja region. One explains the uppermost part of unit 6 and the entire unit 7, which corresponds to a shallow lacustrine system with palustrine fringes, with fluvial and alluvial inputs from southern and westward provenance (Fig. 7a). Oncolites formed in very shallow channels that overspilt producing overbank oncolite layers

on the flood plain (e.g., as described in Oligocene deposits of Mallorca by Arenas et al. 2007a). The other model corresponds to unit 8; it represents a carbonate fluvial-lacustrine-palustrine system with shallow and uniform slope toward a lake body located to the east (Fig. 7b; Vázquez-Urbez et al. 2013). Overall, oncolites and calcite-coated phytoclasts formed in shallow, low sinuosity channels and lake margins, both fringed by extensive palustrine areas in which hydrophilous plants were coated by calcite, producing phytoherms. Breakage of these calcite coated stems yielded phytoclasts. Stromatolites represent shallowing and calm conditions after fluvial oncolite and phytoclast accumulation (i.e., as in facies association 10a of Vázquez-Urbez et al. 2013).

In the MO hill, a fluvio-lacustrine facies model was proposed to explain the sedimentation of deposits that overlie unit 7 (Fig. 12 of Arenas et al. 2000). The model has some similarities with that of unit 8 in MB, e.g., in relation to oncolite-forming low-sinuosity channels, extensive palustrine fringes and shallow lacustrine areas. The most important sedimentary differences are the absence of intercalated detrital deposits and the presence of moss cascades beside the channels. The MO fluvio-lacustrine system (at 503 m above sea level) probably received surface water inputs from outlets from MB (approximately at 740–800 m above sea level; Fig. 2d). This is consistent with a fluvio-lacustrine system running southeastward on its way to enter the Mediterranean Sea.

These models are consistent with the low values of the stable isotopic composition and poor correlation between C and O (Fig. 6). In MB, with mean values of $\delta^{13}\text{C} = -7.9 \pm 0.4$, and $\delta^{18}\text{O} = -6.8 \pm 0.7$ ‰ PDB (N=44) (Vázquez-Urbez et al. 2013). In MO, the mean values are: $\delta^{13}\text{C} = -6.4 \pm 0.2$, and $\delta^{18}\text{O} = -7.2 \pm 0.4$ ‰ PDB (N=20) (Arenas et al. 2000).

4 Saline lacustrine microbialites

Stromatolites and rare oncolites in units 5, 6 and 7 in SA and MC occur: 1) at the base of deepening-shallowing sequences, and 2) through and at the top of shallowing upward sequences (Martín-Bello et al. 2019). Several individual

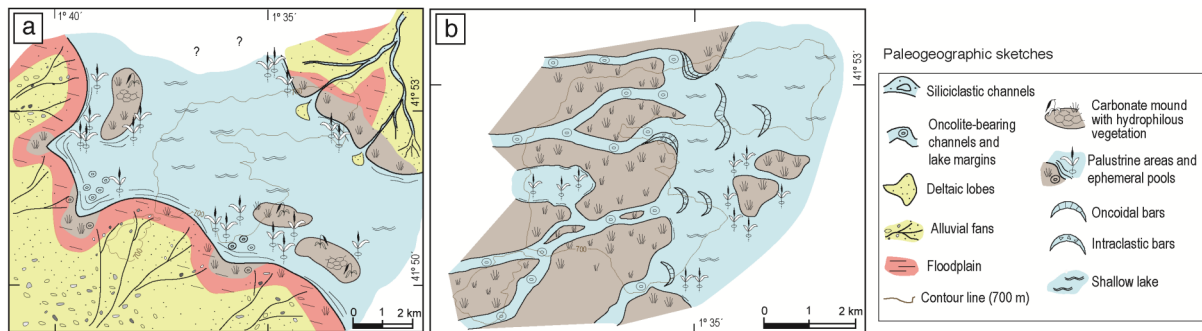


Figure 7. Palaeogeographic maps during deposition of lower half of unit 7 (a) and for the most common context during deposition unit 8 (b) in the Muela de Borja. Modified from Vázquez-Urbez et al. (2013).

stromatolites are commonly found adjacent to each other in the same layer.

4.1 Gross morphology of stromatolites and oncolites

According to the length to height ratio (L:H) and the shape, three main external geometry-based types are distinguished in stromatolites (Martin-Bello et al. 2019; Fig. 8): thin planar, domed, and stratiform.

Thin planar stromatolites are 1 mm to 10 cm thick and dm to 2 m, exceptionally 6 m, long. The internal structure consists of smooth, flat to undulatory, laterally continuous laminae, which can form small domes, cones and non-branching columns (Fig. 8a–d).

Domed and stratiform stromatolites are commonly laterally related to each other, and only differ in their lateral extent. The domed stromatolites are 10 to 30 cm high, with a L:H of <1.5 (Fig. 8e). The stratiform stromatolites are 10 to 30 cm high and 4 m to 30 m long, with a L:H>>100 (Fig. 8f). Internal growth forms include domes and columns, with increasing width upwards and with highly enveloping laminae.

Oncolites are 3 to 6 cm in diameter and primarily occur at the base of some domed and stratiform stromatolites.

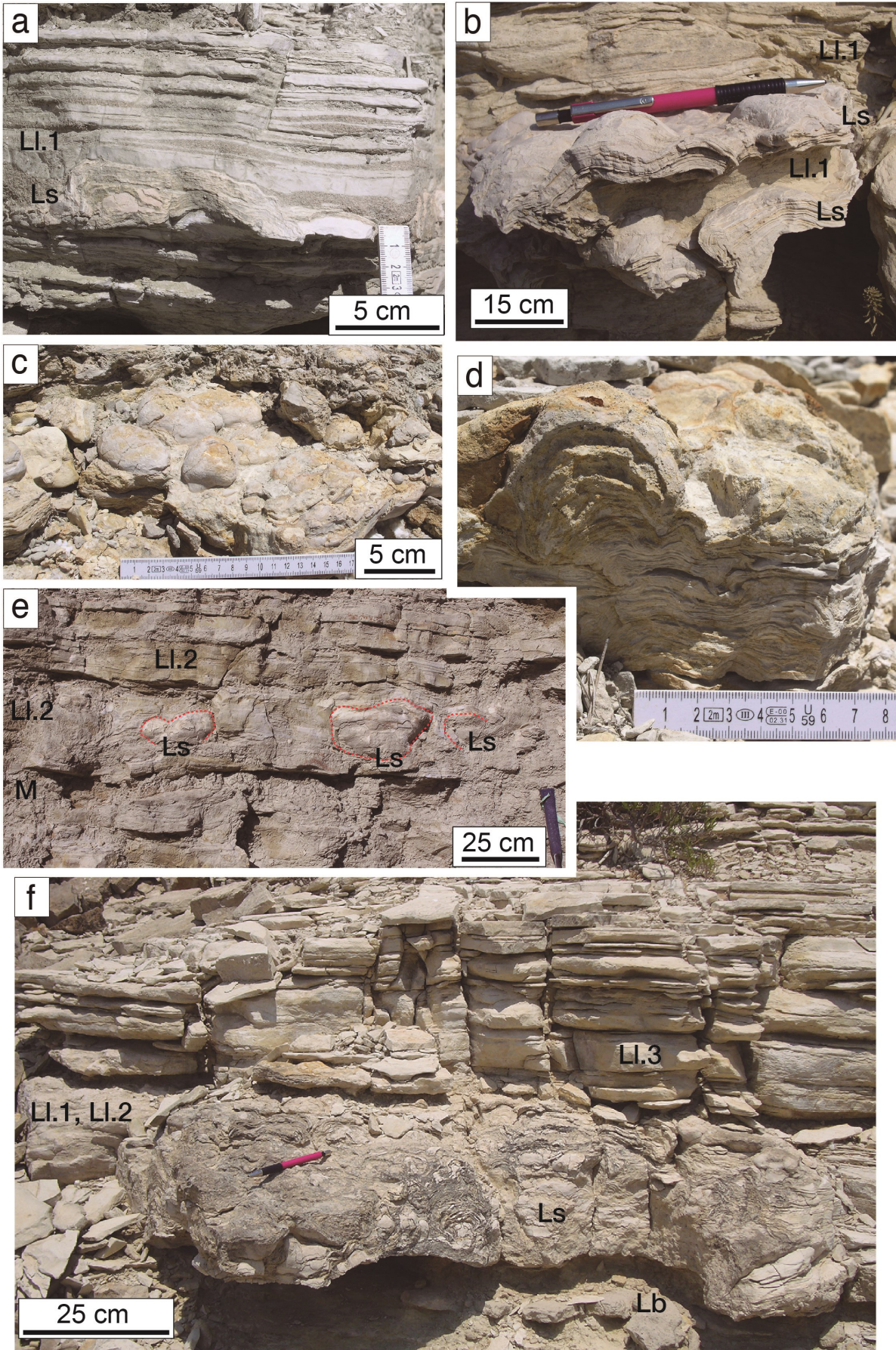
4.2 Mesoscopic and microscopic features of lamination in stromatolites and oncolites

Lamination is distinguished by changes in color, primarily light versus dark, cream to beige, pale brown and yellowish. The laminae, with variable

lateral continuity, have gentle lateral changes in thickness and are always smooth, with neither crinkled nor festooned shapes. In cross-section, the lamina shapes vary from flat to undulatory to gently to steeply convex (Fig. 8g–j).

Martin-Bello et al. (2019) described three types of simple laminae: 1) light dense micrite laminae, 2) light porous micrite to microsparite laminae, and 3) dark dense micrite laminae. These laminae commonly occur in that order from base to top, and form alternations of light and dark laminae. The passage from light to dark is mostly gradual, whereas the opposite is always sharp. These laminae are 0.1 to 1.9 mm thick (Figs. 9, 10a, 10c). A fourth type is the fibrous laminae, up to 0.3 mm thick, which commonly alternate with either of the micrite types, and pass laterally to the dark micrite laminae. The simple micrite and microsparite laminae can be grouped into two different types of composite laminae in which either the dark or the light laminae are dominant: dark composite laminae (up to 2.8 mm thick) and light composite laminae (up to 6.4 mm thick). Most laminae that are visible to the naked eye correspond to composite laminae (e.g., in Fig. 8g–i). Three patterns of laminations are evident in the stromatolites: simple alternating lamination (Figs. 9b–d, 10a–b), cyclothemic lamination (Fig. 9b) and composite alternating lamination (Fig. 9a, b, e, f). The stromatolites in SA and MC are composed of one or more types of these lamination patterns (Figs. 9, 10).

Microbial components in the stromatolites and oncolites of SA and MC are rare, as noted by



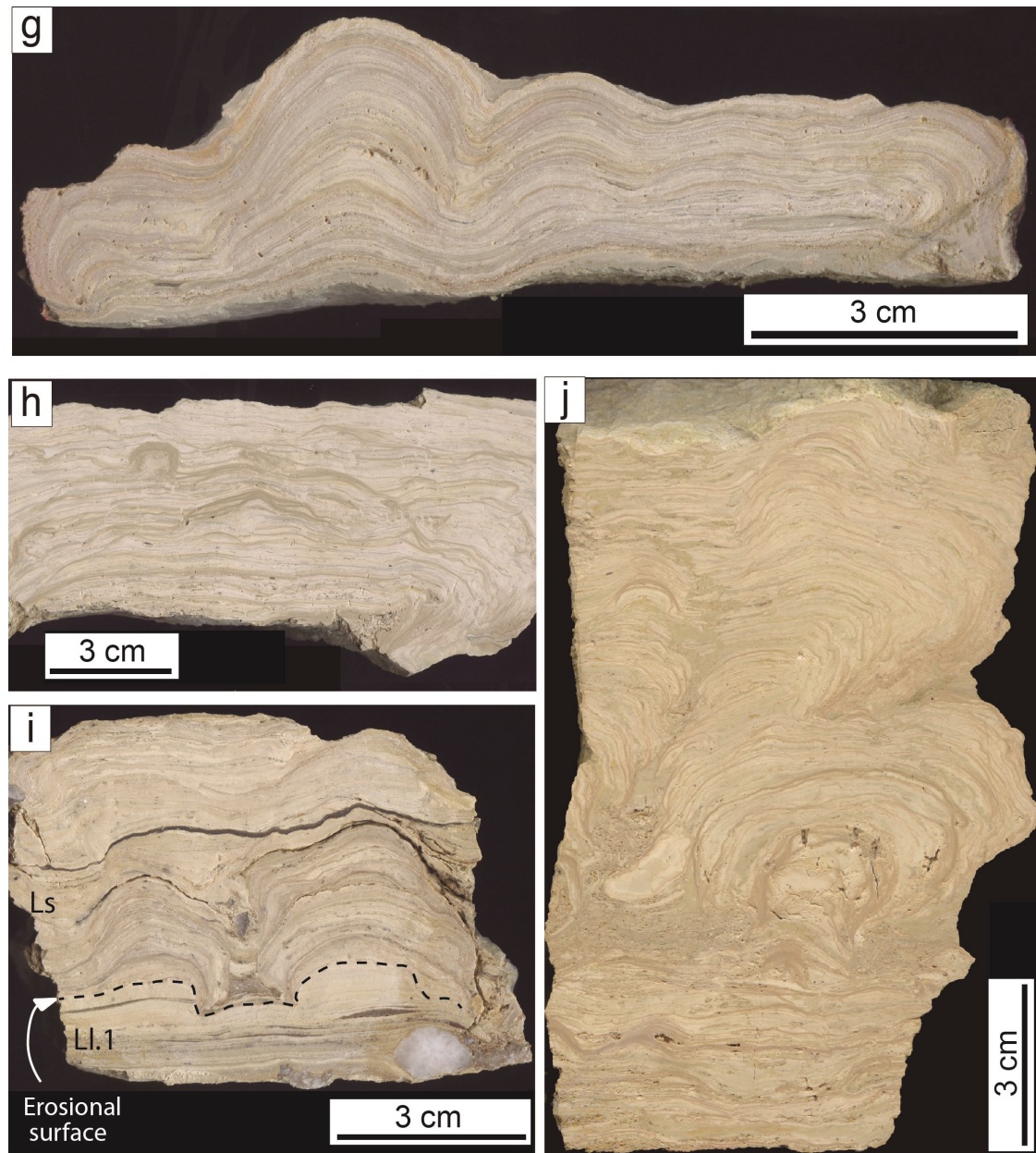


Figure 8. Stromatolites in the Sierra de Alcubierre, associated with laminated limestones (units 5 and 6). (a, b, c, d) Thin planar stromatolites. In d), with flat laminae passing to domed laminae upward. (e) Domed stromatolites (enclosed by red lines). (f) Stratiform stromatolite. (g, h, i, j) Polished sections of stromatolites. Note in all of them the smoothness of the laminae. (g, h) Thin planar stromatolites (i) Portion of domed stromatolite. Note the erosional surface between laminated limestones and stromatolite (dashed line). (j) Portion of a stratiform stromatolite. Note the discontinuous laminae forming domes and columns.

Arenas (1993) and Martin-Bello et al. (2019). The dark dense and the light porous laminae contain rare and disperse micrite filamentous structures attributable to filamentous bacteria, likely cyanobacteria (Fig. 10). These filaments are set perpendicular to sub-perpendicular to lamination and pass across several simple laminae (Fig. 10c).

In a very few cases, radially arranged micrite filaments are grouped in hemi-domic forms up to 1 mm high, which are referable to cyanobacterial mats (Fig. 10a, b). Isolated calcite tubes and scant elongated structures are present (Fig. 10d, e). Calcified thin films attributable to extracellular polymeric substances are among rhombohedral to

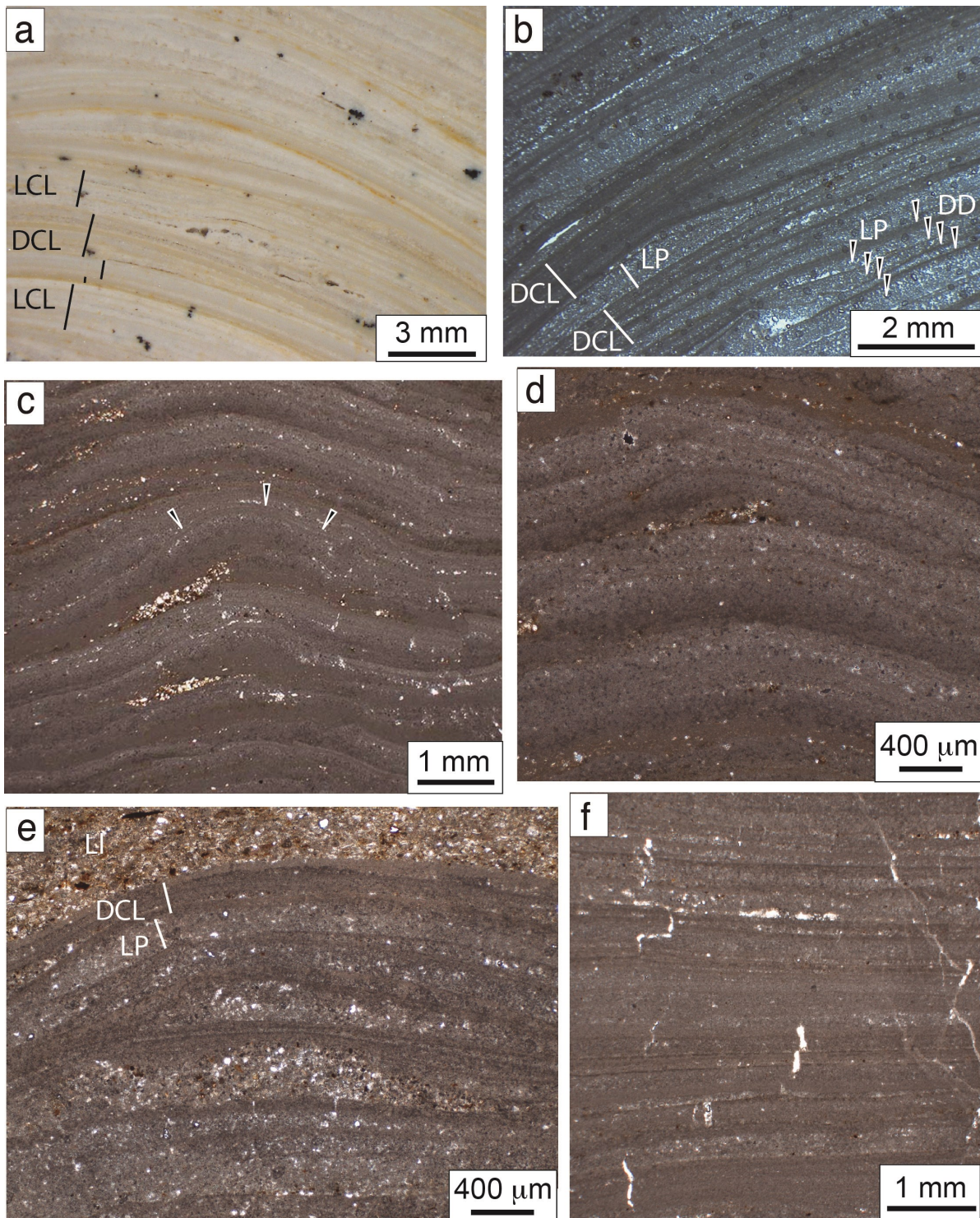


Figure 9. Photomicrographs of stromatolites in the Sierra de Alcubierre (lense and optical microscope). (a, b) Smooth laminae arranged in alternating light and dark laminae. Note the simple and composite laminae. (c, d) Cyclothem lamination consisting of cycles of light dense micrite, light porous microspar and dark dense micrite. Arrows in c) point to a convex-up form. (e) Alternating dark composite laminae and light simple laminae. Note the presence of siliciclastic intervals within the stromatolite and on top of it. (f) Alternating composite lamination. DD: Dark Dense lamina; LP: Light Porous lamina; DCL: Dark Composite lamina; LCL: Light Composite lamina.

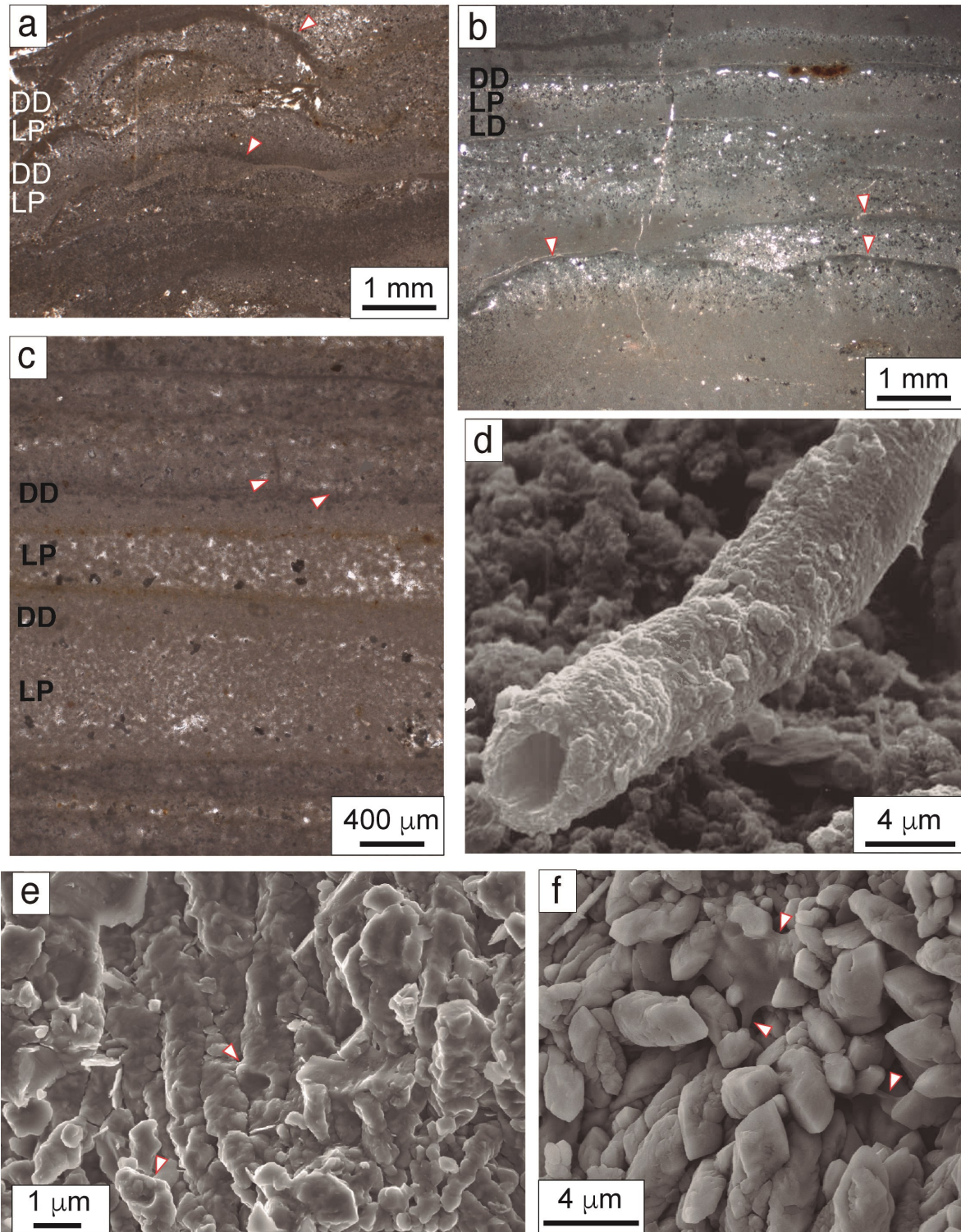


Figure 10. Lamination and microbial evidence of stromatolites in the Sierra de Alcubierre (from optical microscope and scanning electron microscope). (a) Successive simple laminae arranged as small domes (arrowed), reflecting the shape of cyanobacterial bodies. (b) Detail of successive simple laminae forming convex-up bodies (arrowed) of cyanobacterial origin. (c) Smooth laminae containing micritic filamentous bodies perpendicular to lamination (arrowed). (d) Isolated calcite tube from cyanobacteria. Inner diameter is approximately 3 μm long. In (a, b, c), LD: Light Dense lamina; DD: Dark Dense lamina; LP: Light Porous lamina. (e, f) Alternating composite laminae. Note in (e) the presence of laminated limestones at the top.

sub-rhombohedral calcite micrite and dolomicrite crystals in the dark micrite laminae (Fig. 10f).

5 Freshwater microbial laminated structures

In the fluvial and fluvio-lacustrine records in MB and MO, microbial laminated structures are present in the form of oncolites, calcite-coatings around phytoclasts, calcite-coatings around *in situ* stems and stromatolites (Fig. 11). These components constitute distinct deposits that are briefly described below.

Oncolite limestones are rudstones and floatstones with matrix that form tabular and lenticular deposits, 0.15 m to 2.1 m thick and metres to tens of metres in lateral extent, with flat to highly undulate, at places channel-shaped, bases (Fig. 11a, c, e). Locally, they also constitute sigmoidal strata. Commonly these limestones show fining-upward evolution relative to oncolite size. Although sedimentary structures are scant, at places, they have horizontal, undulate, and planar and trough cross-stratification, the later in sets up to 1.2 m thick (Fig. 11c).

Phytoclastic tufa are rudstones and floatstones with matrix consisting of fragments of calcite-coated non-oriented stems and often including oncolites, intraclasts and fragments of stromatolites. These limestones form tabular and lenticular bodies, 0.05 m to 1.5 m thick, and metres to tens of metres in lateral extent (Fig. 11b). Commonly, these limestones are structureless or have minor horizontal stratification.

Stem phytoherm tufa are boundstones consisting of *in situ* up-growing calcite-coated stems (Fig. 11g). They occur within strata of phytoclastic tufa in the form of palisades and

bunches up to 25 cm thick and decimetre to 2 m in lateral extent, although large bodies exist locally.

Oncolites occur: 1) in unit 7, within marl layers, as overbank deposits, and 2) in unit 8, in a wide variety of environmental settings, mostly at the base of and through deepening-shallowing sequences, representing deposition in fluvial channels and shallow lacustrine areas with gentle agitation (Vázquez-Urbez et al. 2013). Stem phytoherm tufa are associated with calcite-coated phytoclast tufa in unit 8. Stromatolites are rare and only occur on top of oncolite and phytoclast limestones in unit 8.

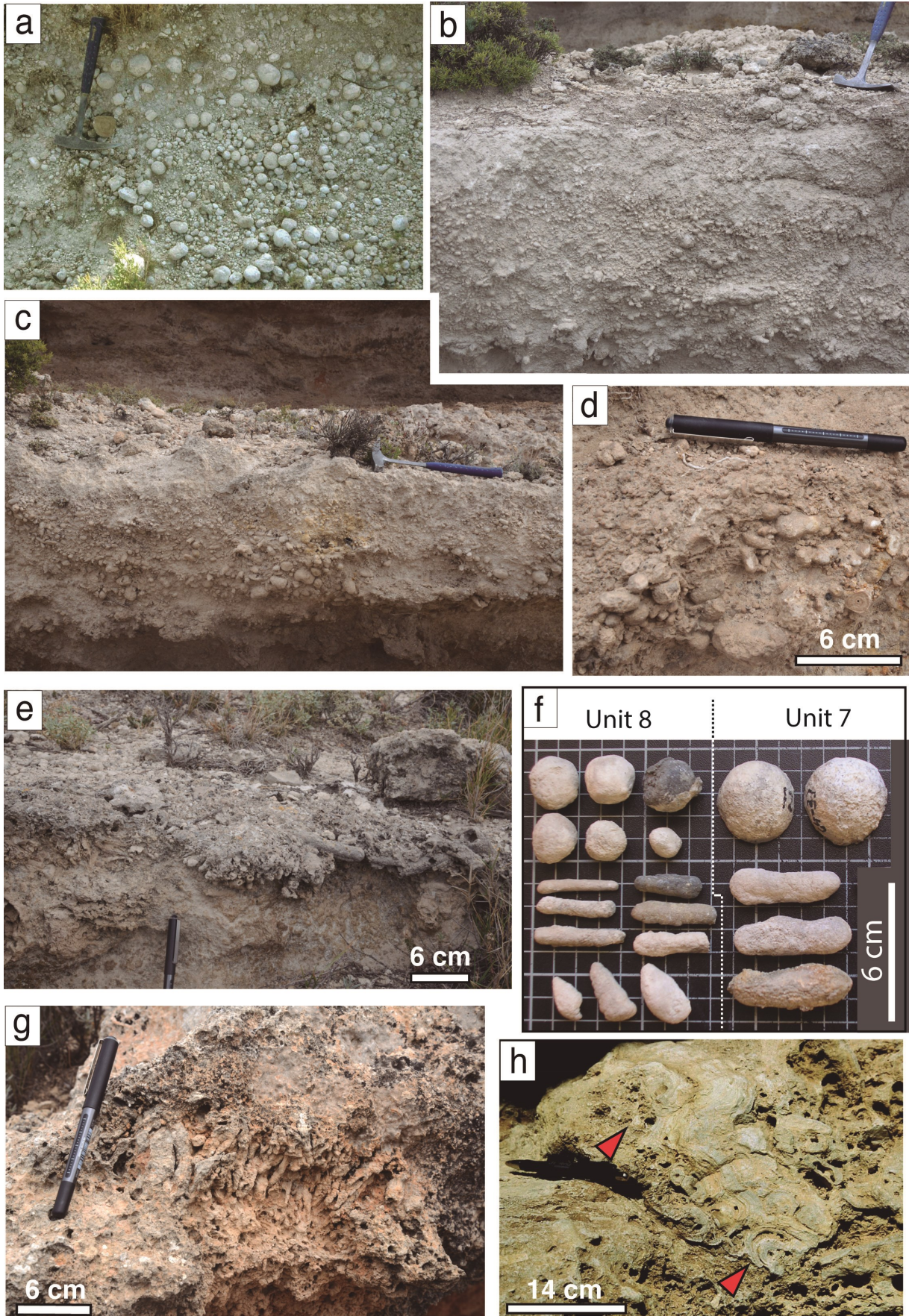
5.1 Gross morphology of oncolites, calcite-coated stems and stromatolites

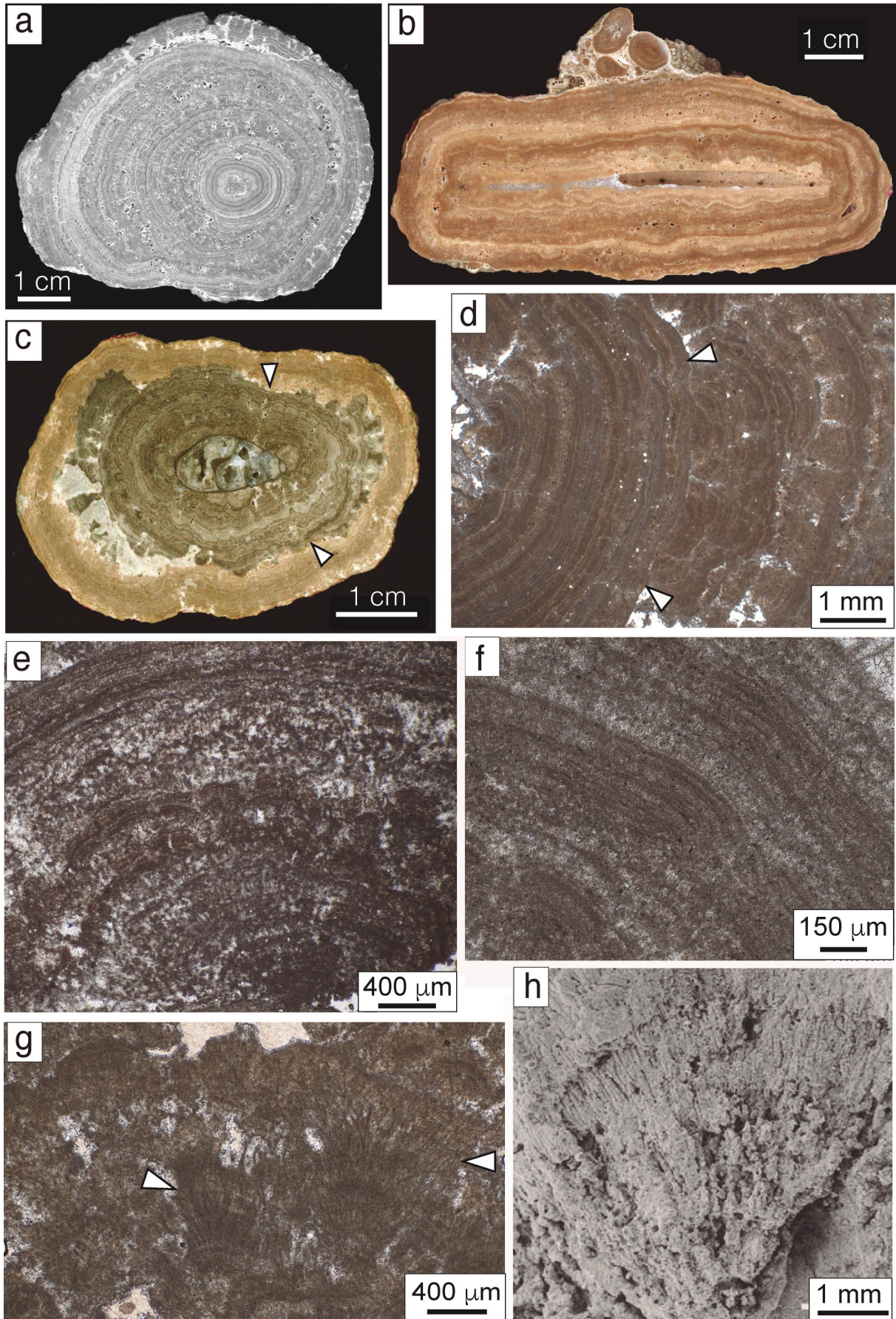
According to the length to width ratio (L:W), the following shape-based types of oncolites are found (Fig. 11a–f):

- Spheres, up to 6 cm in diameter, with $L:W_1:W_2 \approx 1$.
- Ellipsoidal and conical bodies, up to 7.5 cm wide and 10.5 cm long, with $L:W_1 \geq 2$, and $W_1 \geq W_2$.
- Cylinders, up to 10 cm long, with $L:W > 5$, with $W_1 \approx W_2$.
- Discoid bodies, up to 5 cm long, with $L:W_1 \geq 2$, with $W_1 \gg W_2$.

Spherical oncolites are dominant in unit 7, whereas cylindrical, conical and ellipsoidal oncolites are more abundant in unit 8. Discoid bodies are rare. The calcite coatings are up to 5.5 cm thick. The nuclei of these oncolites are particles of different nature and shape: intraclast, extraclast, gastropod or any other shelly organisms, stem, leaf and even composite grains. The nucleus shape

Figure 11. Field and hand sample images of oncolites and calcite coated stems in the Muela de Borja and Montolar area (units 7 and 8). (a) Oncolites in marlstones of unit 7. Note the dominant spherical shapes. (b) Deposit consisting of calcite coated stems (phytoclasts) and oncolites, in unit 8. (c) Oncolite rudstone of unit 8 formed of varied shapes of oncolites, with fining-upward size-evolution. Note trough cross-stratification. (d) Detail of oncolites of unit 8. (e) Deposit consisting of oncolites and calcite coated stems (phytoclasts) of unit 8. Note that long shapes are dominant. (f) Oncolite hand samples of units 7 and 8, exhibiting three main shapes that evoke the nucleous shape, i.e., sub-equidimensional particle, stem and gastropod. (g) Palisade of calcite-coated upgrowing stems forming a small phytoherm within phytoclastic rudstones (unit 8). (h) Thin undulate stromatolites within phytoclastic rudstone of unit 8. Note that the stromatolite layer developed on calcite-coated, low-laying to horizontally-laying parallel stems.





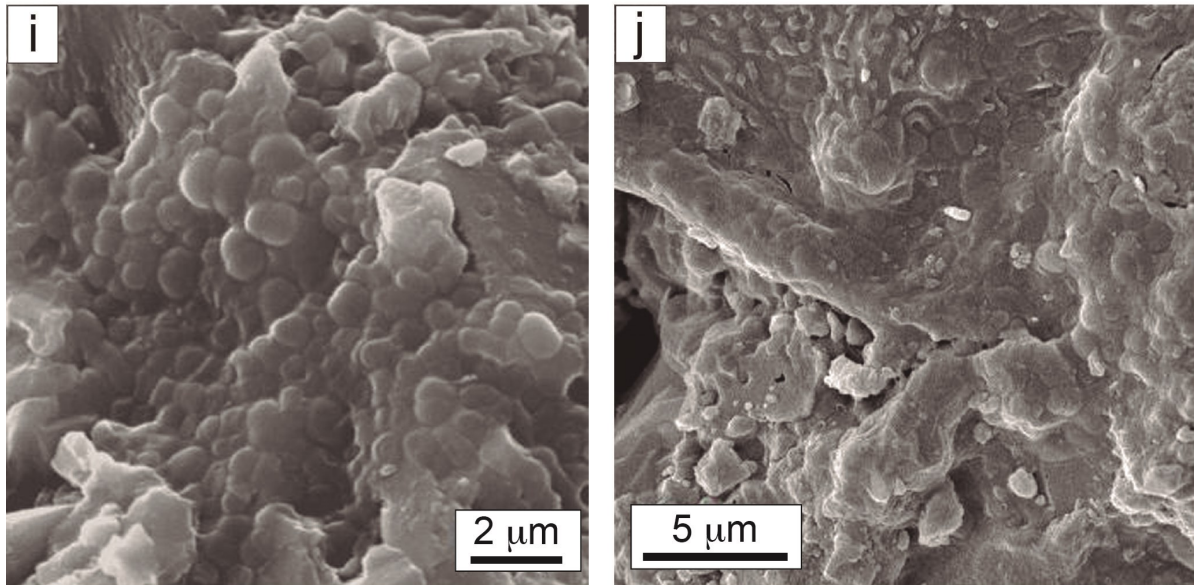


Figure 12. Oncolite images from hand-sample cross sections (a, b, c) and photomicrographs (optical microscope: d, e, f, g; scanning electron microscope: h). (a, b, c) Sub-spherical, elongate and ovoid sections evoking the nuclei shapes. Note in a) the lateral change in the thickness coating; in b) the alternating change in color of groups of laminae; in c) the gastropod in the nucleus and the irregular erosional surface (arrowed) that coincides with a change in color of the coating. (d) Alternating composite lamination. Note the sharp change from smooth to domed-shaped laminae through time (arrowed). (e, f) Detail of alternating composite lamination: groups of dominant dark laminae alternate with groups of dominant light laminae. Note the gradual passage upward from the light to the dark composite laminae upward. (g) Undulate lamination consisting of fan-shaped micritic bodies formed of radially-arranged micritic filaments from cyanobacteria. (h) Fan-like body with radially arranged calcite tubes in an oncolite-lamina. It resembles the characteristic pattern of *Rivularia haematites*-colony (cf., Hägele et al. 2006). (i, j) Spherical and elongate bodies within extracellular polymeric substances from bacterial activity.

largely influences the external shape of the oncolites, or at least that of the younger laminae (Fig. 12a–c). The nuclei can be empty or filled with micrite or sparite.

The features of the calcite-coated stems, i.e. stem sizes and laminated coatings, are identical in the phytoclastic tufa and the phytoherm tufa. The inner diameter of the cavities left after plant decayed ranges from millimetres up to 2 cm wide. The length of these stems varies from a few centimetres to 25 cm and the laminated coatings are up to 4 cm thick (Fig. 13a, b).

The stromatolites form thin planar bodies up to 8 cm thick and decimetres in lateral extent, with undulate bases and tops, in most cases due to the irregular shape of the substrate (Fig. 11h, 13a).

5.2 Mesoscopic and microscopic features of lamination in oncolites, calcite-coated stems and stromatolites

5.2.1 Oncolites

In the oncolites, the laminae are primarily continuous and of equal thickness around the nucleus, although some specimens have highly asymmetrical cortices, to the point that some laminae wedge up to disappear (Fig. 12a, b). In cross sections, the lamina shapes are smooth, undulate, crinkled and festooned, or even delineate discontinuous domes linked by subcontinuous laminae (Fig. 12a, c). In a number of specimens, different stages of growth are marked by changes in color and/or irregular surfaces that represent interruptions in the microbial growth and in many cases involve erosion of some laminae (Fig. 12c).

In thin sections, the laminae show a variety of

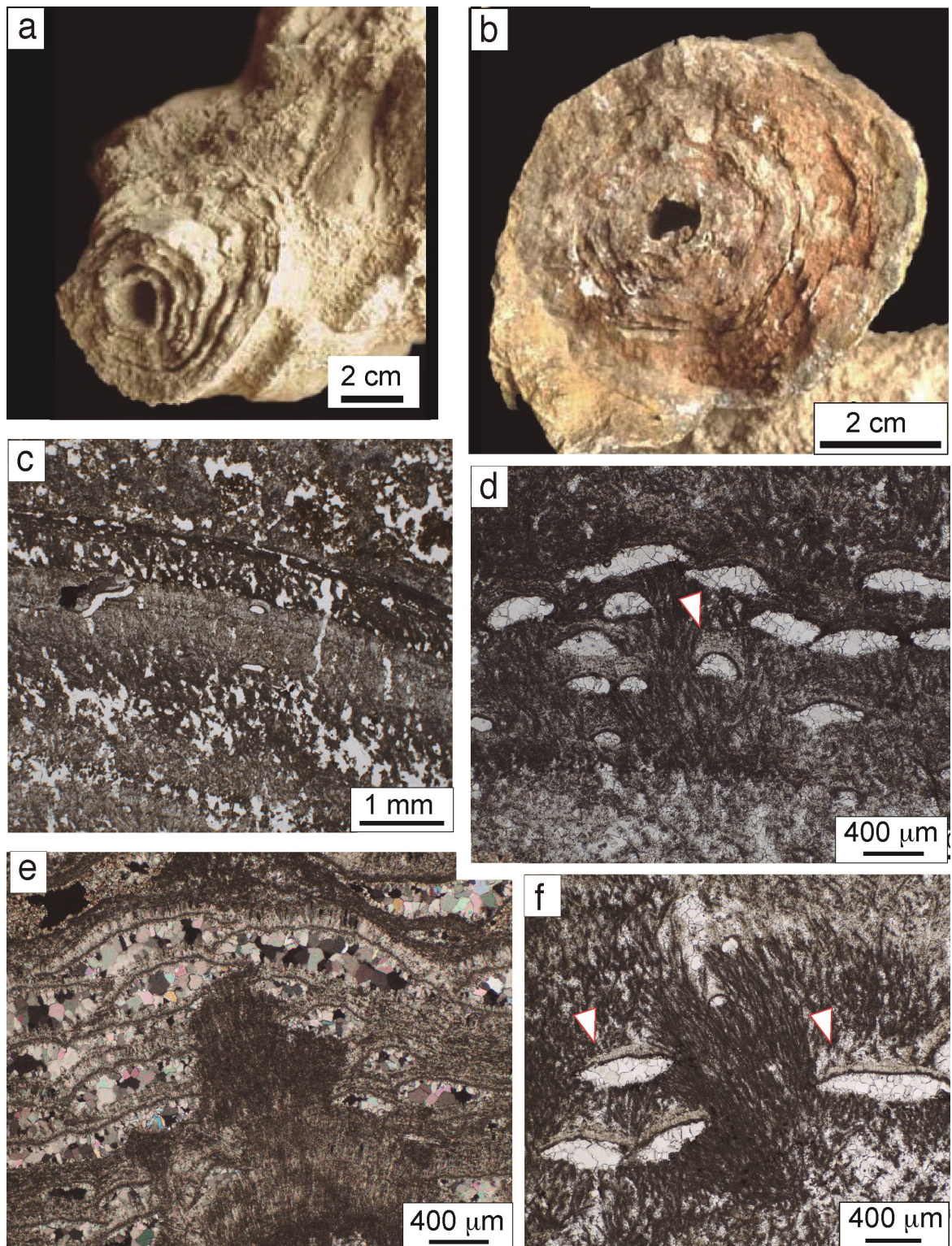


Figure 13. Images of calcite-coated stems in cross-sections (a, b) and microphotographs of lamination (c–f, optical microscope). (a, b) Concentric lamination around cavities from decayed stems. (c) Detail of alternating dark and light, highly porous laminae. (d) Light and dark laminae. The dark lamina consists of palisades of cyanobacterial filaments that contain flat-convex-shaped bodies (from insect larvae) filled by coarse sparite cement (arrowed) that are set parallel to lamina boundaries. (e, f) Detail of the flat-convex bodies filled by sparite cement within a micrite lamina. Note that thin micrite and microsparite laminae coat the upper part of the flat-convex bodies (arrowed), and that they cross cut the cyanobacterial filamentous bodies.

cross-sectional shapes varying from slightly undulate to domed to columnar. The oncolites are made of alternating simple laminae consisting of light microsparite and minor sparite, and dark micrite. The dark laminae are thinner than the light laminae, with minimum values of 50 μm –100 μm and maximum values of 100 μm –1.8 mm, respectively (Fig. 12d to f). However, in some specimens of unit 7, the laminae are thinner, between 12 μm –40 μm and 460 μm –1.4 mm. In all cases, the simple laminae are grouped into composite dark and light laminae that alternate through time and correspond to the laminae visible to the naked eye (Fig. 12e).

Microbial evidence is ubiquitous and includes filamentous, tube-shaped and spherical micrite bodies of microbial origin (Fig. 12f–h). The filaments are loose micritic bodies set sub-perpendicular to lamination. The calcite tubes are grouped into fan-shaped bodies and palisades of parallel tubes, up 30 μm to 260 μm wide and 2 mm high (Fig. 12g). They correspond to calcified filaments themselves, and the tubes to calcification around microbial filaments, likely from cyanobacteria. In general, these large fan-shaped and palisadic structures give high porosity to the oncolites, as the spaces between the microbial elements remain mostly empty (Fig. 12h). The spherical bodies are ≈ 1 μm wide and occur disperse and grouped within a film of EPS (Extracellular Polymeric Substances) on some filaments; they are interpreted as calcified coccoid bacteria (Fig. 12i, j).

5.2.2 Calcite-coated stems

The characteristics of the calcite-coated stems that concern texture and thickness of the laminae, lamina arrangement and microbial components are identical in the phytoclastic tufa and in the phytoherm tufa. The laminae are concentric and continuous around the stems. They consist of alternating light and dark calcite laminae; each simple lamina can be up to 3 mm thick. The lamina shapes are varied: domed, undulate and smooth.

Laminae with domed cross-sectional shapes are formed of dense groups of micrite filaments that are set sub-perpendicular to the lamination, and

their height is up to 3 mm. These domes occur isolated or laterally linked through thin laminae (Fig. 13c, e).

Undulate laminae result from mimicking the substrate irregularities. Their thickness ranges between 0.5 mm to 0.8 mm. They consist of micrite and sparite, with long crystals perpendicular to lamination. In some cases, the wavy structure is related to the presence of lenses (flat-convex) filled by sparite and outlined by micrite walls all around (Fig. 13c, e, f).

Smooth laminae are made of micrite and occasional microsparite, minimum 0.2 mm to 0.5 mm thick and up to 2–3 mm thick. These laminae contain disperse micrite filamentous bodies, as well as their molds, with 8–10 μm wide and 50 to 200 μm long (Fig. 13d).

5.2.3 Stromatolites

The internal structure of stromatolites consists of alternating light sparite and dark micrite laminae (Fig. 14b, c). The laminae are continuous laterally and have smooth, undulate and very irregular cross-sectional shapes. The smooth laminae are flat and parallel, 0.3 mm to 1 mm thick. The undulate and irregular laminae can form small domes, with lateral variations in thickness from 0.5 mm to 1 mm thick. In some cases, there are flat-convex bodies parallel to lamination that can be empty or filled by sparite.

Evidence of microbes includes the presence of micritic filamentous bodies sub-perpendicular to the laminae. These filaments can be dispersed or grouped forming bushes or domes (Fig. 14b, c). In Scanning Electron Microscopy, calcified filaments are dispersed, 10–20 μm wide and approximately 300 μm long.

6 Discussion

6.1 Impact of the depositional environmental factors on microbialite morphology

6.1.1 Stromatolites and rare oncolites in SA and MC

These microbialites have been interpreted to have formed in a saline carbonate lake context

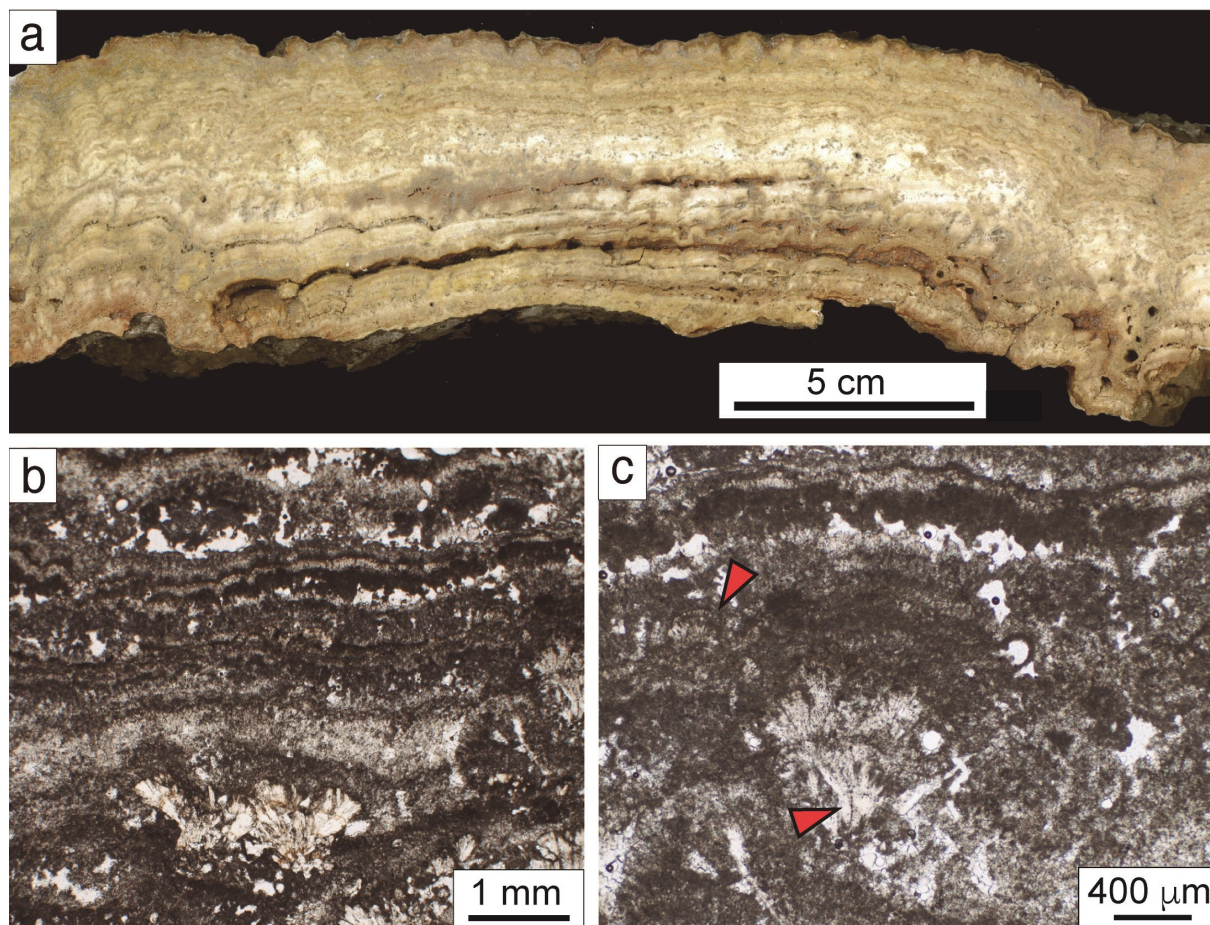


Figure 14. Images from stromatolites in unit 8. (a) Cross section of a thin planar stromatolite. Note the undulate lamination. (b, c) Photomicrographs (optical microscope) showing alternating light and dark, festoon laminae. Fan-shaped bodies consisting of radially-arranged filaments are present (arrowed).

with common surge activity. Evidence of palaeosalinity changes includes 1) the spatial distribution of these carbonate facies relative to the other carbonate and sulphate lithofacies, 2) the stable isotope composition and the content of dolomite of the various carbonate facies (Figs. 6 and 15), and 3) in some cases, the interstitial growth of gypsum nodules and lenses within the microbial structures and the associated laminated limestones (Arenas et al. 1997; Arenas and Pardo 1999). Other evidence of the shallow saline context is the trace fossils, which are limited to simple forms of invertebrate traces and very small vertical burrows, probably produced by insect larvae in the laminated limestones facies (J. J. Scott 2007, pers. com.). These features have been described as typical of very shallow saline lakes, as in Lake Gosiute, in the Wilkins Peak Member of the Eocene

Green River Formation (Smoot 1983; Pietras and Carroll 2006; Scott and Smith 2015).

Surge activity in SA and MC is evidenced by ripples and ripple lamination, hummock cross-stratification, erosional surfaces and intraclast rudstones, all of them formative features of the laminated limestone facies. The stromatolites associated with them also include erosional features that were caused by waves and return bottom-currents. These are indicated by the in situ erosional surfaces and the stromatolite fragments within the laminated limestones (Martin-Bello et al. 2019). Lacustrine stromatolites associated with surge activity have not been extensively reported in other basins, with the exception of a few works in the Green River Formation (Graf et al. 2015) and the late Archean in Western Australia (Awramik and Buchheim 2009).

Changes in the external geometry of lacustrine stromatolites mostly reflect variations in water level (Casanova 1994; Chidsey et al. 2015; Muniz and Bosence 2015; Vennin et al. 2018). In the Ebro Basin, lake level variations are reflected through the vertical succession of sedimentary facies (i.e., facies associations), with specific sedimentary structures of the laminated limestones, and primarily through the distinct external geometry of stromatolites in these sequences (cf., Martin-Bello et al. 2019).

Thin planar stromatolites are associated with low lake level, while domed, columnar and stratiform stromatolites are developed in deeper conditions (Della Porta, 2015; Vennin et al. 2018; Roche et al. 2018). Low synoptic relief, highly enveloping and overturned laminae in stromatolites are indicative of low lake level or even desiccation during the development of many planar stromatolites of the Ebro Basin. In contrast, internal growth forms with higher synoptic relief within domed and stratiform stromatolites represent higher lake levels (Casanova 1994; Martin-Bello et al. 2019). Similar interpretations have been proposed in the Eocene Green River Formation lakes (Awramik and Buchheim, 2015) and the Quaternary Lake Bonneville (Bouton et al. 2016).

As for hydrodynamics, the stromatolites of the Ebro Basin are associated with different wave-related sedimentary structures and erosional features affecting the stromatolites at different scales. Arenas and Pardo (1998) and Martin-Bello et al (2019) suggested that these features were produced by fair weather waves that broke the partially lithified microbial mats (e.g., at the time of ripple formation in the laminated facies, Ll.1), or by storm waves that caused erosion and thus breakage of the microbial mats and of previous stromatolite and laminated deposits (e.g., at the time of forming hummocky cross-stratification, Ll.2). There are few examples that have reported this context in association with stromatolites, for example in the Precambrian (Sakurai et al. 2005; Awramik and Buchheim 2009) and Cenozoic (Vennin et al. 2018; Roche et al. 2018).

Much remains to be learned about laminated microbial structures in lacustrine systems. For example, it is intriguing that stromatolites did not develop in the freshwater environments of units 5, 6 and 7 of SA and MC, i. e., during periods of high lake levels (Fig. 5a). Stromatolites are also lacking in freshwater facies of the Green River Formation (e.g., Graf et al. 2015). Moreover, in unit 7 of this study, which deposited when overall salinity diminished relative to underlying units (Arenas and Pardo 1999), stromatolites are scant and are located on laminated limestones, at the top of shallowing sequences, which represent saline conditions. The reasons for such a decrease in stromatolite abundance through time are open to debate. It is plausible that the proliferation of freshwater fauna and flora and frequent entrance of fine-sediment from fluvial supply made the lake not a likely place for the microbial mats to develop. In addition, saturation levels with respect to calcite have a significant influence on the cyanobacterial sheath calcification (Riding and Liang 2005; Dupraz et al. 2009; Berrendero et al. 2016).

6.1.2 Oncolites, calcite coated stems and stromatolites in MB and MO

These microbial laminated structures formed in freshwater fluvial, fluvio-lacustrine and lacustrine environments with high content in calcium and bicarbonate (Arenas et al. 2000; Vázquez-Urbez 2008; Vázquez-Urbez et al. 2013). Freshwater conditions are identified by the sedimentological features that suggest the open character of the sedimentary system, by the stable isotope composition of the carbonate facies (Figs. 6 and 15), by the low concentration of minor and trace elements (Vázquez-Urbez et al. 2013) and by the flora and fauna (charophytes and molluscs, above all). The values of the stable isotopic composition of the microbialite facies of unit 8 are mostly grouped and have poor correlation between C and O (Fig. 15). These values are close to those found in Oligocene fluvial stromatolites from the Marseille Graben (Casanova and Nury 1989) and very similar to some Eocene fluvial and fluvio-lacustrine stromatolites in the Eastern Ebro Basin (Zamarreño

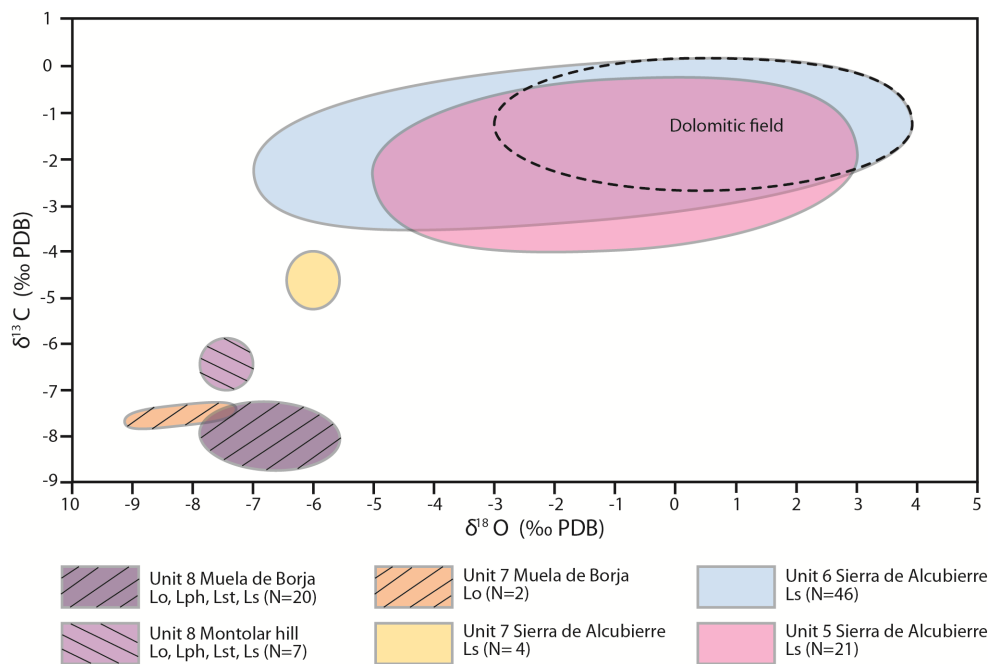


Figure 15. Stable isotope composition ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of laminated microbialites distributed by units in the Sierra de Alcubierre, Muela de Borja and Montolar hill. Facies codes explained in Table 1. Compiled from Arenas and Pardo (1999), Arenas et al. (2000), Vázquez-Urbez (2008) and Vázquez-Urbez et al. (2013).

et al. 1997). The values are also consistent with those of Quaternary temperate European fluvial systems (as compiled by Andrews 2006).

Oncolites and calcite coated phytoclasts formed in shallow low-sinuosity channels and slow flowing pools, where aquatic fauna and macrophytes thrived. The later were coated by calcite and originated up-growing stem phytoherms. Diverse shelly fauna and macrophytes, either coated or uncoated by calcite, provided the grains for the oncolites to form and for phytoclast accumulations. Tufa and oncolites are typical deposits in many modern streams and some lake shores in which water is rich in Ca-HCO_3^- , and where hydrophilous plants and other aquatic organisms are coated by calcite (Ford and Pedley 1996; Pentecost 2005; Hägele et al. 2006; Golubić et al. 2008; Arp et al. 2001; Arenas et al. 2014). Ancient lacustrine and fluvio-lacustrine systems that include similar structures have been studied in many places around the world (e.g., documented by Ford and Pedley 1996, and Capezzuoli et al. 2014).

In the case of oncolites, the external shape can

give some clues on the hydrodynamic behavior (Casanova 1994; Verrecchia et al. 1997; Hägele et al. 2006). However, in many cases, it is the nucleous shape that guides the morphology of the younger laminae, and in some cases the full external geometry of the oncolites (Arenas et al. 2007a, 2015; Astibia et al. 2012). For example, oncolites developed around plant stems are cylindrical, while those around helicoid spiral gastropods are conical, as in MB and MO. In addition, the nature of the nuclei gives some clues on the features of the depositional environment. For instance, spherical to subspherical oncolites, dominant in unit 7, formed around rounded nuclei consisting of micrite, which suggests that these micrite grains derived from erosion of hardened lime mud deposits, and indeed that the vegetation cover in that area was not abundant, compared to unit 8 where many oncolite nuclei were stems (Vázquez-Urbez 2008).

The lateral variations of the laminated cortices within oncolites, i.e., the symmetrical or asymmetrical character of the coatings, provide information on the depositional environmental

conditions. Considering that the laminae are continuous around the nuclei, it has been suggested that symmetrical coatings reflect relatively constant or periodic movement of the oncolites (Zamarreño et al. 1997; Vázquez-Urbez 2008). In contrast, the different thickness, for example higher on the upper sides, can be due to the different growth rate of cyanobacteria on each side because of light and current action differences (Zamarreño et al. 1997). In the examples studied here, some oncolites of unit 7 are slightly asymmetrical, which suggests gentle differences in such parameters. In contrast, many oncolite cortices of unit 8 are quasi-symmetrical in thickness, which can be interpreted as indicative of relatively frequent movement of the particles due to relatively constant hydraulic conditions (e.g., water velocity, either by uni- or bi-directional flows, and depth) and lightness.

In the case of in situ calcite-coated stem bioherms, there are a few asymmetrical cortices relative to thickness. These changes correspond to the different water flow velocity (e.g., upstream side versus downstream side of the stem) and lightness (cf., Pedley 2009).

The presence of sharp changes in color and/or erosional surfaces denotes interruptions in the microbial growth, and therefore changes in the “normal” conditions of oncolite formation, e.g., due to sharp increases in flow velocity. Erosional features in oncolites of the studied areas are patent in several specimens of unit 7 in MB, and the laminae that follow the irregular erosional surfaces represent a drastic change in the lamination color or style (e.g. Fig. 12c, d). Moreover, stromatolite fragments are common within the phytoclast limestones and the intraclast limestones. Together, these facts are indicative of sudden or sharp changes in hydraulics, e.g., flow regime, which is also consistent with overbank accumulation of oncolites in unit 7 of MB (cf., Arenas et al. 2007a).

In contrast, the laminated coatings around stems and stromatolites in the studied cases here do not contain common nor large erosional discontinuities in their growth, which underlines

the importance of stable hydraulic conditions for continuous lamination to be formed (e.g., as noted in modern fluvial environments by Pedley et al. 2009; Arenas et al. 2014). The only noticeable disturbance in microbial growth is represented by the great abundance of cavities attributable to the activity of larvae of aquatic insects (Fig. 13c, e, f), which cross cut the filamentous mats, as found in other microbialites (Jones and Renaut 1996; Zamarreño et al. 1997; Ramos et al. 2001; Brasier et al. 2010). Thriving aquatic insects indeed may suggest stable hydraulic conditions.

6.2 Laminae and lamination: environmental and temporal significance

Despite lamination being quite a simple structure from a textural point of view, the environmental interpretation and temporal significance of the laminae are still open to debate. This is mainly due to the large number of parameters involved and the several ranges of lamina arrangement or cyclicity that may be present (Arenas and Jones 2017).

6.2.1 Lamina arrangement and texture

The most common and simplest pattern of lamina arrangement in many laminated micritic microbialites (*fine-grained stromatolites*, sensu Riding 2000) is the alternation of dark and/or dense laminae and light and/or porous laminae, which has been recognised in many depositional settings (Hofmann 1973; Monty 1976; Casanova 1986, 1994; Riding 2011; Suárez-González et al. 2014, among many others). However, the arrangement of laminae can be observed at different scales, and thus different orders of cyclicity are present; in summary, simple alternation, composite alternation, or cyclothemic lamination, as described by Monty (1976). The environmental causes of such cyclicity involve changes in temperature, precipitation and evaporation (Casanova 1994; Golubić et al. 2000). These changes can promote variations in the water chemical composition, in particular the saturation levels respect to minerals, but also induce variations in the microbial development, in the abundance of certain microbes or even in the types of microbes of the microbial mat through time

(Dupraz et al. 2009). Likewise, the duration of the laminae and the lamination patterns have been a matter of debate, since the lamination is marked by the discontinuity in the rate of the accreting processes, and these processes can be of different nature and duration (Hofmann 1973; Golubić et al. 2000; Pope et al. 2000). The most commonly accepted idea is that each couplet represents seasonal or multi-annual cyclicity (e.g., Casanova 1994; Petryshyn et al. 2012; Tang et al. 2014).

In the saline lacustrine stromatolites studied here, lamina arrangement includes simple and composite alternating laminations and cyclothemic lamination (Martin-Bello et al. 2019). Based on the cyclic textural changes coupled with cyclic stable isotopic variations through successive composite laminae, it has been suggested that the light laminae formed during periods of higher precipitation/evaporation ratio (P/E) and the dark laminae during periods of lower P/E. These cyclic changes can represent seasonal or pluriannual variations (Martin-Bello et al. 2019).

In the fluvial and fluvio-lacustrine environments, the textural features of the laminae in stromatolites and oncolites also show different ranges of cyclicity, comparable or similar to those described in the lacustrine stromatolites (e.g., Lindqvist 1994; Arenas et al. 2015). However, in some studied specimens here and elsewhere, the most common cycle consists of a light and/or porous composite lamina passing gradually upward to a dark and/or dense composite lamina (Fig. 12e, f). This passage also involves a morphological change from festooned or wavy simple laminae (bush or fan-shaped microbial bodies) to slightly wavy and even flat simple laminae upward (with loose microbial filaments, or filaments grouped alongside forming palisades) (cf., Casanova and Nury 1989; Zamarreño et al. 1997). These cycles can be up to a few millimetres thick. The composite character of these laminae are evident even to the naked eye in some cases. The duration of such cycles in the studied specimens in MB and MO is unknown, but each may represent one year. This temporal assumption is based on the fact that calcite precipitation is faster in fluvial

environments than in lacustrine environments, as shown by studies of modern fluvial stromatolites. These studies show that composite laminae consisting of 4 to 6 simple laminae simple can form in a few months (Gradzinski 2010; Vázquez-Urbez et al. 2010; Arenas and Jones 2017). Moreover, the stable isotope composition in these modern cycles is related to seasonal changes in water temperature (e.g., Chafetz et al. 1991; Osácar et al. 2016). Likewise, ancient oncolites in mid latitude regions show similar changes in the isotopic composition through successive laminae (e.g., Anzalone et al. 2007; Arenas et al. 2015). Based on these results, in the studied area, each cycle consisting of two composite laminae should reflect seasonal variations in temperature and/or precipitation during a year.

In some calcite coatings on stems and stromatolites in MB and MO, there are cycles of upward-increasing number of insect-made structures that coincide with the denser or darker part of the laminae (Fig. 13c). The cavities are generated when insects, once having got a micrite coating around, decay or emerge as nymphs, and then the voids remain empty or become filled by early calcite cement (e.g, Fig. 13c). In many modern environments, the dark and/or dense micrite laminae in microbialites are reflecting calcite precipitation in warm conditions, when calcite saturation levels are higher (e.g., Arp et al. 2001; Arenas and Jones 2017). In a 100-ka old laminated tufa of central Greece, Brasier et al. (2010) found that the seasonality is reflected by alternating porous and dense laminae. The insect cavities (from chironomids) concentrated at the top of the dense laminae, which are interpreted to have formed in spring-early summer, as indicated by the lower $\delta^{18}\text{O}$ values respect to the porous laminae. In these microbialites, most part of the summer deposit is missing due to the lack of water. Regardless this discontinuity, these chironomid cavities are within the warm-season deposits. Similar features are found in modern fluvial stromatolites (Gradzinski 2010). Therefore, the presence or varying abundance of such insect structures in laminated microbialites may be used as tentative indicators of temperature and

hydrological conditions on a short-term scale. In the Eocene Lake Gosiute (Green River Formation, Wyoming), Leggit and Cushman (2001) found caddisfly-dominated (Trichoptera) carbonate mounds. They proposed that the larval cases grew on hardgrounds that, once became calcified, provided sites for the benthic microbial mat to grow. The authors suggested that microbial-caddisfly couplets may represent one-year cycle and that caddisfly pupation and aggregation behavior regularly interrupted the carbonate mound growth.

6.2.2 Shape and thickness of the laminae

Lamina shape and thickness reflect the response of the microbial growth and concurrent mineral precipitation to repetitive changes in the magnitude of a wide array of physical and chemical parameters over different time spans (Arenas et al. 2015).

The examples in this study show that in saline lacustrine carbonate environments the microbialitic laminae tend to be thin and smooth (cf., Pope et al. 2000), while in freshwater fluvial and fluvio-lacustrine environments the laminae show greater diversity of morphological types and their thickness is generally greater. A similar, but less marked, morphological difference occurs between the lacustrine and the fluvial stromatolites and oncolites, both in the Oligocene of Marsella (Casanova and Nury 1989) and the Oligocene of the Ebro Basin (Zamarreño et al. 1997). In these two cases, the lacustrine microbialites that formed in closed environments showed smoother laminae, although the lake water was not considered as saline as in the Miocene.

In the Miocene record studied here, the smoothness of the laminae and the small lateral variations in laminae thickness concur with the poor presence of microbial filamentous bodies, which when present are mostly dispersed and not really abundant (compare Figs. 9 and 10 with Figs. 12–14). The lacustrine stromatolites of the Eocene Green River Formation have many similarities with stromatolites of units 5 and 6 in the Ebro Basin. In both basins, stromatolites developed in saline

shallow carbonate lakes and have planar and domed morphologies consisting of smooth, slightly convex laminae, for example, as compared with stromatolites in the Tipton Member (Surdam and Wray 1976) and in the upper portion of the Douglas Creek Member and the Parachute Creek Member (Chidsey et al. 2015).

In some marine laminated microbialites, the laminae are also smooth, even in association with wave structures (e.g. ripples), and the mineralogy is usually more complex than in freshwater environments. In the case of Porto Pi (Mallorca, Spain), the Late Miocene microbialites that developed in intertidal to subtidal conditions consist of dolomicrite and occur as moderate- to giant-size domes up to 5 m thick, in which the uppermost laminated portion is up to 2 m high (Suárez-González et al. 2017). Both agglutinated and micritic stromatolites are present and, in all studied specimens, the laminae are very smooth and continuous at different scales (Suárez-González et al. submitted). Similarly, in other Messinian deposits along the eastern Mediterranean coast, the dolomitic stromatolites formed large domes characterized by smooth lamination and poor microbial evidence (Braga et al. 1995; Riding et al. 1991).

Holocene stromatolites from Walker Lake in western Nevada (USA) –a remnant of the Pleistocene Lake Lahontan complex– formed on the shallow gentle slope of a closed-basin alkaline lake. These stromatolites form domes consisting of fine-grained texture and submillimeter lamination, with lamina cross sections essentially smooth and with little evidence of microbial components (Petryshyn et al. 2012). These authors concluded that local climate, hydrology, and geochemistry were the primary drivers of lamination formation versus the diurnal or seasonal cycles of microbial mat metabolism.

In contrast, in freshwater environments the mineralogy of the laminated microbialites is usually simple. In some of them, the variety of lamina shapes has allowed to distinguish morphological types of lamination (e.g., Casanova and Nury 1989; Lindqvist 1994; Arenas et al. 2000, 2007a, 2015).

Moreover, these morphological types can occur within the same microbialite body (e.g., in an oncolite). In fluvial and fluvio-lacustrine environments, the morphology of the laminae is largely related to distinct morphological types of microbes and microbial arrangements (e.g., flat, wavy and columnar lamination; Arenas et al. 2000). These morphological types are interpreted to represent either different microbial communities or variable development of the same microbial communities, in both cases as a response to changing environmental conditions. Among others, Casanova (1986, 1994), Casanova and Nury (1989), Freytet (1992), Zamarreño et al. (1997) and Arenas et al. (2000) showed that lamina shape is linked, at least partially, to the morphology of the microbial components, both in stromatolites and oncolites.

Some modern oncolites that form in freshwater open lakes and streams with gentle water movement show that wavy laminae are associated with *Rivularia haematites* growth, for example in Kelly Lake, Canada (Ferris et al. 1997), in a marshland in France (Caudwell et al. 2001), and in the river Alz, southern Germany (Hägele et al. 2006). This is due to cyanobacteria acting as templates for mineral precipitation. Nonetheless, regardless of this template condition, crystal shape is another important factor controlling the shape of microbialitic laminae (cf. Frantz et al. 2014). Modern stromatolites formed in fast flowing water in several karstic-fed streams show extensive deposits consisting of continuous, thick and highly variable lamina shapes (Gradzinski 2010; Arenas et al. 2014; Berrendero et al. 2016). For example, in the tufa-depositing River Piedra (northeastern Spain), the distribution of the different cyanobacteria and the related sedimentary structures can vary as a function of the water flow conditions. Thus, the different fluvial environments can show different structures, with calcite coatings around the cyanobacteria being dependent on changes in calcite saturation index (Berrendero et al. 2016). For example, in fast flow conditions, *Phormidium incrustatum* is the dominant cyanobacterium and produce extensive laminae consisting of tight calcite tubes. In contrast, in slow flowing water, lamination is uneven and the

dominant cyanobacterium is *Phormidium aerugineo-caeruleum*, which commonly produces loose, randomly oriented calcite tubes. The correlative changes in saturation index occur within a permanent saturation state with respect to calcite, between *ca.* 0.9 and 0.6, respectively (Arenas et al. 2014).

If the morphological variability of the laminae were only related to the varying shape of the microbial bodies or microbial arrangements, this feature could be used as an indicator of microbial diversity and morphology, and thus indirectly of environmental conditions, such as salinity variations and hydrodynamics. Therefore, it is suggested that smooth versus undulate to wavy microbialitic laminae can be indicative of salinity-dependent factors or parameters, such as the microbiota (primarily, cyanobacteria) and the mineral precipitation.

6.3 Microbial components: the dark side of ancient saline carbonate lakes

Evidence of microbial components in laminated microbialites of saline environments, including continental and marine settings, is not abundant in the geological record. However, modern saline carbonate lakes show abundant microbes and microbial structures (Renaut and Long 1989; Browne et al. 2000; Dupraz et al. 2004). This is the dark side of ancient saline carbonate microbialites. Several authors have postulated that the rarity of microbial components found in the ancient laminated microbialites is due to poor preservation potential, perhaps in relation to the poor calcification of phototrophic organisms; microbialite mineralization may be associated more with heterotrophic communities in the microbial mats (Chagas et al. 2016). However, low diversity in harsh conditions is also seen in other biota groups in many environmental situations (Browne et al. 2000). In the ancient record this is an intriguing issue. In recent environments and from experimental studies, several types of microbially-mediated mineralization have been discussed, for instance concerning the chemical conditions that are needed for sheath impregnation or physico-chemical precipitation

around cyanobacteria in a microbial mat (Merz-Preiß and Riding 1999; Arp et al. 2001; Dupraz et al. 2004, 2009). In the Miocene Ebro Basin specimens, the scant filament bacterial bodies suggest that the microbial populations in the microbial mats of these saline environments had low taxonomical diversity and/or the microbe calcification was not favoured by the chemical conditions or by the specific taxons. In contrast, higher microbial diversity and high saturation levels in calcite and rapid precipitation favor calcification of the microbial components in freshwater (open) lake and fluvial environments.

7 Conclusions

Microbial laminated structures, e.g. stromatolites and oncolites, have the potential to bring further insights into multi-scale reconstruction of palaeoenvironments and palaeoclimatic changes through time in lacustrine and fluvial basins. In the Ebro Basin, the evolution from saline lacustrine to freshwater open-lake and fluvial environments through the Neogene, is shown by changes in gross morphology of the microbialites, and variations in lamina shape and thickness within the stromatolites, oncolites and calcite-coated stems. The following conclusions are highlighted:

External morphology and internal growth forms are the main features that provide information on water lake level variations and hydrodynamics. Lamina shape, continuity and texture inform on relative salinity levels and water depth, and microbial (bacterial) components.

Smooth microbialitic laminae with gentle lateral variations of thickness seem to be more common in saline environments. In saline environments, gentle changes in lamina shape and thickness of stromatolites may not involve concomitant changes in morphology of the microbial components, as in the Neogene examples studied here. Stressful environments for the microbial mat organisms are reflected through the lamina smoothness and low diversity of microbial morphology, likely in correspondence with low taxonomic variation.

In contrast, wavy, crinkled or festooned laminae are abundant in oncolites and stromatolites of freshwater environments, in particular in fluvial settings. In a number of fluvial settings and open-lakes, the shape of the laminae is conditioned by the morphology of the microbial bodies and their associations. In these settings, high saturation levels in calcite and rapid precipitation favor calcification of the microbial components, e.g. cyanobacteria.

Acknowledgements

The information provided in this study is partially based on research funded since 1989 by numerous projects and three contracts of the Spanish Government, and one pre-doctoral research from the Aragon Government, Spain. Recent finding is from CGL2013-42867-P and FPI contract BES-2014-069389 of the Spanish Government and European Regional Funds. The results form part of the activities of the Geotransfer scientific group (Aragón Government, Operating Program FEDER Aragón 2014-2020). The Scanning Electron Microscopy, Optical Microscopy, and Rock Preparation services of the University of Zaragoza, Spain (Servicios de Apoyo a la Investigación) provided technical facilities. We are grateful to Dr A. R. Carroll and Dr. E. Capezuoli for their revisions, which improved the manuscript.

References

- Agustí J, Pérez-Rivarés FJ, Cabrera L, Garcés M, Pardo G, Arenas C (2011) The Ramblian-Aragonian boundary and its significance for the European Neogene continental chronology. *Contributions from the Ebro Basin record (NE Spain)*. *Geobios* 44:121–134
- Anadón P, Zamarreño I (1981) Paleogene Nonmarine Algal Deposits of the Ebro Basin, Northeastern Spain. In: Monty C (ed) *Phanerozoic Stromatolites*, Springer-Verlag, Berlin, p 140–154
- Andres MS, Reid RP (2006) Growth morphologies of modern marine stromatolites: a case study from Highborne Cay, Bahamas. *Sediment Geol* 185(3–4):319–328
- Andrews JE (2006) Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: synthesis and review. *Earth Sci Rev* 75:85–104
- Anzalone E, Ferreri V, Sprovieri M, D'Argenio B (2007) Travertines as hydrologic archives: the case of the

- Pontecagnano deposits (southern Italy). *Adv Water Res* 30:2159–2175
- Arche A, Evans G, Clavell E (2010) Some considerations on the initiation of the present SE Ebro river drainage system: Post-or pre-Messinian? *J Iber Geol* 36:73–85
- Arenas C (1993) *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. PhD Thesis, Universidad de Zaragoza, Zaragoza. <https://zaguan.unizar.es/record/70725>
- Arenas C, Pardo G (1998) Storm Carbonate Deposits in Miocene Lacustrine Systems of the Central Ebro Basin (Northeastern Spain). Extended abstracts AAPG Annual Convention and Exhibition, Salt Lake City, Utah, A30, 1–4
- Arenas C, Pardo G (1999) Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 151:127–148
- Arenas C, Pardo G (2000) Neogene lacustrine deposits of the North-Central Ebro Basin, Northeastern Spain. In: Gierlowski-Kordesch EH, Kelts KR (eds) *Lake Basins through Space and Time: American Association Petroleum Geologists*. *Stud Geol* 46:395–406
- Arenas C, Casanova J, Pardo G (1997) Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 128(1–4):133–155
- Arenas C, Gutiérrez F, Osácar C, Sancho C (2000) Sedimentology and geochemistry of fluvio-lacustrine tufa deposits controlled by evaporite solution subsidence in the central Ebro Depression, NE Spain. *Sedimentology* 47:883–909
- Arenas C, Cabrera L, Ramos E (2007a) Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca Island (Spain). *Sediment Geol* 197:1–27
- Arenas C, Pardo G, Pérez-Rivarés FJ, Vázquez-Urbez M, (2007b) From saline to freshwater lacustrine and fluvio-lacustrine carbonate systems: Neogene evolution of the central Ebro Basin. In: Arenas C, Alonso-Zarza A M, Colombo F (eds), *Geological field trips to the lacustrine deposits of the northeast of Spain, 4th International Limnogeology Congress, Geo-Guías vol 3*. *Soc Geol Esp, Zaragoza*, pp 51–110
- Arenas C, Vázquez-Urbez M, Auqué L, Sancho C, Osácar MC, Pardo G (2014) Intrinsic and extrinsic controls of spatial and temporal variations in modern fluvial tufa sedimentation: a thirteen-year record from a semi-arid environment. *Sedimentology* 61:90–132
- Arenas C, Piñuela L, García-Ramos JC (2015) Climatic and tectonic controls on carbonate deposition in syn-rift siliciclastic fluvial systems: A case of microbialites and associated facies in the Late Jurassic. *Sedimentology* 62:1149–1183
- Arenas C, Jones B (2017) Temporal and environmental significance of microbial lamination: Insights from Recent fluvial stromatolites in the River Piedra, Spain. *Sedimentology* 64:1597–1629
- Arp G, Wedemeyer N, Reitner J (2001) Fluvial tufa formation in hard-water creek. *Deinschwanger Bach, Franconian Al, Germany*. *Facies* 44:1–22
- Astibia, H. (1986). *Los macromamíferos del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (depresión del Ebro)*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, Bilbao
- Astibia H, López-Martínez N, Elorza J, Vicens E (2012) Increasing size and abundance of microbialites (oncoids) in connection with the K/T boundary in non-marine environments in the South Central Pyrenees. *Geol Acta* 10(3):209–226
- Awramik SM (1992) The history and significance of stromatolites. In: Schidlowski M (ed) *Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources*, New York, Springer, p 435–449
- Awramik SM, Buchheim HP (2009) A giant, Late Archean lake system: the Meentheena Member (Tumbiana Formation; Fortescue Group), Western Australia. *Precambrian Res* 174(3–4):215–240
- Awramik SM, Buchheim HP (2015) Giant stromatolites of the Eocene Green River Formation (Colorado, USA). *Geology* 43(8):691–694
- Berrendero E, Arenas C, Mateo P, Jones B (2016) Cyanobacterial diversity and related sedimentary facies as a function of water flow conditions: Example from the Monasterio de Piedra Natural Park (Spain). *Sediment Geol* 337:12–28
- Bertrand-Sarfati J, Freytet P, Plaziat JC (1994) Microstructures in Tertiary nonmarine stromatolites (France). Comparison with Proterozoic. In: Bertrand-Sarfati J, Monty C (eds) *Phanerozoic stromatolites II*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp 155–191
- Bouton A, Vennin E, Boule J, Pace A, Bourillot R, Thomazo C, Brayard A, Désaubliaux G, Goslar T, Yokoyama Y, Dupraz C, Visscher P (2016) Linking the distribution of microbial deposits from the Great Salt Lake (Utah, USA) to tectonic and climatic processes. *Biogeosciences* 13:5511–5526
- Bosak T, Knoll AH, Petroff AP (2013) The Meaning of Stromatolites. *Annu Rev Earth Planet Sci* 41:21–44
- Braga JC, Martín JM, Riding R (1995) Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelfbasin transect, Miocene, SE Spain. *Palaios* 10:347–361
- Brasier AT, Andrews JE, Marca-Bell AD, Dennis PF (2010)

- Depositional continuity of seasonally laminated tufas: Implications for $\delta^{18}\text{O}$ based palaeotemperatures. *Global Planet Change* 71:160–197
- Browne KM, Golubić S, Seong-Joo L (2000). Shallow marine microbial carbonate deposits. In: Riding R E, Awramik S M (Eds), *Microbial Sediments*. Springer-Verlag, Berlin (Germany), p. 233–249
- Capezzuoli E, Gandin A, Pedley M (2014) Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: the state of the art. *Sedimentology* 61(1):1–21
- Casanova J (1986) Les stromatolites continentaux: Paléoécologie, paléohydrologie, paléo-climatologie. Application au Rift Gregory. PhD Thesis, Université Marseille-Luminy, Marseille
- Casanova J (1994) Stromatolites from the East African Rift: a synopsis. In: Bertrand-Sarfati J, Monty C (eds) *Phanerozoic Stromatolites II*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p 193–226
- Casanova J, Nury D (1989) Biosédimentologie des stromatolites fluvio-lacustres du fossé oligocene de Marseille. *Bull Soc Geol Fr*, (8), t. V, n. 6, 1173–1184
- Caudwell C, Lang J, Pascal A (2001) Lamination of swampy-rivulets *Rivularia haematites* stromatolites in a temperate climate. *Sediment Geol* 143:125–147
- Chafetz HS, Utech NM, Fitzmaurice SP (1991) Differences in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ signatures of seasonal laminae comprising travertine stromatolites. *J Sediment Petrol* 61:1015–1028
- Chagas A, Webb GE, Burne RV, Southama G (2016) Modern lacustrine microbialites: Towards a synthesis of aqueous and carbonate geochemistry and mineralogy. *Earth Sci Rev* 162:338–363
- Chidsey T, Vanden Berg MD, Eby D (2015) Petrography and characterization of microbial carbonates and associated facies from modern Great Salt Lake and Uinta Basin's Eocene Green River Formation in Utah, USA. In: Bosence DWJ, Gibbons KA, Le Heron DP, Morgan WA, Pritchard T, Vining BA (eds) *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production*. Special Publications 418. Geological Society, London, pp 261–286
- Cuenca G, Canudo, JI, Laplana C, Andres JA (1992). Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria de Ebro: ensayo de síntesis. *Acta Geol Hisp* 27(1–2): 127–143
- Della Porta G (2015) Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal and fluvial settings: comparing depositional geometry, fabric types and geochemical signature. In: Bosence DWJ, Gibbons KA, Le Heron DP, Morgan WA, Pritchard T, Vining BA (eds) *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production*. Special Publications, 418. Geological Society, London, pp 17–68
- Dupraz C, Visscher PT, Baumgartner LK, Reid, RP (2004) Microbe–mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). *Sedimentology* 51: 745–765
- Dupraz C, Reid RP, Braissant O, Decho AW, Norman RS, Visscher PT (2009) Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth Sci Rev* 96(3): 141–162
- Ferris FG, Thompson JB, Beveridge TJ (1997) Modern freshwater microbialites from Kelly Lake, British Columbia, Canada. *Palaios* 12 (3):213–219
- Ford TD, Pedley HM (1996) A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth Sci Rev* 41(3–4):17–175
- Frantz CM, Petryshyn VA, Marenco PJ, Tripathi A, Berelson WM, Corsetti FA (2014) Dramatic local environmental change during the Early Eocene Climatic Optimum detected using high resolution chemical analyses of Green River Formation stromatolites. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 405:1–15
- Freytet P (1992) Exemples de fossilisation de restes végétaux (algues, feuilles) par la calcite, en milieu fluviale et lacustre, dans l'actuel et dans l'ancien. *Bulletin de la Société Botanique de France*, 139. *Actual Bot* 1:69–74
- García Castellanos D, Vergés J, Gaspar Escribano J, Cloetingh S (2003) Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *J Geophys Res: Solid Earth* 108(B7)
- Golubić S, Seong-Joo L, Browne KM (2000) Cyanobacteria: architects of sedimentary structures. In: Riding RE, Awramik SM (eds) *Microbial Sediments*. Springer-Verlag, Berlin, p 57–67
- Golubić S, Violante C, Plenković-Moraj A, Grgasović T (2008) Travertines and calcareous tufa deposits: an insight into diagenesis. *Geol Croat* 61:363–378
- Gradzinski M (2010) Factors controlling growth of modern tufa: results of a field experiment. In: Pedley M, Rogerson M (eds) *Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls*. Special Publications 336. Geological Society, London, pp 143–191
- Graf JW, Carroll AR, Smith ME, (2015) Lacustrine Sedimentology, Stratigraphy and Stable Isotope Geochemistry of the Tipton Member of the Green River Formation. In: Smith ME, Carroll, AR (eds), *Stratigraphy and Paleolimnology of the Green River*

- Formation, Western USA. Synthesis in *Limnogeology*, vol 1. Springer, Dordrecht, pp 31–60
- Hofmann HJ (1973) Stromatolites: Characteristics and Utility. *Earth Sci Rev* 9:339–373
- Hägele D, Leinfelder R, Grau J, Burmeister EG, Struck U (2006) Oncoids from the river Alz (southern Germany): tiny ecosystems in a phosphorus-limited environment. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 237:378–395
- Jones B, Renaut RW (1996). Morphology and growth of aragonite crystals in hot-spring travertines at Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Sedimentology* 43:323–340
- Leggit VL, Cushman Jr RA (2001) Complex caddisfly-dominated bioherms from the Eocene Green River Formation. *Sediment Geo* 145:377–396
- Lindqvist JK (1994) Lacustrine stromatolites and oncoids. Manuherikia Group (Miocene), New Zealand. In: Bertrand-Sarfati J, Monty C (eds) *Phanerozoic Stromatolites II*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p 227–254
- Martin-Bello L, Arenas C, Jones B (2019) Lacustrine stromatolites: useful structures for environmental interpretation. An example from the Miocene Ebro Basin. *Sedimentology* 66, doi: 10.1111/sed.12577
- Merz-Preiß M, Riding R (1999) Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: ambient environment, chemical thresholds and biological processes. *Sediment Geol* 126: 103–124
- Monty CLV (1976) The Origin and Development of Cryptalgal Fabrics. In: *Developments in sedimentology*, vol. 20. Elsevier, pp 193–249
- Muniz MC, Bosence DWJ (2015) Pre-salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. In: Bosence DWJ, Gibbons, KA, Le Heron, DP, Morgan WA, Pritchard T, Vining, BA (eds) *Microbial carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production*. Special Publications 418. Geological Society, London, pp 221–242
- Muñoz-Jiménez A, Casas-Sainz, AM (1997) The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Res* 9:65–85
- Muñoz A, Arenas C, González A, Luzón A, Pérez A, Villena J, Pardo G (2002) Ebro Basin (northeastern Spain). In: Moreno T, Gibbons W (eds) *Geology of Spain*. Geological Society, London, p 301–309
- Murelaga X, Pérez-Rivarés FJ, Vázquez-Urbez M, Zuluaga MC (2008) Nuevos datos bioestratigráficos y paleoecológicos del Mioceno medio (Aragoniense) del área de Tarazona de Aragón (Cuenca del Ebro, provincia de Zaragoza, España). *Ameghiniana* 45(2): 393–406
- Osácar MC, Arenas C, Auqué LF, Pardo G, Sancho C, Vázquez-Urbez M (2016) Discerning the interactions between environmental parameters reflected in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of recent fluvial tufas: Lessons from a Mediterranean climate region. *Sediment Geol* 345:126–144
- Pardo G, Arenas C, González A, Luzón A, Muñoz A, Pérez A, Pérez-Rivarés FJ, Vázquez-Urbez M, Villena J (2004) La cuenca del Ebro. In: Vera JA (ed) *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-IGME, Madrid, p 533–543
- Pedley M (2009) Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments. *Sedimentology* 56(1):221–246
- Pedley M, Rogerson M, Middleton R (2009) Freshwater calcite precipitates from in vitro mesocosm flume experiments: a case for biomediation of tufas. *Sedimentology* 56:511–527
- Pentecost A (2005) *Travertine*. Springer, Science & Business Media
- Pérez A, Muñoz A, Pardo G, Villena J, Arenas C (1988) Las unidades tectosedimentarias del Neógeno del borde ibérico de la Depresión del Ebro (sector central). In: Pérez A, Muñoz A, Sánchez JA (eds) *Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la Cuenca del Ebro*. Guía de Campo, III Reunión del Grupo Español de Trabajo IGCP 219. Ed Secretariado Publicaciones Universidad de Zaragoza, p 7–20
- Pérez Rivarés FJ (2016) Estudio magneto-estratigráfico del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro: Cronología, correlación y análisis de la ciclicidad sedimentaria. PhD Thesis, Universidad de Zaragoza, Zaragoza
- Pérez-Rivarés FJ, Arenas C, Pardo G, Garcés M (2018) Temporal aspects of genetic stratigraphic units in continental sedimentary basins: Examples from the Ebro basin, Spain. *Earth Sci Rev* 178:136–153
- Petryshyn VA, Corsetti FA, Berelson WM, Beaumont W, Lund SP (2012) Stromatolite lamination frequency, Walker Lake, Nevada: implications for stromatolites as biosignatures. *Geology* 40(6):499–502
- Pietras JT, Carroll AR (2006) High-resolution stratigraphy of an underfilled lake basin: Wilkins Peak member, Eocene Green River Formation, Wyoming, USA. *J Sediment Res* 76:1197–1214
- Pope M, Grotzinger J, Schreiber BC (2000) Evaporitic subtidal stromatolites produced by in situ precipitation: textures, facies associations, and temporal significance. *J Sediment Res* 70:1139–1151
- Ramos E, Cabrera L, Hagemann H, Pickel W, Zamarreño I (2001) Palaeogene lacustrine record in Mallorca (NW

- Mediterranean, Spain): depositional, palaeographic and palaeoclimatic implications for the ancient southeastern Iberian margin. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 172:1–37
- Renaut RW, Long PR (1989) Sedimentology of the saline lakes of the Cariboo plateau, Interior British Columbia, Canada. *Sediment Geol* 64(4):239–264
- Riba O, Reguant S, Villena J (1983) Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. In: Libro Homenaje J.M. Ríos. *Geología de España 2*, IGME, Madrid, p 131–159
- Riding R (2000) Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial–algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47:179–214
- Riding R (2011) Microbialites, stromatolites, and thrombolites. In: *Encyclopedia of Geobiology*, Springer, Dordrecht, p 635–665
- Riding R, Braga JC, Martín JM (1991) Oolite stromatolites and thrombolites, Miocene, Spain: analogues of Recent giant Bahamian examples. *Sediment Geol* 71:121–127
- Riding R, Liang L (2005) Geobiology of microbial carbonates: metazoan and seawater saturation state influences on secular trends during the Phanerozoic. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 219:101–115
- Roche A, Vennin E, Bouton A, Oliver N, Watinne A, Bundeleva I, Deconinck JF, Virgone A, Gaucher EC, Visscher P (2018) Oligo-Miocene lacustrine microbial and metazoan buildups from the Limagne Basin (French Massif Central). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 504:34–59
- Sakurai R, Ito M, Ueno M, Kitajima K, Maruyama S (2015) Facies architecture and sequence-stratigraphic features of the Tumbiana Formation in the Pilbara Craton, northwestern Australia: Implications for depositional environments of oxygenic stromatolites during the Late Archean. *Precambrian Res* 138: 255–273
- Salvany JM, García-Veigas J, Orí F (2007) Glauberite-halite association of the Zaragoza Gypsum Formation (Lower Miocene, Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentology* 54:443–467
- Scott JJ, Smith ME (2015) Trace Fossils of the Eocene Green River Lake Basins, Wyoming, Utah, and Colorado. In: Smith ME, Carroll, AR (eds), *Stratigraphy and Paleolimnology of the Green River Formation, Western USA*. Synthesis in *Limnogeology*, 1, Springer, p 313–350
- Smoot JP (1983) Depositional subenvironments in an arid closed basin; the Wilkins Peak Member of the Green River Formation (Eocene), Wyoming, USA. *Sedimentology* 30:801–827
- Storrie-Lombardi MC, Awramik SM (2006) A sideways view of stromatolites: Complexity metrics for stromatolite laminae. In: *Instruments, Methods, and Missions for Astrobiology IX*. Proceedings vol 6309. SPIE Optics + Photonics, San Diego, p. 63090P. <https://doi.org/10.1117/12.679869>
- Suárez-González P, Quijada IE, Benito MI, Mas R, Merinero R, Riding R (2014) Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and proposal for a quantitative approach. *Sediment Geol* 300:11–27
- Suárez-González P, Arenas-Abad C, Pomar L, Benito MI (2017) “Giant microbialites”: from thrombolites to stromatolites and back again. Upper Miocene, Mallorca (Spain). In: *Lyell Meeting 2017; Sticking together: microbes and their role in forming sediments*, London, March 2017. Abstract book. The Geological Society, London, p 104–105
- Suárez-González P, Arenas C, Benito, M.I., Pomar L (submitted) Interplay between biotic and environmental conditions in pre-salt Messinian microbialites of the western Mediterranean (Upper Miocene, Mallorca, Spain). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*
- Surdam RC, Wray JL (1976) Lacustrine stromatolites, Eocene Green River Formation, Wyoming. In: Walter MR (ed) *Stromatolites, Developments in Sedimentology* vol 20. Elsevier, pp 535–541
- Tang D, Shi X, Jiang G (2014) Sunspot cycles recorded in Mesoproterozoic carbonate biolaminites. *Precambrian Res* 248:1–16
- Tosti F, Riding R (2017) Fine-grained agglutinated elongate columnar stromatolites: Tieling Formation, ca 1420 Ma, North China. *Sedimentology* 64(4):871–902
- Urgeles, R., Camerlenghi A, García-Castellanos D, De Mol B, Garcés M, Vergés J, Haslamk I, Hardman M (2011) New constraints on the Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean. *Basin Res* 23:123–145
- Vázquez-Urbez M (2008) Caracterización y significado ambiental de depósitos tobáceos neógenos en la Cuenca del Ebro. Comparación con ambientes cuaternarios. PhD Thesis, Universidad de Zaragoza, Zaragoza
- Vázquez-Urbez M, Osácar-Soriano MC, Arenas-Abad MC, Sancho-Marcén C, Auqué-Sanz LF (2005) Variabilidad de la señal isotópica (δC^{13} y δO^{18}) del sistema tobáceo actual del Parque del Monasterio de Piedra (provincia de Zaragoza). *Geotemas*, Madrid 8:119–123
- Vázquez-Urbez M, Arenas C, Sancho C, Osácar C, Auqué L, Pardo G (2010) Factors controlling present-day tufa dynamics in the Monasterio de Piedra Natural

- Park (Iberian Range, Spain): depositional environmental settings, sedimentation rates and hydrochemistry. *Int J Earth Sci* 99(5):1027–1049
- Vázquez-Urbez M, Arenas C, Pardo G, Pérez-Rivarés J (2013) The effect of drainage reorganization and climate on the sedimentologic evolution of intermontane lake systems: The final fill stage of the Tertiary Ebro Basin (Spain). *J Sediment Res* 83(8):562–590
- Vennin E, Bouton A, Bourillot R, Pace A, Roche A, Brayard A, Thomazo C, Virgone A, Gaucher E, Desaubliaux G, Visscher P (2018) The lacustrine microbial carbonate factory of the successive Lake Bonneville and Great Salt Lake, Utah, USA. *Sedimentology*. <https://doi.org/10.1111/sed.12499>
- Verrecchia EP, Freytet P, Julien J, Baltzer F (1997) The unusual hydrodynamic behaviour of freshwater oncolites. *Sediment Geol* 113:225–243
- Walter MR (1972) Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. *Special Publications of Palaeontology* 11, 256
- Walter MR, Ed (1976) *Stromatolites*. *Developments in sedimentology* 20, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam
- Zamarreño I, Anadón P, Utrilla R (1997) Sedimentology and isotopic composition of Upper Palaeocene to Eocene non-marine stromatolites, eastern Ebro Basin, NE Spain. *Sedimentology* 44:159–176

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

A continuación, se exponen de manera resumida las principales conclusiones de este trabajo. En primer lugar, referidas a aspectos sedimentológicos, geoquímicos y cicloestratigráficos del sistema lacustre mioceno estudiado en la Sierra de Alcubierre (unidades tectosedimentarias T5, T6 y T7) en el sector central de la Cuenca del Ebro. Seguidamente se exponen las principales conclusiones a partir del análisis comparativo con otros ejemplos de estromatolitos lacustres y fluviales.

Desde un punto de vista sedimentológico:

- El estudio sedimentológico se ha realizado a distintas escalas espaciales y temporales. El análisis de facies detallado de 36 secciones, que contienen microbialitas laminadas, y su integración en el contexto de las secuencias lacustres (en las unidades T5, T6 y T7) permite relacionar la morfología externa de los estromatolitos, su estructura interna (formas de crecimiento interno) y su textura con diversos parámetros ambientales (profundidad, hidrodinámica, cantidad de aportes, temperatura, precipitaciones) a distintas escalas espaciales y temporales.
- Las microbialitas presentes en la zona de estudio son fundamentalmente estromatolitos y, en menor proporción, oncolitos. En función de su morfología externa, visible en los afloramientos, se han distinguido: estromatolitos planares, de milímetros a 10 cm de espesor y extensión lateral variable; estromatolitos estratiformes, de 10 a 30 cm de espesor y extensión lateral métrica y decimétrica; estromatolitos con forma de domo, de 10 a 30 cm de espesor y extensión lateral similar. Los estromatolitos estratiformes y los estromatolitos con forma de domo se encuentran asociados lateralmente. Los oncolitos tienen diámetros de 3 a 6 cm y se encuentran en la base de estromatolitos estratiformes o con forma de domo.
- Las diferentes morfologías externas de los estromatolitos se sitúan selectivamente en distintas posiciones en los ciclos de profundización y somerización, indicando variaciones de la energía del medio, del nivel del lago y, por tanto, de salinidad. Se ha propuesto un modelo en el que se muestra la distribución de las diferentes morfologías externas desde el margen hacia el centro del lago.
- Los estromatolitos se desarrollan en zonas someras durante periodos con condiciones de buen tiempo. Su desarrollo puede verse interrumpido por periodos e exposición subaérea y debidos a

procesos erosivos relacionados con mayor oleaje que pueden causar la fragmentación del estromatolito.

- Los estromatolitos son los primeros colonizadores tras los periodos de intenso oleaje o de exposición subaérea. Este hecho revela la capacidad de los tapices microbianos para crecer en condiciones no idóneas, como situaciones muy someras o de alta salinidad.
- Las formas de crecimiento interno (formas planares, domos y columnas) y las características de las láminas (forma y continuidad lateral) reflejan principalmente variaciones en la profundidad, la energía del medio y cantidad de aportes. Las formas planares y las láminas con continuidad lateral se desarrollan en situaciones someras y con poca energía del medio. La evolución vertical en la forma de las láminas, desde formas planas a formas de domos y columnas, y el incremento del relieve sinóptico refleja un ascenso del nivel del lago. La laminación discontinua lateralmente y los espacios inter-domo que contienen micrita, granos aloquímicos y extraclastos, indican condiciones de mayor energía en el medio y aporte de sedimentos, p. ej., interrumpiendo el crecimiento microbiano.
- La composición mineralógica de los estromatolitos es principalmente calcita, con menor proporción (<10 %) de cuarzo, filosilicatos, celestina y yeso. La composición mineralógica de las facies asociadas (calizas laminadas, bioturbadas, margas, lutitas y areniscas) es también calcita con hasta un 40 % de cuarzo, plagioclasas, filosilicatos y aragonito. En la unidad T5 y la parte inferior de la unidad T6 los estromatolitos y las calizas laminadas pueden contener hasta un 70 % de dolomita.
- Se han distinguido cuatro tipos de láminas simples: láminas micríticas oscuras densas, láminas micríticas y microesparíticas claras porosas (*clotted*), láminas micríticas claras densas y láminas esparíticas fibrosas. Los límites entre las láminas claras (densas y porosas) son difusos, mientras que los límites de las láminas oscuras (densas) son netos, especialmente en el techo de estas láminas.
- Las láminas micríticas y microesparíticas se encuentran agrupadas formando dos tipos de láminas compuestas: claras y oscuras, con predominio de uno u otro tipo de láminas simples, y cuyo espesor es de 0,3 a 64 mm.
- Las láminas micríticas y microesparíticas, tanto simples como compuestas se ordenan formando tres patrones de laminación principales: 1) laminación alternante simple (láminas oscuras densas y claras porosas); 2) laminación ciclotémica, en la que se suceden ciclos formados por la sucesión: lámina clara densa, lámina clara porosa y lámina oscura densa; 3) laminación alternante compuesta, en la que alternan láminas oscuras compuestas con láminas claras compuestas o simples.
- El principal proceso en la formación de los estromatolitos sería la precipitación de calcita *in-situ*. Aunque algunas láminas contienen granos aloquímicos e incluso extraclastos, el atrapamiento (*trapping and binding*) no sería el proceso de formación de los estromatolitos en este sistema.

lacustre. Los cambios texturales, que caracterizan los tipos de láminas, serían la respuesta del crecimiento microbiano y la correlativa precipitación mineral a cambios en parámetros físicos y químicos (p. ej., temperatura, contenido en Ca y pH del agua) que, en último término, afectan al nivel de saturación del agua en calcita.

Desde un punto de vista geoquímico:

- El análisis isotópico ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de las diversas facies carbonatadas (calcita) a lo largo de sucesiones que contienen estromatolitos permiten interpretar las variaciones isotópicas en función de las condiciones de depósito y climáticas. Los valores altos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los estromatolitos y calizas laminadas, en comparación con las otras facies carbonatadas, se relacionan con períodos de intensa evaporación, escaso aporte de $^{12}\text{CO}_2$ (seguramente por la escasez del desarrollo vegetal) y prolongado intercambio entre el TDIC del agua y el CO_2 atmosférico. Se sugiere para su formación períodos prolongados de residencia del agua del lago y condiciones lacustres salinas (es decir, baja P/E).
- La composición isotópica de láminas compuestas consecutivas (claras y oscuras) a lo largo de secciones de estromatolitos, muestra una variación cíclica de C y O, que concuerda con la variación textural. Las láminas oscuras (densas) se desarrollarían durante las épocas secas ($\delta^{13}\text{C}_{\text{calcita}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ altos), mientras que las láminas claras (porosas y densas) se desarrollarían en épocas húmedas, con más aporte de agua al lago ($\delta^{13}\text{C}_{\text{calcita}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ bajos). La buena correlación entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en los especímenes de las unidades T5 y T6 es coherente con el contexto de lago cerrado. En la unidad T7 los valores isotópicos son más bajos y con variable correlación, que sugiere más frecuente renovación del agua del lago (más alta P/E), comparado con las unidades infrayacentes.
- El registro de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de un muestreo de alta resolución en 2,1 cm de sección de estromatolito distingue tres ordenes de variaciones cíclicas:
 - ciclos de 3º orden, registrados por las láminas simples, posiblemente formadas por variaciones estacionales de la ratio P/E;
 - ciclos de 2º orden, representados por láminas compuestas, claras u oscuras, reflejo de predominio durante varios años de una ratio P/E alta o baja, respectivamente;
 - ciclos de 1º orden, cada uno formado por la sucesión de una lámina clara y una oscura, ambas compuestas, con incremento hacia valores isotópicos más altos, reflejando una tendencia hacia condiciones más someras del lago debido al decrecimiento de la ratio P/E.
- Las láminas simples claras densas se formarían durante la época lluviosa, en los periodos de otoño y principios de primavera, durante la cual el aporte de agua (enriquecido en ^{16}O) y el CO_2 de origen orgánico generarían valores isotópicamente más negativos en el agua y la calcita que

precipita. A su vez, el aporte de agua favorecería la inclusión de ooides, intraclastos y bioclastos suspendidos en estas láminas. Las láminas simples claras porosas se formarían en los periodos de primavera-inicio del verano, cuando los microbios tendrían desarrollo más rápido por el incremento del aporte de nutrientes, las altas temperaturas y las horas de luz. Las láminas simples oscuras densas se formarían principalmente en verano y quizás principios de otoño, cuando las temperaturas y la evaporación aumentasen, favoreciendo el intercambio entre el TDIC y el CO₂ atmosférico, dando lugar al incremento de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$.

- El patrón cíclico de la composición de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la laminación podría indicar variaciones estacionales de la ratio P/E a la escala de láminas simples, de modo que las parejas de láminas simples claras (porosas y densas) y las láminas oscuras (densas) reflejarían un año, mientras que las láminas compuestas indicarían patrones plurianuales.

Desde un punto de vista cicloestratigráfico:

- El estudio de ciclicidad realizado en este trabajo evidencia la utilidad del análisis espectral (transformada de Fourier y análisis espectrales wavelet) para entender la influencia climática en la laminación estromatolítica en distintas escalas de tiempo.
- Los resultados obtenidos del análisis espectral realizados en datos brutos de luminancia son esencialmente similares a los obtenidos de los valores de espesor de las láminas, aunque los resultados de las series de tiempo de los análisis espectrales basados en datos del espesor de las láminas son más precisos que los obtenidos de los datos brutos de datos luminancia.
- El hecho de que el análisis espectral de las láminas oscuras genere resultados más significativos que las láminas claras o láminas clara-oscura en algunas bandas de frecuencia (5 a 22) podría indicar que los registros sedimentarios formados en las estaciones secas y/o cálidas son un mejor registro de las variaciones climáticas en escalas decadales o multi-decadales.
- Se han contemplado distintos ciclos presentes en la naturaleza como los causantes de la laminación estromatolítica y se ha concluido que el rango de periodicidad de la laminación estromatolítica en los casos estudiados debe encajar en una escala temporal inferior a un año, ser anual o decadal.
- La duración anual asumida de cada pareja de láminas clara-oscura implica que el periodo de tiempo en el que se desarrollan los especímenes de estromatolito estudiados ha sido de entre 120 y 500 años. Las tasas de crecimiento de estos estromatolitos varían entre 0,199 y 0,540 mm año⁻¹. Estas tasas son más altas que las tasas medias de sedimentación estimadas en los intervalos que contienen estromatolitos.
- Los análisis de las series de tiempo muestran periodos significativos persistentes alrededor de 2,5, 3,7, 5, 7, 10 y 22 años. Los periodos de 2,5 años pueden corresponder a la QBO o al

componente bianual de la variabilidad de la ENSO o la NAO. Las bandas de periodos de 3 a 5 y de 5 a 7 años pueden estar unidos a la variabilidad típica de la NAO o ENSO. Las bandas de periodos de 8 a 11 y de 22 a 23 años coinciden con los ciclos de 11 años de Schwabe y de 22 años de Hale.

- Existe una correlación entre los ordenes de ciclicidad basados en los análisis de isótopos estables y los periodos detectados en el análisis de ciclicidad. Los ciclos de 3º orden se identifican con las parejas de láminas clara-oscura (ciclos anuales) empleados en el análisis espectral. Los ciclos de 2º orden (cada lámina clara y oscura compuesta) se pueden correlacionar con los periodos de 3,5, 5, 6 y 8 años, que están correlacionados con la variabilidad de la NAO/ENSO. Los ciclos de 1º orden (parejas de láminas claras y oscuras compuestas sucesivas) se identifican con los periodos de 9-12, y se relacionan con fenómenos como NAO/ENSO o con los ciclos de 11 años de Schwabe.
- Los periodos significativos persistentes detectados por los análisis de las series de tiempo en los estromatolitos estudiados del Mioceno revelan variabilidad climática interanual, decadal e incluso multi-decadal, lo cual reafirma la evidencia de la presencia de unos precursores de ENSO y NAO durante el Mioceno.

De la comparación con otros estromatolitos:

- Basado en la morfología externa y las formas de crecimiento interno, los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre son similares a otros estromatolitos lacustres fósiles y actuales, como es el caso de los sistemas lacustres de la Cuenca Limagne, la Cuenca Bonneville y actual Great Salt Lake. Las morfologías de los estromatolitos se ven condicionadas por las fluctuaciones del nivel del lago (profundidad), las variaciones de energía del medio, la cantidad de aporte de sedimento y la configuración de la superficie que colonizan. En cambio, el mayor relieve morfológico de los estromatolitos formados en sistemas fluviales (p. ej., ríos Piedra y Añamaza) no se observa en los sistemas lacustres, ya que se ven influenciados por otros factores extrínsecos como la corriente unidireccional o la pendiente del sustrato en el que se desarrollan, dando lugar a otras morfologías externas de mayor relieve.
- Las características texturales de las láminas de los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre presentan ciertas similitudes con algunos estromatolitos lacustres eocenos de la Formación Green River (Little Mesa), así como de la Cuenca Bonneville. En todos los casos se reconoce una alternancia de láminas claras y oscuras. Las láminas claras están formadas por micrita o microesparita y las láminas oscuras están formadas por micrita. Sin embargo, no se ha precisado la interpretación acerca de las variaciones texturales entre las láminas.
- A diferencia de los estromatolitos fluviales y oncolitos, los componentes microbianos y estructuras en lagos salinos no son abundantes, probablemente debido a la falta de preservación de los mismos. Además, las láminas tienden a ser lisas en condiciones salinas.

Conclusiones

- En los estromatolitos recientes y fósiles de sistemas lacustres y fluviales comparados en este trabajo, las láminas densas están relacionadas con periodos cálidos y/o secos, y las láminas porosas están relacionadas con periodos fríos y/o lluviosos. En relación con la composición isotópica de la laminación, existen variaciones cíclicas en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de láminas consecutivas, aunque en cada caso las interpretaciones realizadas sobre los factores que influyen en estas variaciones difieren. En el fluvial, la evolución del $\delta^{13}\text{C}$ es irregular, mientras en el lacustre salino es paralela a la del $\delta^{18}\text{O}$. Los datos de $\delta^{18}\text{O}$ en los estromatolitos fluviales registran ante todo las variaciones de temperatura, mientras que en el sistema lacustre cerrado reflejan más el efecto de la evaporación.

CONCLUSIONS

CONCLUSIONS

The main conclusions of this work are summarized below, focusing on sedimentological, geochemical and ciclostratigraphy aspects of the studied lacustrine system from the Miocene of the Sierra de Alcubierre (tectosedimentary units T5, T6 and T7) in the central sector of the Ebro Basin. This is followed by the main outcomes of the comparative analysis with other lacustrine and fluvial stromatolite examples.

From a sedimentology point of view:

- The sedimentological study has been performed at different spatial and temporal scales. The detailed facies analysis of 36 sections, that contain laminated microbialites and their integration within the lacustrine sequences (in units T5, T6 and T7), allow the relation between the stromatolite external morphology, its internal structure (internal growth forms) and its texture with several environmental parameters (depth, hydrodynamics, amount of sediment supply, temperature, precipitations) to be inferred at several temporal and spatial scales.
- The microbialites in the study area are mainly stromatolites and, in less proportion, oncolites. They have been distinguished based on the external morphology visible on the outcrop: thin planar stromatolites, from millimeter to 10 cm thick and variable metric lateral extension; stratiform stromatolites, from 10 to 30 cm thick and metric to decimetric lateral extension; domed stromatolites, from 10 to 30 cm thick and similar lateral extension. Stratiform stromatolites and domed stromatolites are associated laterally. Oncolites have diameters of 3 to 6 cm and they are found at the base of the stratiform and domed stromatolites.
- The different external morphologies of the stromatolites are selectively placed in different positions in the deepening and shallowing cycles, indicating variations in the energy of the environment, the lake level and, therefore, salinity. A model has been proposed showing the distribution of the different external morphologies from the margin to the center of the lake.
- Stromatolites develop in shallow lake areas during periods of fair-weather conditions. Their development can be interrupted by periods of subaerial exposure and by erosional processes related to surge activity, which can cause stromatolite fragmentation.
- Stromatolites are the first colonizers after periods of surge activity or subaerial exposure. This fact reveals the ability of microbial mats to grow under harsh conditions, such as very shallow or

high salinity conditions.

- The internal growth forms (planar forms, domes and columns) and the lamina characteristics (lateral continuity and shape) mainly reflect variations in depth, water energy and amount of sediment supply. The planar forms and the lamina with great lateral continuity develop in shallow situations with low water energy. The upward evolution in the lamina shape, from planar forms to domes and columns, along with the increase in the synoptic relief, reflect a rise in the lake level. The laterally unlinked laminae and inter-dome spaces containing micrite, allochemical and extraclast grains, indicate conditions of higher water energy and sediment supply, i.e., interrupting the microbial growth.
- The mineralogical composition of the stromatolites and is mainly calcite, with a lower proportion (< 10%) of quartz, phyllosilicates, celestine and gypsum. The associated facies (laminated limestones, bioturbated limestones, marls, lutitas and sandstones,) is also calcite with up to 40 % of quartz, plagioclase, phyllosilicates and aragonite. In unit T5 and the lower part of unit T6, stromatolites and laminated limestones can contain up to 70% of dolomite.
- Four types of simple laminae have been distinguished: dark dense micritic laminae, light porous (clotted) micritic and microsparitic laminae, light dense micritic laminae and fibrous sparitic laminae. The boundaries between the light laminae (dense and porous) are diffuse, while the boundaries of the dark lamina (dense) are net, especially at the top of these laminae.
- Micritic and microsparitic laminae can be grouped forming two types of composite laminae: light and dark, with predominance of one or the other type of simple laminae; their thickness is 0.3 to 64 mm.
- Micritic and microsparitic laminae, both simple and composite, are arranged in three main lamination patterns: 1) simple alternating lamination (dark dense and light porous laminae); 2) cyclothemetic lamination, in which cycles are formed by the succession of: light dense lamina, light porous lamina and dark dense lamina; 3) composite alternating lamination, in which dark composite laminae alternate with light composite or simple laminae.
- The main process in the formation of stromatolites would be the *in-situ* precipitation of calcite. Although some laminae contain allochemical grains and even extraclasts, trapping and binding would not be the process of stromatolite formation in this lacustrine system. The textural changes that characterize the types of laminae would be the response of the microbial growth and the correlative mineral precipitation to changes in physical and chemical parameters (e.g., water temperature, Ca content and pH), that ultimately affect the saturation level of the calcite in the water.

From a geochemical point of view:

- The isotopic analysis ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of the different carbonate facies (calcite) through stromatolite-containing successions allow to infer variations in depositional and climatic conditions. The high $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the stromatolites and laminated limestones, in comparison with the other carbonate facies, are related to periods of intense evaporation, low contribution of $^{12}\text{CO}_2$ (probably due to the low vegetal development) and prolonged exchange between TDIC of the water and the atmospheric CO_2 . Prolonged residence periods of water lake and saline conditions are suggested for their formation (i.e., low P/E).
- The isotopic composition of consecutive composite laminae (light and dark) along stromatolite sections shows a cyclic variation of both C and O, which is consistent with the textural variations. Dark (dense) laminae would develop during the dry seasons (high calcite $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$), while light (porous and dense) laminae would develop in wet periods, with more water supply to the lake (low calcite $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$). The good correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in the specimens from units T5 and T6 is consistent with the closed lake context. In unit T7, the isotopic values are lower and with variable correlation, which suggests more frequent renewal of lake water (higher P/E), compared to the underlying units.
- The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ register obtained from a high-resolution sampling in 2.1 cm of a stromatolite section distinguishes three orders of cyclic variations:
 - 3rd order cycles, recorded by simple laminae, possibly formed by seasonal variations of the P/E ratio;
 - 2nd order cycles, represented by composite laminae, light or dark, reflecting a high or low P/E ratio for several years, respectively;
 - 1st order cycles, each formed by the succession of a light and a dark lamina, both composite, showing an upward increase towards higher isotopic values, reflecting a tendency towards shallower lake conditions due to the decrease in the P/E ratio.
- Light dense simple lamina would form during the rainy season, in the fall and early spring, when the water supply (enriched in ^{16}O) and biogenic- CO_2 would generate isotopically low values in water and in the calcite precipitates. In turn, the contribution of water would favor the inclusion of ooids, intraclasts and bioclasts suspended in these laminae. Light porous simple laminae would form in the spring-early summer periods, when microbes would develop faster due to increase of nutrients, high temperatures and daylight hours. Dark dense simple laminae would form mainly in summer and perhaps early fall, when temperatures and evaporation increase, favoring the exchange between TDIC and atmospheric CO_2 , leading to an increase in the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values.
- The cyclic pattern of the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ composition of the lamination at the scale of simple laminae could indicate seasonal variations of the P/E ratio, so that the pairs of light simple

laminae (porous and dense) and dark (dense) simple laminae would reflect a year, while composite laminae would indicate pluriannual patterns.

From a cyclostratigraphic point of view:

- The cyclicity study performed in this work demonstrates the utility of the spectral analysis (Fourier transform and wavelet spectral analysis) to understand the climatic influence on stromatolite lamination at different time scales.
- The results obtained from the spectral analyses performed on raw luminance data are essentially similar to those obtained from the lamina thickness values, although the results of the time series of the spectral analyses based on lamina thickness data are more accurate than those obtained from raw luminance data.
- The fact that the spectral analysis of dark laminae generates more significant results than that of light laminae or light-dark laminae in some frequency bands (5 to 22) could indicate that the sedimentary records formed in dry and/or warm seasons are a better recorders of the climatic variations in decadal or multi-decadal scales.
- Different cycles present in nature have been contemplated as the causes of stromatolite lamination and it has been concluded that the periodicity range of stromatolite lamination in the study cases must fit on a time scale of less than one year, be annual or decadal.
- The assumed annual duration of each pair of light-dark laminae implies that the period of time in which the studied stromatolite specimens developed was between 120 and 500 years. The growth rates of these stromatolites vary between 0.199 and 0.540 mm year⁻¹. These rates are higher than the average sedimentation rates estimated in the intervals containing stromatolites.
- Time series analyses show persistent significant periods around 2.5, 3.7, 5, 7, 10 and 22 years. The 2.5 year periods may correspond to the QBO or the biannual component of the variability of the ENSO or the NAO. The period bands of 3 to 5 and 5 to 7 years can be linked to the typical variability of the NAO or ENSO. The period bands of 8 to 11 and 22 to 23 years coincide with the 11-year cycles of Schwabe and 22 years of Hale.
- There is a correlation between the cyclicity orders based on stable isotope analyses and the periods detected by the cyclicity analysis. The 3rd order cycles are identified with the light-dark couplets (annual cycles) used in the spectral analysis. The 2nd order cycles (each light and dark composite laminae) can be correlated with the periods of 3.5, 5, 6 and 8 years, which are correlated with the variability of the NAO/ENSO. The 1st order cycles (pairs of successive light and dark composite laminae) are identified with the periods of 9-12, and are related to phenomena such as NAO/ENSO or the 11-year Schwabe cycles.
- The significant persistent periods detected by the time series analyses from the stromatolites

studied in the Miocene reveal interannual, decadal and even multi-decadal climatic variability, which reaffirms the evidence of the presence of ENSO and NAO precursors during the Miocene.

From the comparison with other stromatolites:

- Based on the external morphology and internal growth forms, the stromatolites of the Sierra de Alcubierre are similar to other fossil and recent lacustrine stromatolites, as the cases from lake systems of the Limagne Basin, the Bonneville Basin and current Great Salt Lake. The morphologies of the stromatolites are conditioned by lake level fluctuations (depth), variations in the water energy, amount of sediment supply and configuration of the surface that they colonize. In contrast, greater relief morphologies, such as those of the stromatolites formed in river systems (e.g., Piedra and Añamaza rivers) are not seen in the lacustrine systems, as these are influenced by other extrinsic factors such as the unidirectional current or the slope of the substrate on which they develop.
- The textural characteristics of the stromatolite lamination of the Sierra de Alcubierre have certain similarities with some Eocene lacustrine stromatolites of the Green River Formation (Little Mesa), as well as the Bonneville Basin. In all the cases an alternation of light and dark laminae is recognized. The light laminae are formed by micrite or microsparite and the dark laminae are formed by micrite. However, the interpretation of the textural variations between the laminae has not been specified.
- Unlike fluvial stromatolites and oncolites, microbial components and structures in saline lakes are not abundant, likely due to a lack of preservation. Moreover, the laminae tend to be smooth in saline conditions.
- In recent and fossil stromatolites from lacustrine and fluvial systems compared in this work, the dense laminae are related to warm and/or dry periods, and the porous laminae are related to cool and/or rainy periods. In relation to the isotopic composition of the lamination, there are cyclic variations in the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of consecutive laminae, although in each case the interpretations differ. In the river cases, the evolution through time of $\delta^{13}\text{C}$ is irregular, while in the saline lake it is parallel to that of $\delta^{18}\text{O}$. The $\delta^{18}\text{O}$ data in the fluvial stromatolites record primarily temperature variations, while in the closed lake system they reflect more the effect of evaporation.

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA

- Abell, P.I., Awramik, S.M., Osborne, R.H., Tomellini, S., (1982). Plio-pleistocene lacustrine stromatolites from lake Turkana, Kenya: Morphology, stratigraphy and stable isotopes. *Sediment. Geol.* 32, 1–26. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(82\)90011-2](https://doi.org/10.1016/0037-0738(82)90011-2)
- Agustí, J., Anadón, P., Arbiol, S., Cabrera, L., (1985). Biozonación mediante roedores (Mammalia) del tránsito Oligoceno-Mioceno en el sector Sureste de la Cuenca del Ebro. *Paleont. i Evol.* 18, 131–149.
- Agustí, J., Anadón, P., Arbiol, S., Cabrera, L., Colombo, F., Saez, A., (1987). Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-Eastern Spain (Ebro and Campins basins). *Münchner Geowiss. Abh. (A)*, 10, 34–42.
- Agustí, J., Arenas, C., Cabrera, L., Pardo, G., (1994b). Characterization of the Latest Aragonian-Early Vallesian (Late Miocene) in the Central Ebro basin (NE Spain). *Scripta Geol.* 106, 1–10.
- Agustí, J., Barberà, X., Cabrera, L., Parés, J.M., Llenas, M., (1994a). Magnetobiostratigraphy of the Oligocene Miocene transition in the Ebro basin (Eastern Spain): state of the art. *Geowiss. Abh. (A)* 26, 161–172.
- Agustí, J., Cabrera, L., Anadón, P., Arbiol, S., (1988). A Late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain): A potential mammal stage stratotype. *Newsl. Stratigr.* 18, 81–97.
- Agustí, J., Cabrera, L., Garcés, M., Krijgsman, W., Oms, O., Parés, J.M., (2001). A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. *Earth-Sci. Rev.* 52, 247–260.
- Agustí, J., Pérez-Rivarés, F.J., Cabrera, L., Garcés, M., Pardo, G., Arenas, C., (2011). The Ramblian-Aragonian boundary and its significance for the European Neogene continental chronology. Contributions from the Ebro Basin record (NE Spain). *Geobios* 44, 121–134. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2011.01.001>
- Aitken, J.D., (1967). Classification and environmental significance of crytalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of south western Alberta. *J. Sed. Petrol.* 37, 1163–1178.
- Alastrué, E., Almela, A., Ríos, J.M., (1957). *Explicación del Mapa Geológico de la provincia de Huesca*. Mapa Geológico de España, escala 1:200.000, IGME, Madrid, 253 p.
- Aldana, E. J., (1990). Los Castores del Mioceno inferior de la cuenca del Ebro (Sector Centro Occidental). *Geogaceta* 7, 97–99.
- Alley, R.B., Ágústssdóttir, A.M., Fawcett, P.J., (1999). Ice-core evidence of late-Holocene reduction in North Atlantic Ocean heat transport. En: Clark, P.U., Webb, R.S., Keigwin, L.D. (Eds.), *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*. Blackwell Publishing Ltd., pp. 301–312.
- Almela, A., (1962). Tectónica yesífera de la Cuenca del Ebro. I Coloquio Internacional sobre las Obras Públicas en terrenos yesíferos. Servicio Geológico de Obras Públicas 6, 5–11.
- Alonso Zarza, M.A., Calvo, J.P., García Del Cura, M.A., (1992). Palustrine sedimentation and associated features — grainification and pseudo-microkarst — in the Middle Miocene (Inter-mediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sediment. Geol.* 76, 43–61.
- Alonso-Zarza, A.M., (2003). Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Sci. Rev.* 60(3-4), 261-298.
- Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P., (2010). Palustrine carbonates. En: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), *Carbonates in continental settings*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 61, pp. 103–131.
- Álvarez Sierra, M.A., (1987). Estudio sistemático y bioestratigráfico de los Eomyidae (Rodentia) del Oligoceno Superior y Mioceno inferior español. *Scripta Geol.* 86, 1–207.
- Álvarez Sierra, M.A., Daams, R., Lacomba, J.I., López Martínez, N., Van Der Meulen, A.J., Sesé, C., De Viser, J., (1990). Paleontology and biostratigraphy (micromammals) of the continental Oligocene-Miocene deposits of the North-Central Ebro Basin (Huesca, Spain). *Scripta Geol.* 94, 1–77.
- Álvarez Sierra, M.A., Daams, R., Lacomba, J.I., López-Martínez, N., Sacristán-Martín, M.A., (1987). Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain. *Münchner Geowiss. Abh. (A)*, 10, 43–48.
- Anadón, P., Zamarreño, I., (1981). Paleogene Nonmarine Algal Deposits of the Ebro Basin, Northeastern Spain. En: Monty, C.L.V. (Ed.), *Phanerozoic Stromatolites*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 140–154. https://doi.org/10.1007/978-3-642-67913-1_12
- Anderson, R.Y., Dean, W.E., (1988). Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 62, 215–235.

- Anderson, R.Y., (1992). Possible connection between surface winds, solar activity and the Earth's magnetic field. *Nature* 358, 51–53.
- Anderson, T.E, Arthur, M.A., (1983). Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. *Soc. Econ. Pal. Min. Short Course* 10, 1–151.
- Andres, M.S., Reid, R.P., (2006). Growth morphologies of modern marine stromatolites: A case study from Highborne Cay, Bahamas. *Sediment. Geol.* 185, 319–328. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.12.020>
- Andrews, J.E., (2006). Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. *Earth-Sci. Rev.* 75, 85–104. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.08.002>
- Andrews, J.E., Brasier, A.T., (2005). Seasonal records of climatic change in annually laminated tufas: Short review and future prospects. *J. Quat. Sci.* 20, 411–421. <https://doi.org/10.1002/jqs.942>
- Andrews, J.E., Riding, R., Dennis, P.F., (1997). The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 129, 171–189. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00120-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00120-4)
- Andrews, J.T., Jennings, A.E., Kerwin, M., Kirby, M., Manley, W., Miller, G.H., Bond, G., MacLean, B., (1995). A Heinrich-like event, H-0 (DC-0): source(s) for detrital carbonate in the North Atlantic during the Younger Dryas chronozone. *Paleoceanography* 10, 52–943.
- Angulo, A., (2000). *Análisis sedimentario de procesos tectónicos y climáticos en la zona de enlace de las cuencas terciarias del Ebro y del Duero (sector noroccidental de La Rioja y comarca de La Bureba)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 167 p.
- Angulo, A., Bracero, C., Muñoz, A., (2000). Caracterización de las unidades tectosedimentarias de la Comarca de La Bureba (Burgos, España) y su correlación con las cuencas terciarias del Ebro y Duero. *Geotemas* 1 (2), 19–23.
- Appenzeller, C., Stocker, T.F., Ankin, M., (1998). North Atlantic Oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores. *Science* 282, 446–449.
- Arche, A., Evans, G., Clavell, E., (2010). Some considerations on the initiation of the present SE Ebro river drainage system: Post- or pre-Messinian? *J. Iber. Geol.* 36, 73–85.
- Archer, A.W., (1996). Reliability of lunar orbital periods extracted from ancient cyclic tidal rhythmites. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 141, 1–10.
- Archer, A.W., Kuecher, G.J., Kvale, E.P., (1995). The role of tidal-velocity asymmetries in the deposition of silty tidal rhythmites (Carboniferous, eastern Interior Coal Basin, U.S.A.). *J. Sediment. Res.* A65, 408–16.
- Arenas, C., Pardo, G., (1991). Significado de la ruptura entre las Unidades Tectosedimentarias N2 y N3 en el centro de la Cuenca del Ebro. *Geogaceta* 9, 67–70.
- Arenas, C., (1993). *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. 858 p. <https://zaguan.unizar.es/record/70725>.
- Arenas, C., Alonso-Zarza, A.M., Pardo, G., (1999a). Dedolomitization and other early diagenetic processes in Miocene lacustrine deposits, Ebro basin (Spain). *Sediment. Geol.* 125, 23–45.
- Arenas, C., Auqué, L., Osácar, C., Sancho, C., Lozano, M.V., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., (2015). Current tufa sedimentation in a high discharge river: A comparison with other synchronous tufa records in the Iberian Range (Spain). *Sediment. Geol.* 325, 132–157. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.05.007>
- Arenas, C., Cabrera, L., Ramos, E., (2007b). Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca Island (Spain). *Sediment. Geol.* 197, 1–27. doi:10.1016/j.sedgeo.2006.08.009
- Arenas, C., Casanova, J., Pardo, G., (1997). Stable isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 128, 133–155.
- Arenas, C., Gutiérrez, F., Osácar, C., Sancho, C., (2000). Sedimentology and geochemistry of fluvio-lacustrine tufa deposits controlled by evaporite solution subsidence in the central Ebro Depression, NE Spain. *Sedimentology* 47, 883–909. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00329.x>
- Arenas, C., Jones, B., (2017). Temporal and environmental significance of microbial lamination: Insights from Recent fluvial stromatolites in the River Piedra, Spain. *Sedimentology* 64, 1597–1629. <https://doi.org/10.1111/sed.12365>
- Arenas, C., Luzón, A., Pardo, G., (1999b). El Terciario de Los Monegros: registro de la evolución ambiental en una cuenca cerrada. En: Melic, A., Blasco-Zumeta J. (Eds.), *Manifiesto Científico de los Monegros*. Boletín de la Sociedad Entomológica Aragonesa, Zaragoza, 24, pp 51–62.
- Arenas, C., Millán, H., Pardo, G., Pocoví, A., (2001). Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Res.* 13, 65–89.
- Arenas, C., Osácar, M.C., Auqué, L., Sancho, C., (2019). Coupling textural and stable-isotope variations in fluvial stromatolites: Comparison of Pleistocene and recent records in NE Spain. *J. Palaeogeography* 8(1), 13.
- Arenas, C., Osácar, M.C., Auqué, L.F., Andrews, J.E., Pardo, G., Marca, A., Martín-Bello, L., Pérez-Rivarés, F.J., (2018). Seasonal temperatures from $\delta^{18}\text{O}$ in recent Spanish tufa stromatolites: Equilibrium redux! *Sedimentology* 65, 1611–1630. <https://doi.org/10.1111/sed.12440>

- Arenas, C., Pardo, G., (1998). Saline water carbonates as indicators of sedimentary transitions between freshwater carbonate and evaporite environments in Miocene lacustrine deposits of the Ebro Basin (Spain). 15th International Sedimentological Congress, Abstracts, 148–149.
- Arenas, C., Pardo, G., (1999). Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): Sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 151, 127–148. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00025-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00025-5)
- Arenas, C., Pardo, G., (2000). Neogene Lacustrine Deposits of the North-Central Ebro Basin, Northeastern Spain. En: Gierlowski-Kordesh, E.H., Kelts, K.R. (Eds.), *Lake Basins through Space and Time*. AAPG Studies in Geology, pp. 395–406.
- Arenas, C., Pardo, G., Casanova, J., (1993). Bacterial stromatolites in lacustrine Miocene deposits of the Ebro Basin (Aragon, Spain). *Bol. Soc. Paleontol. Ital. Spec.* 1, 9–22.
- Arenas, C., Pardo, G., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M., (2007a). From saline to freshwater lacustrine and fluvio-lacustrine carbonate systems: Neogen evolution of the central Ebro Basin. En: Arenas-Abad, C., Alonso Zarza, A.M., Colombo, F. (Eds.), *Geo-Guías 3, Geological Field Trips to the Lacustrine Deposits of the Northeast of Spain*, 4th International Limnogeology Congress. Barcelona, pp. 51–110.
- Arenas, C., Pomar, L., (2010). Microbial deposits in upper Miocene carbonates, Mallorca, Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 297, 465–485. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.08.030>
- Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Auqué, L., Sancho, C., Osácar, C., Pardo, G., (2014b). Intrinsic and extrinsic controls of spatial and temporal variations in modern fluvial tufa sedimentation: A thirteen-year record from a semi-arid environment. *Sedimentology* 61, 90–132. doi:10.1111/sed.12045
- Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Sancho, C., (2014a). Sedimentology and depositional architecture of tufas deposited in stepped fluvial systems of changing slope: Lessons from the Quaternary Añamaza valley (Iberian Range, Spain). *Sedimentology* 61, 133–171. doi:10.1111/sed.12053
- Arenas-Abad, C., Martín-Bello, L., Pérez-Rivarés, F.J., Santos-Bueno, N., Vázquez-Urbez, M., (2019 in press). Lacustrine and fluvial carbonate microbialites in the Neogene of the Ebro Basin, Spain: a summary of up to date knowledge. En: Rosen, M.R., Park-Bousch, L., Finkelstein, D.B., Pla Pueyo, S. (Eds.), *Limnogeology: progress, challenges and opportunities*. A tribute to Beth Gierlowski-Kordesch. Syntheses in limnogeology. International Association of Limnogeologists (IAL). Springer. ISBN: 978-94-017-9905-8
- Arenas-Abad, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo-Tirapu, G., Sancho-Marcén, C., (2010). Fluvial and Associated Carbonate Deposits. En: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), *Carbonates in Continental Settings*. Elsevier, pp. 133–175. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06103-2](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06103-2)
- Arlegui, L.E., (1996). *Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 650 p.
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., (2001). Geometry and distribution of regional joint sets in a nonhomogeneous stress field: case study in the Ebro Basin, Spain. *J. Struct. Geol.* 23, 297–313.
- Arlegui, L.E., Soriano, M.A., (1998). Characterizing lineaments from satellite images and field studies in the central Ebro basin (NE Spain). *Int. J. Remote Sens.* 19 (16), 3169–3185.
- Armenteros, I., Daley, B., (1998). Pedogenic modification and structure evolution in palustrine facies as exemplified by the Bembridge Limestone (Late Eocene) of the Isle of Wight, southern England. *Sediment. Geol.* 119, 275–295.
- Arp, G., Bielert, F., Hoffmann, V.E., Löffler, T., (2005). Palaeoenvironmental significance of lacustrine stromatolites of the Arnstadt Formation (“Steinmergelkeuper”, Upper Triassic, N-Germany). *Facies* 51, 419–441. <https://doi.org/10.1007/s10347-005-0063-8>
- Arp, G., Bissett, A., Brinkmann, N., Cousin, S., De Beer, D., Friedl, T., Mohr, K.I., Neu, T.R., Reimer, A., Shiraishi, F., Stackebrandt, E., Zippel, B., (2010). Tufa-forming biofilms of German karstwater streams: microorganisms, exopolymers, hydrochemistry and calcification. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 336, 83–118. <https://doi.org/10.1144/SP336.6>
- Arp, G., Reimer, A., Reitner, J., (2003). Microbialite formation in seawater of increased alkalinity, Satonda Crater Lake, Indonesia. *J. Sediment. Res.* 73, 105–127.
- Arp, G., Reimer, A., Reitner, J., (1999). Calcification in cyanobacterial biofilms of alkaline salt lakes. *Eur. J. Phycol.* 0262. <https://doi.org/10.1080/09670269910001736452>
- Arp, G., Wedemeyer, N., Reitner, J., (2001). Fluvial tufa formation in a hard-water creek (Deinschwanger Bach, Franconian Alb, Germany). *Facies* 44, 1–22. doi:10.1007/BF02668163
- Astibia, H., (1986). *Los macromamíferos del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (depresión del Ebro)*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, 265 p.
- Astibia, H., (1987). Los macromamíferos del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Depresión del Ebro, provincia de Zaragoza). *Paleont. i Evol.* 21, 11–42.
- Astibia, H., Mazo, A.V., Morales, J., Sesé, C., Soria, D., Valdés, G.G., (1984). Mamíferos del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Zaragoza). I Congreso Español de Geología I, 383–390.
- Astibia, H., Mazo, A.V., Santafé, J.V., (1987). Los macromamíferos del Mioceno medio de las Yeseras de Monteagudo (Depresión del Ebro, Navarra). IV Congreso Latinoamericano de Paleontología 1, 415–441.

- Astibia, H., Morales, J., (1987). *Triceromeryx turiasonensis* nov. sp. (Palaeomerycidae, Artiodactyla, Mammalia) del Aragoniense medio de la cuenca del Ebro (España). *Paleont. i Evol.* 21, 75–115.
- Astibia, H., Morales, J., Sesé, C., (1981). Tarazona de Aragón. Nueva fauna miocena de vertebrados. *Turiaso* 2, 197–203.
- Auqué, L., Arenas, C., Osácar, C., Pardo, G., Sancho, C., Vázquez-Urbez, M., (2014). Current tufa sedimentation in a changing-slope valley: The River Añamaza (Iberian Range, NE Spain). *Sediment. Geol.* 303, 26–48. doi:10.1016/j.sedgeo.2014.01.008
- Awramik, S.M., Margulis, L., (1974). Definition of stromatolite: *Stromatolite Newsletter*, 2, 5. Unpublished manuscript, cited by Walter, M.R. (1976) on page 1.
- Awramik, S.M., Margulis, L., Barghoorn, E.S., (1976). Evolutionary processes in the formation of *stromatolites*. En: Walter, M.R. (Ed.), *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, pp. 149–162.
- Awramik, S.M., Buchheim, H.P., (2009). A giant, Late Archean lake system: The Meentheena Member (Tumbiana Formation; Fortescue Group), Western Australia. *Precambrian Res.* 174, 215–240.
- Awramik, S.M., Riding, R., (1988). Role of algal eukaryotes in subtidal columnar stromatolite formation. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 85, 1327–1329.
- Awramik, S.M., Buchheim, H.P., (2015). Giant stromatolites of the eocene green river formation (Colorado, USA). *Geology* 43, 691–694. doi:10.1130/G36793.1
- Azanza, B., (1986). Estudio geológico y paleontológico del Mioceno del sector oeste de la comarca de Borja. *Cuad. Estud. Borj.* 17–18, 63–126.
- Azanza, B., Canudo, J.I., Cuenca, G., (1988). Nuevos datos bioestratigráficos del Terciario continental de la Cuenca del Ebro (sector centro-occidental), II Congreso Geológico de España, Comunicaciones, 1, 261–264.
- Babault, J., Loget, N., Van Den Driessche, J., Castellort, S., Bonnet, S., Davy, P., (2006). Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis? *Geomorphology* 81, 155–165.
- Baldwin, M.P., Gray, L.J., Dunkerton, T.J., Hamilton, K., Haynes, P.H., Holton, J.R., Alexander, M.J., Hirota, I., Horinouchi, T., Jones, D.B.A., Marquardt, C., Sato, K., Takahashi, M., (2001). The Quasi-Biennial Oscillation. *Rev. Geophys.* 39, 179–229.
- Barberá, X., (1999). *Magnetoestratigrafía de l'Oligocé del sector sud-oriental de la conca de l'Ebre: Implicacions magnetocronològiques i secuencials*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 247p.
- Barberá, X., Cabrera, L., Marzo, M., Ripepe, M., (1996). Sedimentación lacustre y ciclicidad: las sucesiones fluvio-lacustres del Oligoceno superior del sector SE de la cuenca del Ebro. *Geogaceta* 20(5), 1072–1073.
- Barberá, X., Cabrera, L., Marzo, M., Parés, J.M., Agustí, J., (2001). A complete terrestrial Oligocene magnetobiostratigraphy from the Ebro Basin, Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 187, 1–16.
- Barberá, X., Parés, J. M., Cabrera, L., Anadón, P., (1994). High resolution magnetic stratigraphy across the Oligocene-Miocene boundary in an alluvial-lacustrine sucesion (Ebro Basin, NE Spain). *Phys. Earth Planet. Inter.* 85, 181–193.
- Barlow, L.H., White, J.W.C., Barry, R.G., Rogers, J.C., Grootes, P.M., (1993). The North Atlantic Oscillation signature in deuterium and deuterium excess signals in the Greenland ice sheet Project 2 ice core. *Geophys. Res. Lett.* 20, 2901–2904.
- Bauluz, B., Arenas, C., Fernandez-Nieto, C., Gonzalez Lopez, J.M., (1994). Mineralogy and geochemistry of Miocene deposits at Alcubierre Sierra, central sector of the Ebro Basin, Spain. *Clay Minerals* 29, 391–400.
- Bauluz, B., Arenas, C., Pardo, G., Gonzalez, J.M., (1993). Caracterización mineralógica y geoquímica de los depósitos miocenos con analcima de la Sierra de Alcubierre: sector central de la Depresión del Ebro. *Bol. Soc. Esp. Min.* 16(1), 90–91.
- Berger, A., (1978). Long-Term variations of daily insolation and quaternary climatic changes. *J. Atmos. Sci.* 35, 2362e2367.
- Bertrand-Sarfati, J., (1976). An attempt to classify Late Precambrian stromatolite microstructures. En: Walter, M.R. (Ed.), *Developments in Sedimentology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 251–259.
- Birkel, S. D., Mayewski, P. A., Maasch, K. A., Kurbatov, A. V., Lyon, B., (2018). Evidence for a volcanic underpinning of the Atlantic multidecadal oscillation. *NPJ Climat. Atmos. Sci.* 1(1), 24.
- Birnbaum, S.J., (1976). *Non-marine evaporate and carbonate deposition, Ebro Basin, Spain*. Ph.D. Thesis, Universidad de Cambridge, 149 p.
- Black, M., 1933. The algal sediments of Andros Island, Bahamas. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Series B*, 244, 271–276.
- Bohacs, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E., Mankiewicz, P.J., (2000). Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated-sequence-stratigraphic-geochemical framework. En: Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R. (Eds.), *Lake basins through space and time*. *AAPG Stud. Geol.* 46, 3–34.
- Bosak, T., (2011). Calcite precipitation, microbially induced. En: Reitner, J., Thiel, V. (Eds.), *Encyclopedia of Geobiology*. Springer, Dordrecht, pp. 223–227
- Bosak, T., Liang, B., Wu, T.D., Templer, S.P., Evans, A., Vali, H., Guerquin-Kern, J.L., Klepac-Ceraj, V., Sim, M.S., Mui, J., (2012). Cyanobacterial diversity and activity in modern conical microbialites. *Geobiology* 10, 384–401. <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2012.00334.x>
- Bosak, T., Mariotti, G., MacDonald, F., Perron, T., Pruss, S., (2013). Microbial sedimentology of stromatolites in Neoproterozoic cap carbonates. *Paleontol. Soc. Pap.* 19, 1–25.

- Bosellini, F.R., Perrin, C., (2008). Estimating Mediterranean Oligocene–Miocene sea-surface temperatures: an approach based on coral taxonomic richness. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 258, 71–88.
- Botella, F., 1879. Mapa Geológico de España y Portugal, Escala 1:2.000.000. Instituto Geológico y Minero de España, Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid.
- Bouougri, E.H., Porada, H., (2007). Siliciclastic biolaminites indicative of widespread microbial mats in the Neoproterozoic Nama Group of Namibia. *J. African Earth Sci.* 48, 38–48. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.03.004>
- Bouton, A., Vennin, E., Boule, J., Pace, A., Bourillot, R., Thomazo, C., Brayard, A., Désaubliaux, G., Goslar, T., Yokoyama, Y., Dupraz, C., Visscher, P.T., (2016a). Linking the distribution of microbial deposits from the Great Salt Lake (Utah, USA) to tectonic and climatic processes. *Biogeosciences* 13, 5511–5526. <https://doi.org/10.5194/bg-13-5511-2016>
- Bouton, A., Vennin, E., Pace, A., Bourillot, R., Dupraz, C., Thomazo, C., Brayard, A., Desaubliaux, G., Visscher, P.T., (2016b). External controls on the distribution, fabrics and mineralization of modern microbial mats in a coastal hypersaline lagoon, Cayo Coco (Cuba). *Sedimentology* 63, 972–1016. <https://doi.org/10.1111/sed.12246>
- Brachert, T.C., Reuter, M., Felis, T., Kroeger, K.F., Lohmann, G., Micheels, A., Fassoulas, C., (2006). Porites corals from Crete (Greece) open a window into Late Miocene (10 Ma) seasonal and interannual climate variability. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 81–94. doi:10.1016/j.epsl.2006.03.005
- Bradley, W.H., 1929. Algae reefs and oolites of the Green River formation. *Prof. Pup. US. Geol. Surv.* 154, 203–223.
- Braga, J.C., Martin, J.M., Riding, R., (1995). Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelf-basin transect, Miocene, SE Spain. *Palaios* 10, 347–361.
- Braithwaite, C.J.R., Casanova, J., Frevert, T., Whitton, B.A., (1989). Recent stromatolites in landlocked pools on Aldabra, Western Indian Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 69, 145–165.
- Brasier, A.T., Andrews, J.E., Marca-Bell, A.D., Dennis, P.F., (2010). Depositional continuity of seasonally laminated tufas: Implications for $\delta^{18}\text{O}$ based palaeotemperatures. *Glob. Planet. Change* 71, 160–167. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.03.022>
- Briffa, K.R., (2000). Annual climate variability in the Holocene: interpreting the message of ancient trees. *Quat. Sci. Rev.* 19, 105–87.
- Brock, T.D., (1976). Environmental microbiology of living stromatolites. En: Walter, M.R., (Ed.), *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 20, pp. 141–148.
- Brock, T.D., Madigan, M.T., Martinko, J.M., Parker, J., (1994). *Biology of Microorganisms*. Prentice Hall, New Jersey.
- Brönnimann, S., Xoplaki, E., Casty, C., Pauling, A., Luterbacher, J., (2007). ENSO influence on Europe during the last centuries. *Clim. Dyn.* 28, 181–197. doi:10.1007/s00382-006-0175-z
- Burne, R.V., Moore, L.S., (1987). Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios* 2, 241–254.
- Burton, E.A., Walter, L.M., (1987). Relative precipitation rates of aragonite and Mg calcite from seawater: Temperature or carbonate ion control? *Geology* 15(2), 111–114
- Cabrera, L., (1983). *Estratigrafía y Sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 443 p.
- Caird, R.A., Pufahl, P.K., Hiatt, E.E., Abram, M.B., Dourado, A.R., Kyser, T.K., (2017). Ediacaran stromatolites and intertidal phosphorite of the Salitre Formation, Brazil: Phosphogenesis during the Neoproterozoic Oxygenation Event. *Sediment. Geol.* 350, 55–71. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.01.005>
- Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz-Molina, M., Elízaga, E., Hoyos, M., Martín Suarez, E., Moissenet, E., Muñóz, A., Pérez-García, A., Pérez-González, A., Portero, J.M., Robles, F., Ruiz-Bustos, A., Santisteban, C., Torres, T., van der Meulen, A.J., Vera, J.A., (1993). Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. la Soc. Geol. España* 6(3–4), 29–40.
- Canfield, D.E., Raiswell, R., (1991). Carbonate precipitation and dissolution: its relevance to fossil preservation. En: Allison, P.A., Briggs, D.E.G. (Eds.), *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. Plenum, New York, pp. 411–453.
- Canudo, J.I., Cuenca, G., Odin, G.S., Lago, M., Arranz, E., Cosca, M., (1994). Primeros datos radiométricos de la base del Ramblense (Mioceno inferior) en la Cuenca del Ebro. II Congreso del Grupo Español del Terciario, Comunicaciones, 73–76.
- Canudo, J.I., Lago, M., Cuenca, G., Odin, G.S., (1993). Setting, petrology and geochemistry of a new magmatism of middle Miocene (Basin of the Ebro, Spain). 7th Meeting of the European Union of Geosciences, Abstracts, 528.
- Carroll, A.R., Bohacs, K.M., (1999). Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. *Geology* 27, 99–102.
- Casanova, J., (1986). East African Rift stromatolites. En: Frostick L.E., Renaut, R.W., Reid, I., Tiercelin J.J. (Eds.), *Sedimentation in the African rifts*. Geol. Soc London Spec. Publ. 25, pp. 201–210.
- Casanova, J., (1994). Stromatolites from the East African Rift: a synopsis. En: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C., (Eds), *Phanerozoic Stromatolites II*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 193–226.

- Casanova, J., Hillaire-Marcel, C., (1992). Chronology and paleohydrology of late Quaternary high lake levels in the Manyara basin (Tanzania) from isotopic data (^{18}O , ^{13}C , ^{14}C , Th, U) on fossil stromatolites. *Quat. Res.* 38, 205–226. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(92\)90057-P](https://doi.org/10.1016/0033-5894(92)90057-P)
- Castiella, (1977). Mapa Geológico de España E. 1:50000, hoja 320, Tarazona. IGME, Madrid.
- Chafetz, H.S., Utech, N.M., Fitzmaurice, S.P., (1991). Differences in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ signatures of seasonal laminae comprising travertine stromatolites. *J. Sediment. Petrol.* 61, 1015–1028.
- Chagas, A.A.P., Webb, G.E., Burne, R. V., Southam, G., (2016). Modern lacustrine microbialites: Towards a synthesis of aqueous and carbonate geochemistry and mineralogy. *Earth-Sci. Rev.* 162, 338–363. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.012>
- Chidsey, T.C., Vanden Berg, M.D., Eby, D.E., (2015). Petrography and characterization of microbial carbonates and associated facies from modern Great Salt Lake and Uinta Basin's Eocene Green River Formation in Utah, USA. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 418, 261–286. doi:10.1144/SP418.6
- Christensen, B.E., Characklis, W.G., (1990). Physical and chemical properties of biofilms. En: Characklis, W.G., Marshall, K.C. (Eds.), *Biofilms*. John Wiley & Sons, New York, pp. 93–130.
- CIE International Commission on Illumination. Recommendations on Uniform Color Spaces, Color-Difference Equations, Psychometric Color Terms, Supplement No. 2 to CIE Publication No. 15, Colorimetry, 1971 and 1978.
- Clark, I.D., Fritz, P., (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis, Boca Raton, Florida. 328 pp.
- Cleaveland, M.K., Cook, E.R., Stahle, D.W., (1992). Secular variability of the Southern Oscillation detected in tree-ring data from Mexico and the southern United States. En: Diaz, H.F., Markgraf, V. (Eds.), *El Niño: Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 271–91.
- Cloud, P.E., (1942). Notes on stromatolites. *Am. J. Sci.* 240, 363–379. <https://doi.org/10.2475/ajs.240.5.363>
- Cohen, A.S., Talbot, M.R., Awramik, S.M., Dettman, D.L., Abell, P., (1997). Lake level and paleoenvironmental history of Lake Tanganyika, Africa, as inferred from late Holocene and modern stromatolites. *Bull. Geol. Soc. Am.* 109, 444–460. doi:10.1130/0016-7606(1997)109<0444:LLAPHO>2.3.CO;2
- Cortázar, D., (1885). Bosquejo físico, geológico y minero de la provincia de Teruel. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España XII*, 262–607.
- Costerton, J.W., Geesey, G.G., Cheng, K.J., (1978). How bacteria stick. *Sci. Am.* 238, 86–95.
- Craig, H., (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1833–1834
- Craig, H., (1965). The measurement of oxygen isotope paleotemperature. En: Tongiorgi, E. (Ed.), *Proceedings of the Spoleto Conference on Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Pisa, pp. 161–182.
- Crusafont, M., Pons, J.M., (1969). Nuevos datos sobre el Aquitaniense del N. de la provincia de Huesca. *Acta Geol. Hisp.* 4, 124–125.
- Crusafont, M., Riba, O., Villena, J., (1966b). Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (Río Formiga, Provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 83, 7–14.
- Crusafont, M., Truyols, J., (1961). Identification de l'Aquitaniense continental dans la Bassin de l'Ebre. *Comptes Rendus Acad. Sci. Paris* 252, 919–920.
- Crusafont, M., Truyols, J., Riba, O., (1966a). Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y La Rioja. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* 90 53–76.
- Cuenca, G., Canudo, J.I., (1991). El límite Oligoceno- Mioceno con roedores fósiles en la Cuenca del Ebro: Fraga y Ballobar, Provincia de Huesca. *Azara* 2, 5–19.
- Cuenca, G., (1991). Nuevos datos bioestratigráficos del Mioceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. I Congreso del Grupo Español del Terciario, Comunicaciones, 101–104.
- Cuenca, G., Azanza, B., Canudo, J.I., Fuertes, V., (1989). Los micromamíferos del Mioceno inferior de Peñalba (Huesca). Implicaciones bioestratigráficas. *Geogaceta* 6, 75–77.
- Cuenca, G., Canudo, J.I., Andres, J.A., Laplana, C., (1992a). Los mamíferos del Aragoniense (Mioceno medio) de la cuenca del Ebro (España). III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Simposios, 2, 77–87.
- Cuenca, G., Canudo, J.I., Laplana, C., Andres, J.A., (1992b). Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria de Ebro: ensayo de síntesis. *Acta Geol. Hisp.* 27(1–2), 127–143.
- Cullen, H. M., D'Arrigo, R. D., Cook, E. R., Mann, M. E. (2001). Multiproxy reconstructions of the North Atlantic oscillation. *Paleoceanography* 16(1), 27–39.
- D'Arrigo, R., Cook, E.R., Wilson, R.J., Allan, R., Mann, M.E., (2005). On the variability of ENSO over the past six centuries. *Geophys. Res. Lett.* 32, 1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL022055>
- Daams, R., (1990). Hysodont Myominae (Gliridae, Rodentia) in the Oligocene-Miocene boundary interval of Spain. *Scripta Geol.* 95, 1–63.
- Daams, R., Freudenthal, M., (1981). Aragonian: the Stage concept versus Neogene Mammal Zones. *Scripta Geol.* 62, 1–18.
- Dabkowski, J., Royle, S.H., Antoine, P., Marca-Bell, A., Andrews, J.E., (2015). High-resolution $\delta^{18}\text{O}$ seasonality record in a French Eemian tufa stromatolite (Caours, Somme Basin). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 438,

- 277–284. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.08.017>
- Dansgaard, W., (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16(4), 436–468.
- Darling, G., (2004). Hydrological factors in the interpretation of stable isotopic proxy data present and past: a European perspective. *Quat. Sci. Rev.* 23(7–8), 743–770. doi:10.1016/j.quascirev.2003.06.016.
- De Boer, P.L., Oost, A.P., Visser, M.J., (1989). The diurnal inequality of the tide as a parameter for recognizing tidal influences. *J. Sed. Petrol.* 59, 912–21.
- Decho, A. W., (2000). Microbial biofilms in intertidal systems: an overview. *Cont. Shelf. Res.* 20(10–11), 1257–1273.
- Decho, A.W., (1990). Microbial exopolymer secretions in ocean environments: their role(s) in food webs and marine processes. *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.* 28, 73–154.
- Decho, A.W., Visscher, P.T., Reid, R.P., (2005). Production and cycling of natural microbial exopolymers (EPS) within a marine stromatolite. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 219, 71–86. doi:10.1016/j.palaeo.2004.10.015
- Dekker, A.G., Brando, V.E., Anstee, J.M., (2005). Retrospective seagrass change detection in a shallow coastal tidal Australian lake. *Remote Sens. Environ.* 97(4), 415–433.
- Desborough, G.A., (1978). A biogenic-chemical stratified lake model for the origin of oil shale of the Green River Formation: An alternative to the playa-lake model. *Geol. Surv. Am. Bull.* 89, 961–971. doi:10.1130/0016-7606(1978)89<961
- Desnues, C., Rodriguez-Brito, B., Rayhawk, S., Kelley, S., Tran, T., Haynes, M., Liu, H., Furlan, M., Wegley, L., Chau, B., Ruan, Y., Hall, D., Angly, F.E., Edwards, R.A., Li, L., Thurber, R.V., Reid, R.P., Siefert, J., Souza, V., Valentine, D.L., Swan, B.K., Breitbart, M., Rohwer, F., (2008). Biodiversity and biogeography of phages in modern stromatolites and thrombolites. *Nature* 452(7185), 340.
- Dicke, R.H., (1979). Solar luminosity and the sunspot cycle. *Nature* 280, 24–7.
- Dickson, J.A.D., (1966). Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *J. Sed. Petrol.* 36, 491–505.
- Dietzel, M., Tang, J., Leis, A., Köhler, S.J., (2009). Oxygen isotopic fractionation during inorganic calcite precipitation—Effects of temperature, precipitation rate and pH. *Chem. Geol.* 268(1–2), 107–115.
- Dromart, G., Gaillard, C., Jansa, L.F., (1994). Deep-marine microbial structures in the Upper Jurassic of Western Tethys. En: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic stromatolites II*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 295–318.
- Duke, W.L., (1985). Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentology* 32, 167–194.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C., (2006). Origin of hummocky and swaley cross-stratification - The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34, 1073–1076. doi:10.1130/G22930A.1
- Dunkerton, T.J., (1990). Annual variation of deseasonalized mean flow acceleration in the equatorial lower stratosphere. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 68, 499–508.
- Dupraz, C., Pattisina, R., Verrecchia, E.P., (2006). Translation of energy into morphology: Simulation of stromatolite morphospace using a stochastic model. *Sediment. Geol.* 185, 185–203. doi:10.1016/j.sedgeo.2005.12.012
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S., Visscher, P.T., (2009). Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Sci. Rev.* 96, 141–162. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.005>
- Dupraz, C., Reid, R.P., Visscher, P.T., (2011). Modern microbialites. En: Reitner, J., Thiel, V. (Eds.), *Encyclopedia of Geobiology*. Springer, Berlin, pp. 617–635.
- Dupraz, C., Visscher, P.T., (2005). Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats. *Trends Microbiol.* 13, 429–438.
- Dupraz, C., Visscher, P.T., Baumgartner, L.K., Reid, R.P., (2004). Microbe-mineral interactions: Early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). *Sedimentology* 51, 745–765. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00649.x>
- Eckman, J.E., Andres, M.S., Marinelli, R.L., Bowlin, E., Reid, R.P., Aspden, R.J., Paterson, D.M., (2008). Wave and sediment dynamics along a shallow subtidal sandy beach inhabited by modern stromatolites. *Geobiology* 6, 21–32. doi:10.1111/j.1472-4669.2007.00133.x
- Eggleston, J.R., Dean, W.E., (1976). Freshwater stromatolitic Bioherms in Green Lake New York. En: Walter, M.R. (Ed.), *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, pp. 479–488.
- Ehrlich, H.L., (1998). Geomicrobiology: Its significance for geology. *Earth-Sci. Rev.* 45, 45–60. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(98\)00034-8](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(98)00034-8)
- Embry, A.F., (2009). Practical sequence stratigraphy. Canadian Society of Petroleum Geologists (81 p.). Online at www.cspg.org.
- Encyclopaedia Britannica. North Atlantic Oscillation. <https://www.britannica.com/science/North-Atlantic-Oscillation/images-videos>
- Epstein, S., Graf, D.L., Degens, E.T., (1964). Oxygen isotope studies on the origin of dolomites. En: Craig, H., (Ed.), *Isotopic and Cosmic Chemistry*. North Holland, Amsterdam, pp. 169–180.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., Urey, H.C., (1953). Revised carbonate water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Am. Bull.* 64, 1315–1326.

- Eugster, H.P., Surdam, R.C., (1973). Depositional environment of the Green River Formation of Wyoming: a preliminary report. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84(4), 1115–1120.
- Eyles, N., Clark, B., (1986). Significance of hummocky and swaley cross-stratification in late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario basin, Canada. *Geology* 14, 679–682.
- Farmer, J.D., Des Marais, D.J., (1994). Biological versus inorganic processes in stromatolite morphogenesis: Observations from mineralizing sedimentary systems. *Microb. Mats Struct. Dev. Environ. Significance* 61–68. https://doi.org/10.1007/978-3-642-78991-5_6
- Faure, G., (1998). *Principles and Applications of Geochemistry*. Prentice Hall, Inc. Upper Saddle River, New Jersey, USA. 600 p.
- Feldmann, M., McKenzie, J.A., (1997). Messinian stromatolite-thrombolite associations, Santa Pola, SE Spain: An analogue for the Palaeozoic? *Sedimentology* 44, 893–914. doi:10.1046/j.1365-3091.1997.d01-53.x
- Ferrando, P., (1933). Fisografía del Oligoceno de la cuenca del Ebro. *Revista de la Academia de Ciencias de Zaragoza* XVII, 93–111.
- Fischer, A.G., Herbert, T.D., (1986). Stratification rhythms: Italo-American studies in the Umbrian Facies. *Mem. Soc. Geo. Italiana* 31, 45–51.
- Fischer, A.G., (1964). The Lofers cyclothems of the Alpine Triassic. *Kansas Geol. Surv. Bull.* 169, 107–149.
- Fisher, J.A., Nichols, G.J., Waltham, D.A., (2007). Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sediment. Geol.* 195, 55–73. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.07.005>
- Flügel, E., (2010). *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer Science & Business Media, 916 p.
- Frank, T.D., Lyons, T.W., Lohmann, K.C., (1997). Isotopic evidence for the paleoenvironmental evolution of the mesoproterozoic Helena formation, belt supergroup, Montana, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 5023–5041. doi:10.1016/S0016-7037(97)80341-9
- Frantz, C.M., Petryshyn, V.A., Marengo, P.J., Tripathi, A., Berelson, W.M., Corsetti, F.A., (2014). Dramatic local environmental change during the Early Eocene Climatic Optimum detected using high resolution chemical analyses of Green River Formation stromatolites. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 405, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.04.001>
- Freytet, P., Verrecchia, E.P., (1998). Freshwater organisms that build stromatolites: a synopsis of biocrystallization by prokaryotic and eukaryotic algae. *Sedimentology* 45, 535–563. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1998.00155.x>
- Freytet, P., Verrecchia, E.P., (1999). Calcitic radial palisadic fabric in freshwater stromatolites: Diagenetic and recrystallized feature or physicochemical sinter crust? *Sediment. Geol.* 126, 97–102. doi:10.1016/S0037-0738(99)00034-2
- Freytet, P., Verrecchia, E.P., (2002). Lacustrine and palustrine carbonate petrography: An overview. *J. Paleolimnol.* 27, 221–237. doi:10.1023/A:1014263722766
- Friedman, I., O'Neil, J.R., (1977). Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest: Data of geo-chemistry. Geological Survey Professional Pap. 440-KK, U.S. Government Printing Office
- Friend, P.F., Brazier, S.A., Cabrera, L., Feinster, K.W.A., Shaw, J., (1988-89). Magnetic reversal stratigraphy in the Late Oligocene succession of the Ebro Basin, near Fraga, Province of Huesca, Northern Spain. *Cuad. Geol. Iber.* 12, 121–130.
- Fritz, P., Poplawski, S., (1974). ^{18}O and ^{13}C in the shells of freshwater molluscs and their environments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 24, 91–98.
- Galeotti, S., von der Heydt, A., Huber, M., Bice, D., Dijkstra, H., Jilbert, T., Lanci, L., Reichart, G.J., (2010). Evidence for active El Niño Southern Oscillation variability in the Late Miocene greenhouse climate. *Geology* 38, 419–422. doi:10.1130/G30629.1
- García-Castellanos, D., Larrasoána, J.C., (2015). Quantifying the post-tectonic topographic evolution of closed basins: The Ebro basin (northeast Iberia). *Geology* 43, 663–666. <https://doi.org/doi:10.1130/G36673.1>
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J., Cloetingh, S., (2003). Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *J. Geophys. Res.* 108, 2347. <https://doi.org/10.1029/2002jb002073>
- Garrido Megías, A., (1973). *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 395 p.
- Gasse, F., Fontes, J.C., Plaziat, J.C., Carbonel, P., Kaczmarek, I., De Deckker, P., Soulie-Marsche, I., Callot,., Dupeuble, P.A., (1987). Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lakes from North Sahara. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 60, 1–46.
- Gat, J.R., (1980). Isotope hydrology of very saline lakes. En: Nissenbaum, A. (Ed.), *Hypersaline Brines and Evaporitic Environments*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology* 28, pp. 1–7.
- Gebelein, C.D., (1969). Distribution, morphology, and accretion rate of recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. *J. Sediment. Petrol.* 39, 49–69.

- Gelband, D.S., Edelman-Furstenberg, Y., Stein, M., Starinsky, A., (2019). Formation of lacustrine dolomite in the late Miocene marginal lakes of the East Mediterranean (Northern Israel). *Sedimentology*. <https://doi.org/10.1111/sed.12627>
- Gerdes, G., (2010). What are microbial Mats? En: Seckbach, J., Oren, A. (Eds.). *Microbial Mats Modern and Ancient Microorganisms in Stratified Systems*. Springer, Dordrecht, pp 5–25.
- Gerdes, G., Krumbein, W.E., Reineck, H.E., (1991). Biolaminations—Ecological versus depositional dynamics. En: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Berlin, Springer-Verlag, pp. 592–607.
- Gerdes, G., Krumbein, W.E., (1987). *Biolaminated Deposits*. Springer-Verlag, Berlin, 183 p.
- Gibert, L., Ortí, F., Rosell, L., (2007). Plio-Pleistocene lacustrine evaporites of the Baza Basin (Betic Chain, SE Spain). *Sediment. Geol.* 200(1–2), 89–116.
- Gierlowski-Kordesch, E. H., (2010). Lacustrine carbonates. En: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), *Carbonates in continental settings*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology* 61, pp. 1–101.
- Gleissberg, W., (1939). A long-periodic fluctuation of the sun-spot numbers. *Observatory* 62, 158–159
- Golubic, S., (1976). Organisms that build stromatolites. En: Walter, M.R. (Ed.), *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology*, 20, pp.113–126.
- Golubić, S., (1973). The relationship between bluegreen algae and carbonate deposits. En: Carr, N.G., Whitton, B.A. (Eds.), *The Biology of Blue-Green Algae.*, Blackwell, Oxford, *Botanical Monographs* 9, pp. 434–472.
- Golubić, S., Violante, C., Plenković-Moraj, A., Grgasović, T., (2008). Travertines and calcareous tufa deposits: an insight into diagenesis. *Geol. Croat.* 61, 363–378.
- Gomis, E., (1997). *Precisión sobre la magnetoestratigrafía de las sucesiones del Oligoceno superior-Mioceno inferior en los valles del Cinca, Segre y Ebro (Sector SE de la cuenca del Ebro, provincias de Lleida, Zaragoza y Huesca)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona, 104p.
- Gomis, E., Parés, J.M., Cabrera, L., (1997). Nuevos datos magnetoestratigráficos del tránsito Oligoceno-Mioceno en el sector SE de la Cuenca del Ebro (provincias de Lleida, Zaragoza y Huesca, NE de España). *Acta Geol. Hisp.* 32(3–4), 185–199.
- González, A., (1989). *Análisis tectosedimentario del Terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y cubetas ibéricas marginales*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 507 p.
- González, I., Galán, E., (1984). Mineralogía de los materiales Terciarios del área de Tarazona-Borja-Ablitas (Depresión del Ebro). *Estud. Geol.* 40, 115–128.
- Gradzinski, M., (2010). Factors controlling growth of modern tufa: results of a field experiment. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 336, 143–191. <https://doi.org/10.1144/SP336.8>
- Graf J.W., Carroll A.R., Smith M.E., (2015). Lacustrine Sedimentology, Stratigraphy and Stable Isotope Geochemistry of the Tipton Member of the Green River Formation. En: Smith, M., Carroll A., (Eds.), *Stratigraphy and Paleolimnology of the Green River Formation, Western USA*. Springer, Dordrecht, *Syntheses in Limnogeology*, 1. pp. 31–60. https://doi.org/10.1007/978-94-017-9906-5_3
- Gray, L.J., Woollings, T.J., Andrews, M., Knight, J., (2016). Eleven-year solar cycle signal in the NAO and Atlantic/European blocking. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 142, 1890–1903. doi:10.1002/qj.2782
- Gregg, J.M., Bish, D.L., Kaczmarek, S.E., Machel, H.G., (2015). Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: a review. *Sedimentology* 62, 1749–1769. <https://doi.org/10.1111/sed.12202>.
- Grey, K., (1989). Handbook for the study of stromatolites and associated structures (second draft). En: Kennard, J.M., Burne, R.V. (Eds.), *Stromatolite Newsletter 14*. Bureau Of Mineral Resources, Geology And Geophysics, Canberra, pp. 82–171.
- Grotzinger J.P., Knoll A.H., (1999). Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 27, 313–58.
- Grotzinger, J.P., Rothmans, D.H., (1996). An abiotic model for stromatolite morphogenesis. *Nature* 383, 423–425.
- Haines, P., (1988). Storm-dominated mixed carbonate/ siliciclastic shelf sequence displaying cycles of hummocky cross-stratification, late Proterozoic Wonoka Formation, South Australia. *Sediment. Geol.* 58, 237–254.
- Hall, C.J., Burns, C.W., (2002). Environmental gradients and zooplankton distribution in a shallow, tidal lake. *Archiv für Hydrobiologie* 485–497.
- Hall, J., (1883). Plate VI and explanation: Cryptozoon, N. G., Cryptozoon proliferum n. sp. En: Pierson, H.R. (Ed.), *Thirtysixth annual report of the trustees of the State Museum of Natural History to the legislature*. N. Y. Senate, Albany, paper 1883/53.
- Hamer, J.M.M., Sheldon, N.D., Nichols, G.J., Collinson, M.E., (2007). Late Oligocene-Early Miocene paleosols of distal fluvial systems, Ebro Basin, Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 247, 220–235. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.10.016>
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., (2001). PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontol. Electron.* 4, 1–9. https://palaeoelectronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm.
- Hathaway, D.H., (2010). The Solar Cycle. *Living Rev. Solar Phys.* 7, 1. <https://doi.org/10.12942/lrsp-2010-1>
- Hathaway, D.H., (2015). The solar cycle. *Living Rev. Solar Phys.* 12, 4. <https://doi.org/10.1007/lrsp-2015-4>.

- Heinrich, H., (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quat. res.* 29(2), 142–152.
- Herbert, T.D., Fischer, A.G., (1986). Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy. *Nature* 321(6072), 739.
- Hernández Pacheco, R., (1949). Las Bardenas Reales. Rasgos fisiográficos y geológicos. *Príncipe de Viana* 37, 427–440.
- Hilgen, F.J., Abdul Aziz, H., Krijgsman, W., Raffi, I., Turco, E., (2003). Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Serravallian and lower Tortonian at Monte dei Corvi (Middle-Upper Miocene, northern Italy). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 199, 229–264.
- Hilgen, F.J., Schwarzacher, W., Strasser, A., (2004). Concepts and definitions in Cyclostratigraphy (second report of the Cyclostratigraphy Working Group). *SEPM Special Publication* 81, 303–305.
- Hirst, J.P.P., (1983). Oligo-Miocene alluvial systems in the northern Ebro Basin, Huesca Province, Spain. PhD Thesis, University of Cambridge, 247 p.
- Hirst, J.P.P., Nichols, G.J., (1986). Thrust tectonic controls on the Miocene distribution patterns, Southern Pyrenees. En: Allen, Ph., Homewood, P. (Eds.), *Foreland Basins*. IAS Special Publication, 8, pp. 247–258.
- Hoefs, J., (1987). *Stable Isotope Geochemistry*. Berlin, Springer, 241p.
- Hofmann, H.J., (1969). *Attributes of stromatolites*. Department of Energy, Mines and Resources, Geol. Surv. Canada 69(39), 58 p. <https://doi.org/10.1126/science.ns-6.149S.521-a>
- Hofmann, H.J., (1973). Stromatolites: Characteristics and Utility. *Earth-Sci. Rev.* 9, 339–373.
- Hogan, P.J., (1993). *Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the southwest Pyrenean foreland basin, northern Spain*. PhD Thesis, University of Southern California, 220 p.
- Hogan, P.J., Burbank, D.W. (1996). Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierras, Southern Pyrenees. En: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 153–160.
- Horita, J., (2014). Oxygen and carbon isotope fractionation in the system dolomite-water-CO₂ to elevated temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 129, 111–124. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.12.027>
- Horodyski, R.J., Vonder Haar, S.P., (1975). Recent calcareous stromatolites from Laguna Mormona (Baja California) Mexico. *J. Sed. Petrol.* 45, 894–906
- Horodyski, R.J., (1977). Environmental influences on columnar stromatolite branching patterns: examples from the Middle Proterozoic Belt Supergroup, Glacier National Park, Montana. *J. Paleontol.* 51, 661–671.
- Hudson, J.D., (1970). Algal limestones with pseudomorphs after gypsum from the Middle Jurassic of Scotland. *Lethaia* 3, 11–40.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., (2003). An overview of the North Atlantic Oscillation, En: Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M. (Eds.), *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Geophysical Monograph Series 134, pp. 1–35. doi:10.1029/134GM01
- Imbrie, J., Imbrie, K.P., (1979). *Ice Ages, Solving the Mystery*. Enslow Publishers, Short Hills, New Jersey, 224 p.
- Jahnert, R.J., Collins, L.B., (2011). Significance of subtidal microbial deposits in Shark Bay, Australia. *Mar. Geol.* 286, 106–111.
- Jahnert, R.J., Collins, L.B., (2013). Controls on microbial activity and tidal flat evolution in Shark Bay, Western Australia. *Sedimentology* 60, 1071–1099.
- Jahnert, R.J., Collins, L.B., (2012). Characteristics, distribution and morphogenesis of subtidal microbial systems in Shark Bay, Australia. *Mar. Geol.* 303–306, 115–136.
- James, N.P., Jones, B., (2015). *Origin of Carbonate Sedimentary Rocks*. John Wiley & Sons, Oxford, 464 p.
- Jones, C., (1981). Periodicities in stromatolite lamination from the Early Proterozoic Hearne Formation, Great Slave lake, Canada. *Palaeontology* 24, 231–250.
- Jones, M.A., Heller, P.L., Roca, E., Garcés, M., Cabrera, L., (2004). Time lag of syntectonic sedimentation across an alluvial basin: theory and example from the Ebro Basin, Spain. *Basin Res.* 16, 467–488.
- Kalkowsky, E., (1908). Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 60, 68–125.
- Kano, A., Hagiwara, R., Kawai, T., Hori, M., Matsuoka, J., (2007). Climatic conditions and hydrological change recorded in a high-resolution stable-isotope profile of a recent laminated tufa on a subtropical island, southern Japan. *J. Sediment. Res.* 77, 59–67. <https://doi.org/10.2110/jsr.2007.006>
- Kano, A., Matsuoka, J., Kojo, T., Fujii, H., (2003). Origin of annual laminations in tufa deposits, southwest Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 191, 243–262. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(02\)00717-4](https://doi.org/10.1016/0031-0182(02)00717-4)
- Kawai, T., Kano, A., Hori, M., (2009). Geochemical and hydrological controls on biannual lamination of tufa deposits. *Sediment. Geol.* 213, 41–50. doi:10.1016/j.sedgeo.2008.11.003
- Kelts, K., Talbot, M., (1990). Lacustrine Carbonates as Geochemical Archives of Environmental Change and Biotic/Abiotic Interactions. En: Tilzer, M.M., Serruya, C. (Eds.), *Large Lakes: Ecological Structure and Function*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 288–315. https://doi.org/10.1007/978-3-642-84077-7_15
- Kennard, J.M., (1994). Thrombolites and stromatolites within shale-carbonate cycles, Middle–Late Cambrian Shannon Formation, Amadeus Basin, central Australia. En: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*. Kluwer, Dordrecht, pp. 443–471.
- Kennard, J.M., Burne, R.V., (1989). *Stromatolite Newsletter* 14. Bureau of Mineral Resources, Geology and

- Geophysics, Canberra, Australia, 171 p.
- Kennard, J.M., James, N.P., (1986). Thrombolites and stromatolites: two distinct types of microbial structures. *Palaios* 1, 492–503.
- Kennedy, J.A., Brassell, S.C., (1995). Molecular records of twentieth-century El Niño events in laminated sediments from the Santa Barbara basin. *Nature* 357, 62–4
- Kenward, P.A., Fowle, D.A., Goldstein, R.H., Ueshima, M., González, L.A., Roberts, J.A., (2013). Ordered low-temperature dolomite mediated by carboxyl-group density of microbial cell walls. *AAPG Bull.* 97, 2113–2125. DOI: 10.1306/05171312168.
- Kim, S.T., O'Neil, J.R., (1997). Equilibrium and non-equilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochim. Cosmoch. Acta* 61, 3461–3475.
- Kloosterboer-Van Hoeve, M.L., Steenbrink, J., Visscher, H., Brinkhuis, H., (2006). Millennial-scale climatic cycles in the Early Pliocene pollen record of Ptolemais, northern Greece. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 229, 321–334. doi:10.1016/j.palaeo.2005.07.002
- Koban, C.G., Schweigert, G., (1993). Microbial Origin of Traverine Fabrics- Two examples from Southern Germany (Pleistocene Stuttgart Travertines and Miocene Riedóschingen Travertine). *Facies* 29, 251–263.
- Kodera, K., Kuroda, Y., (2005). A possible mechanism of solar modulation of the spatial structure of the North Atlantic Oscillation. *J. Geophys. Res.* 110, 1–9. doi:10.1029/2004JD005258
- Krumbein, W.E., (1983). Stromatolites-the challenge of a term in space and time. *Precambrian Res.* 20, 493–531.
- Krumbein, W.E., Brehm, U., Gorbushina, A.A., Levit, G., Palinska, K.A., (2003). Biofilm, biodictyon and biomat – biolaminites, oolites, stromatolites– geophysiology, global mechanism and parahistology. En: Krumbein, W.E., Paterson, D.M., Zavarzin, G.A. (Eds.), *Fossil and Recent Biofilms*. Kluwer, Dordrecht, pp. 1–27.
- Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143–147.
- Lacarra, E., (1920). Hallazgo importante en las Yeseras de Monteagudo (Navarra) (conclusión). *Boletín de la Provincia de San Nicolás de Tolentino de Filipinas*, 120, 385–392
- Lacomba, J.I., (1987). *Estudio de las faunas de micromamíferos del Oligoceno superior y Mioceno inferior en las cuencas de Loranca, Ebro riojano y Ebro aragonés. Aspectos paleoecológicos*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 403 p.
- Lafuente, P., Rodríguez-Pascua, M.A., Simón, J.L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., (2008). Sismitas en depósitos pliocenos y pleistocenos de la fosa de Teruel. *Rev. la Soc. Geol. España* 21(3–4), 133–149.
- Lago, M., Cuenca, G.; Canudo, J.I., Arranz, E., (1993). Composición geoquímica del magmatismo Mioceno medio del sector de Lanaja-Peñalba (Cuenca del Ebro, Huesca). V Congreso de geoquímica de España, Comunicaciones, 66–71.
- Langmuir, D., (1997). *Aqueous Environmental Chemistry*. Prentice-Hall, New Jersey, 600 pp.
- Larrasoaña, J.C., Murelaga, X., Garcés, M., (2006). Magnetobiochronology of Lower Miocene (Ramblian) continental sediments from the Tudela Formation (western Ebro basin, Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 243, 409–423.
- Lawrence, J.R., Wolfaardt, G.M., Korber, D.R., (1994). Determination of diffusion coefficients in biofilms by confocal laser microscopy. *Appl. Environ. Microbiol.* 60, 1166–1173
- Leggitt, V.L., Cushman, R.A., (2001). Complex caddisfly-dominated bioherms from the Eocene Green River Formation. *Sediment. Geol.* 145, 377–396. doi:10.1016/S0037-0738(01)00155-5
- Leng, M.J., Marshall, J.D., (2004). Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quat. Sci. Rev.* 23, 811–831. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.012>
- Lenz, O.K., Wilde, V., Riegel, W., Harms, F.J., (2010). A 600 k.y. record of El Niño-Southern Oscillation (ENSO): Evidence for persisting teleconnections during the Middle Eocene greenhouse climate of Central Europe. *Geology* 38, 627–630. doi:10.1130/G30889.1
- Lepot, K., Benzerara, K., Rividi, N., Cotte, M., Brown, G.E., Philippot, P., (2009). Organic matter heterogeneities in 2.72 Ga stromatolites: Alteration versus preservation by sulfur incorporation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 6579–6599. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.08.014>
- Lettéron, A., Hamon, Y., Fournier, F., Séranne, M., Pellenard, P., Joseph, P., (2018). Reconstruction of a saline, lacustrine carbonate system (Priabonian, St-Chaptes Basin, SE France): Depositional models, paleogeographic and paleoclimatic implications. *Sediment. Geol.* 367, 20–47. doi:10.1016/j.sedgeo.2017.12.023
- Li, D., Xiao, Z., (2018). Can solar cycle modulate the ENSO effect on the Pacific/North American pattern? *J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys.* 167, 30–38. doi:10.1016/j.jastp.2017.10.007
- Li, H., Ku, T., (1997). $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{C}$ covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 133, 69–80.
- Li, Y., Lau, N.C., (2012). Impact of ENSO on the atmospheric variability over the North Atlantic in late Winter-Role of transient eddies. *J. Clim.* 25, 320–342. doi:10.1175/JCLI-D-11-00037.1
- Lindholm, R.C., Finkelman, R.B., (1972). Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron. *J. Sediment. Res.* 42, 239–242.

- Llamas, M.R., (1959b). *Estudio geológico-técnico de los terrenos yesíferos de la cuenca del Ebro y de los problemas que plantean en los canales*. Tesis doctoral, Universidad de Madrid. Publicada en el Boletín del Servicio Geológico de Obras Públicas, 12, 1962, 192 p.
- Llamas, M.R., (1959a). Las minas de sal gema de Remolinos (Zaragoza) y la geología de sus proximidades. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 57, 33–47.
- Logan, B.W., Rezak, R., Ginsburg, R.N., (1964). Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. Geol.* 72, 68–83. doi:10.1086/626965
- Lomb, N.R., (1976). Least-squares frequency analysis of unequally spaced data. *Astrophys. Space Sci.* 39, 447–462.
- López-Blanco, C., Andrews, J., Dennis, P., Rosa, M., Vicente, E., (2016). North Atlantic Oscillation recorded in carbonate $\delta^{18}\text{O}$ signature from Lagunillo del Tejo (Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 441, 882–889. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.10.037>
- Luzón, A., (1994). *Los materiales del tránsito Oligoceno-Mioceno del sector centro-oriental de la Depresión del Ebro: análisis estratigráfico e interpretación evolutiva*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 259 p.
- Luzón, A., (2001). *Análisis tectosedimentario de los materiales terciarios continentales del sector central de la Cuenca del Ebro (provincias de Huesca y Zaragoza)*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 465 p.
- Luzón, A., (2005). Oligocene-Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sediment. Geol.* 177, 19–39.
- Luzón, A., González, A., (2000). Sedimentology and evolution of a Paleogene-Neogene shallow carbonate lacustrine system, Ebro Basin, northeastern Spain. En: Gierlowsky-Kordesch, E.H., Kelts, K. (Eds.), *Lake basins through space and time*. AAPG Studies in Geology, 46, pp. 407–416.
- Luzón, A., González, A., Muñoz, A., Sánchez-Valverde, B., (2002). Upper Oligocene-Lower Miocene shallowing-upward lacustrine sequences controlled by periodic and non-periodic processes (Ebro Basin, northeastern Spain). *J. Paleolimnol.* 28, 441–456.
- Madigan, M.T., Martinko, J.M., Dunlap, P.V., Clark, D.P., (2009). *Brock biology of microorganisms*. Benjamin Cummings, San Francisco 1061 pp.
- Mallada, L., (1978). *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca*. Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid, 432 p.
- Mandado, J., (1987). *Litogacies yesíferas del sector aragonés de la Cuenca terciaria del Ebro. Petrogénesis y geoquímica*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 442 p.
- Manzo, E., Perri, E., Tucker, M.E., (2012). Carbonate deposition in a fluvial tufa system: processes and products (Corvino Valley - southern Italy). *Sedimentology* 59, 553–577. doi:10.1111/j.1365-3091.2011.01266.x
- Martín Bello, L., Arenas Abad, C., Alonso Zarza, A.M., Pardo Tirapu, G., (2016). Características texturales y variaciones morfológicas de los estromatolitos lacustres del Mioceno de la Sierra de Alcubierre (Cuenca del Ebro): interpretación sedimentológica preliminar. *Geo-Temas* 16, 637–640.
- Martín Donayre, F., (1866). Mapa provincial de Zaragoza, esc. 1:400.000. Instituto Geológico y Minero de España, Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid.
- Martín Donayre, F., (1873). *Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza*. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid, 128 p.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Riding, R., (1993). Siliciclastic stromatolites and thrombolites, late Miocene, S.E. Spain. *J. Sediment. Petrol.* 63, 131–139.
- Martín-Algarra, A., Vera, J.A., (1994). Mesozoic pelagic phosphate stromatolites from the Penibetic (Betic Cordillera, Southern Spain). En: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic stromatolites II*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 345–391.
- Martin-Bello, L. Arenas Abad, C., Alonso Zarza, A.M., (2017). Preliminary interpretation of the stable-isotope composition in lacustrine stromatolites of the Sierra de Alcubierre (Miocene, Ebro Basin, Spain). *Geogaceta* 61, 171–174.
- Martin-Bello, L. Arenas Abad, C., Jones, B., (2019a). Lacustrine stromatolites: useful structures for environmental interpretation – an example from the Miocene Ebro Basin. *Sedimentology* 66, 2098–2133.
- Martin-Bello, L., Arenas Abad, C., Andrews, J., Alonso-Zarza, A.M., Marca, A., (2019b). Lacustrine stromatolites as multi-scale recorders of climate change: insights from the Miocene Ebro Basin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 530, 312–329.
- Mason, G.M., Surdam, R.C., (1992). Carbonate mineral distribution and isotope-fractionation: An approach to depositional environment interpretation, Green River Formation, Wyoming, USA. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 101(3–4), 311–321.
- Mata, P., Pérez, A., López-Aguayo, F., (1988). Mineralogía de los depósitos lacustres del Terciario de Borja-La Muela (borde S de la Depresión del Ebro, Zaragoza). *Bol. Soc. Esp. Min.* 11, 50–52.
- Mata, P., Pérez, A., López-Aguayo, F., (1989). Mineralogía de los depósitos lacustres del Terciario de Borja-La Muela (borde sur de la Depresión del Ebro). *Bol. Soc. Esp. Min.* 12, 213–220.
- Mather, C.C., Skrzypek, G., Dogramaci, S., Grierson, P.F., (2018). Paleoenvironmental and paleohydrochemical conditions of dolomite formation within a saline wetland in arid northwest Australia. *Quat. Sci. Rev.* 185, 172–188. doi:10.1016/j.quascirev.2018.02.007

- Matsuoka, J., Kano, A., Oba, T., Watanabe, T., Sakai, S., Seto, K., (2001). Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 31–44. doi:10.1016/S0012-821X(01)00435-6
- McKenzie, J.A., (1985). Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. En: Stumm, W. (Ed.), *Chemical Processes in Lakes*. Wiley, New York, 99–118.
- McSwain, B.S., Irvine, R.L., Hausner, M., Wilderer, P.A. (2005). Composition and distribution of extracellular polymeric substances in aerobic flocs and granular sludge. *Appl. Environ. Microbiol.* 71(2), 1051-1057.
- Mein, P., (1975). Résultats du groupe de travail des vertébrés: biozonation du Néogène méditerranéen à partir des mammifères. En: Senes, J. (Ed.), *Report on Activity of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy (RCMNS)*. Working Groups, Bratislava, pp. 77–81.
- Mercedes-Martín, R., Salas, R., Arenas, C., (2014). Microbial-dominated carbonate platforms during the Ladinian rifting: Sequence stratigraphy and evolution of accommodation in a fault-controlled setting (Catalan Coastal Ranges, NE Spain). *Basin Res.* 26, 269–296. <https://doi.org/10.1111/bre.12026>.
- Mertz-Kraus, R., Brachert, T.C., Reuter, M., Galer, S.J.G., Fassoulas, C., Iliopoulos, G., (2009). Late Miocene sea surface salinity variability and paleoclimate conditions in the Eastern Mediterranean inferred from coral aragonite $\delta^{18}\text{O}$. *Chem. Geol.* 262, 202–216. doi:10.1016/j.chemgeo.2009.01.010
- Monty, C., (1965). Recent algal stromatolites in the Windward lagoon, Andros Island, Bahamas. *Annls Soc. géol. Belg.* 88, 269–276.
- Monty, C., (1967). Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, eastern Andros Island, Bahamas. *Annls Soc. géol. Belg.* 90, 57–93.
- Monty, C., (1981). Spongiosromate vs. porostromate stromatolites and oncolites. En: Monty, C. (Ed.), *Phanerozoic Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 1–4.
- Monty, C.L.V., (1978). Monospecific stromatolites from the Great Barrier Reef track and their paleontological significance. *Ann. Soc. Géol. Belg.* 101, 163–171.
- Monty, C.L.V. (1965). Recent algal stromatolites in the Windward Lagoon, Andros Island, Bahamas. *Ann. Soc. Géol. Belg.* 88, 269–276.
- Monty, C.L.V., (1977). Evolving concepts on the nature and the ecological significance of stromatolites. En: Flugel, E. (Ed.), *Fossil Algae*. Springer, Berlin, pp. 15–35.
- Monty, C.L.V., (1976). The origin and development of cryptalgal fabrics. En: Walter, M.R. (Ed.), *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, pp. 193–249.
- Monty, C.L.V., Mas, J.R., (1981). Lower Cretaceous (Wealdian) blue-green algal deposits of the province of Valencia, Eastern Spain. En: Monty, C.L.V. (Ed.), *Phanerozoic Stromatolites*. Springer, Berlin, pp. 85–120
- Muñoz, A., (1991). *Análisis tectosedimentario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja)*. Tesis doctoral, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Riojanos, Serie Ciencias Tierra, 15, Logroño, 1992, 347pp.
- Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pardo, G., Pérez, A., Villena, J., (2002a). Ebro Basin (Northeastern Spain), En: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society of London, pp. 301–309.
- Muñoz, A., Bartolomé, M., Muñoz, A., Sancho, C., Moreno, A., Hellstrom, J.C., Osácar, M.C., Cacho, I., (2015). Solar influence and hydrological variability during the Holocene from a speleothem annual record (Molinos Cave, NE Spain). *Terra Nov.* 27, 300–311. doi:10.1111/ter.12160
- Muñoz, A., Ojeda, J., Sánchez-Valverde, B., (2002b). Sunspot-like and ENSO/NAO-like periodicities in lacustrine laminated sediments of the Pliocene Villarroya Basin (La Rioja, Spain). *J. Paleolimnol.* 27, 453–463.
- Murelaga, X., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M., Zuluaga, M.C., (2008). Nuevos datos bioestratigráficos y paleoecológicos del Mioceno medio (Aragoniense) del área de Tarazona de Aragón (Cuenca del Ebro, provincia de Zaragoza, España). *Ameghiniana* 45(2), 393–406.
- Ndiaye, M., (2007-9. Amultipurpose software for signal analysis. Thèse de Doctorat, Université de Genève, 118 p.
- Ndiaye, M., Davaud, E., Ariztegui, D., Fall, M., (2012). A semi automated method for laminated sediments analysis. *Int. J. Geosci.* 3, 206–210.
- Nehza, O., Woo, K.S., Lee, K.C., (2009). Combined textural and stable isotopic data as proxies for the mid-Cretaceous paleoclimate: A case study of lacustrine stromatolites in the Gyeongsang Basin, SE Korea. *Sediment. Geol.* 214, 85–99. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.03.012>
- Neumann, A.G., Gebelin, C.D., Scoffin, T.P., (1970). The composition, structure and erodability of subtidal mats, Abaco, Bahamas. *J. Sed. Petrol.* 40, 274–297.
- Newton, M.S., (1994). Holocene fluctuations of Mono Lake, California: the sedimentary record. *SEPM Special Publication* 50.
- Nichols, G.J., (1984). *Thrust tectonics and alluvial sedimentation, Aragón, Spain*. PhD Thesis, Univ. of Cambridge, 243 p.
- Noffke, N., Awramik, S.M., (2013). Stromatolites and MISS — Differences between relatives. *GSA Today* 23, 4–9. <https://10.1130/GSATG187A.1>
- Northrop, D.A., Clayton, R.N., (1966). Oxygen isotope fractionation in systems containing dolomite. *J. Geol.* 74, 174–196.

- Nuzhdina, M.A., (2002). Connection between ENSO phenomena and solar and geomagnetic activity. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2, 83–89
- Oberhänsli, H., Allen, P.A., (1987). Stable isotopic signatures of tertiary lake carbonates, Eastern Ebro Basin, Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 60, 59–75. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(87\)90024-1](https://doi.org/10.1016/0031-0182(87)90024-1)
- Odin, G.S., Cuenca, G., Canudo, J.L., Cosca, M., Lago, M., (1997). Biostratigraphy and geochronology of a Miocene continental volcanoclastic layer from the Ebro basin, Spain. En: Montanary, A., Odin, G.S., Coccioni, R. (Eds.), *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*. Elsevier, Developments in Palaeontology and Stratigraphy 15, pp. 297–310.
- Okumura, T., Takashima, C., Kano, A., (2013a). Textures and processes of laminated travertines formed by unicellular cyanobacteria in myoken hot spring, southwestern Japan. *Isl. Arc* 22, 410–426. <https://doi.org/10.1111/iar.12034>
- Okumura, T., Takashima, C., Shiraishi, F., Nishida, S., Kano, A., (2013b). Processes Forming Daily Lamination in a Microbe-Rich Travertine Under Low Flow Condition at the Nagano-yu Hot Spring, Southwestern Japan. *Geomicrobiol. J.* 30, 910–927. <https://doi.org/10.1080/01490451.2013.791355>
- Oliva-Urcia, B., Beamud, E., Arenas, C., Pueyo, E.L., Garcés, M., Soto, R., Valero, L., Pérez-Rivarés, F.J., (2019). Dating the northern deposits of the Ebro foreland basin; implications for the kinematics of the SW Pyrenean front. *Tectonophysics* 765, 11–34. doi:10.1016/j.tecto.2019.05.007
- Oliva-Urcia, B., Beamud, E., Garcés, M., Arenas, C., Soto, R., Pueyo, E.L., Pardo, G., (2015). New magnetostratigraphic dating of the Palaeogene syntectonic sediments of the west-central Pyrenees: tectonostratigraphic implications. En: Pueyo, E.L., Cifelli, F., Sussman, A.J., Oliva-Urcia, B. (Eds.), *Palaeomagnetism in Fold and Thrust Belts: New Perspectives*. The Geological Society, London, Special Publications 425, 107–128 doi.org/10.1144/SP425.5.
- O'Neil, J. R., Epstein, S., (1966). Oxygen isotope fractionation in the system dolomite calcite carbon dioxide. *Science* 152, 198–201.
- Ortí, F., Salvani, J.M., Quadras, M., Pueyo, J.J., Inglés, M., (1986). Evaporitas antiguas (Navarra) y actuales (Los Monegros) de la cuenca del Ebro. *Libro guía de las excursiones del XI Congreso Español de Sedimentología* 2.1-2.39.
- Osácar Soriano, M.C., Arenas Abad, C., Sancho Marcén, C.S., Pardo Tirapu, G., Martín Bello, L., (2017). Stable-isotope changes in tufa stromatolites of the Quaternary Añamaza fluvial system (Iberian Ranges, Spain). *Geogaceta* 61, 167–170.
- Osácar, M.C., Arenas, C., Auqué, L., Sancho, C., Pardo, G., Vázquez-Urbez, M., (2016). Discerning the interactions between environmental parameters reflected in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of recent fluvial tufas: Lessons from a Mediterranean climate region. *Sediment. Geol.* 345, 126–144. doi:10.1016/j.sedgeo.2016.09.004
- Osácar, M.C., Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Sancho, C., Auque, L.F., Pardo, G., (2013b). Environmental Factors Controlling the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ Variations of Recent Fluvial Tufas: A 12-Year Record from the Monasterio de Piedra Natural Park (NE Iberian Peninsula). *J. Sediment. Res.* 83, 309–322. doi:10.2110/jsr.2013.27
- Osácar, M.C., Arenas, C., Vázquez-urbez, M., Sancho, C., Auqué, L., Pardo, G., Lojen, S., Cukrov, N., (2013a). Seasonal and decadal stable isotope evolution recorded by recent tufa deposited on artificial substrates in the Monasterio de Piedra Natural Park (NE Spain). *Geogaceta* 54, 135–138.
- Pace, A., Bourillot, R., Bouton, A., Vennin, E., Galaup, S., Bundeleva, I., Patrier, P., Dupraz, C., Thomazo, C., Sansjofre, P., Yokoyama, Y., Franceschi, M., Anguy, Y., Pigot, L., Virgone, A., Visscher, P.T., (2016). Microbial and diagenetic steps leading to the mineralisation of Great Salt Lake microbialites. *Sci. Rep.* 6, 1–12. doi:10.1038/srep31495
- Palacios, P., (1893). *Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza*. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid, 112 p.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M., Villena, J., (2004). La Cuenca del Ebro. En: Civis, J. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 533–543.
- Park, R., (1976). A note on the significance of lamination in stromatolites. *Sedimentology* 23, 379–393.
- Pedley, H.M., (1992). Freshwater (phytoherm) reefs: the role of biofilms and their bearing on marine reef cementation. *Sediment. Geol.*, 79, 255–274.
- Pentecost, A., (1978). Blue-green algae and freshwater carbonate deposits. *Proc. R. Soc. London Biol. Sci.* 200, 43–61. <https://doi.org/10.1098/rspb.1978.0004>
- Pentecost, A., Riding, R., (1986). Calcification in cyanobacteria. En: Leadbeater, B.S.C., Riding, R. (Eds.), *Biominalisation in Lower Plants and Animals*. Syst. Syst. Assoc. Spec. PUN., pp. 73–90.
- Pérez Rivarés, F.J., (2016). *Estudio magnetoestratigráfico del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro: Cronología, correlación y análisis de la ciclicidad sedimentaria*. PhD Thesis. University of Zaragoza, 281 p.
- Pérez, A., (1989). *Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector Riojano-Aragónés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 525 p.
- Pérez, A., Azanza, B., Cuenca, G., Pardo, G., Villena, J., (1985). Nuevos datos estratigráficos y paleontológicos sobre el Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (provincia de Zaragoza). *Estud. Geol.* 41, 405–411.
- Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G., Villena, J., (1989). Evolución de los sistemas lacustres del margen ibérico de la Depresión del Ebro (sectores central y occidental) durante el Mioceno. *Acta Geol. Hisp.* 24(3–4), 243–257.

- Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G., Villena, J., (1994). Lacustrine Neogene deposits of the Ebro Basin (southern margin), Northeastern Spain. En: Gierlowski-Kordesch, E., Kelts, K. (Eds.), *Global geological record of the lake basins. World and Regional Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 325–330.
- Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G., Villena, J., Arenas, C., (1988). Las unidades tectosedimentarias del Neógeno del borde ibérico de la Depresión del Ebro (sector central). En: Pérez, A., Muñoz, A., Sanchez, J.A. (Eds.), *Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la Cuenca del Ebro*. Secretariado Publicaciones Universidad de Zaragoza, pp. 7–20.
- Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C., Pardo, G., (2005). The Miocene lacustrine-alluvial sediments of the central Ebro Basin (NE Spain): Magnetostratigraphy and short and long period climate controls on basin stratigraphy. EGU General Assembly. Geophysical Research Abstracts 7, 04354.
- Pérez-Rivarés, F.J., Arenas, C., Pardo, G., Garcés, M., (2018). Temporal aspects of genetic stratigraphic units in continental sedimentary basins: Examples from the Ebro basin, Spain. *Earth-Sci. Rev.* 178, 136–153. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.019>
- Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C., Pardo, G., (2002). Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Rev. Soc. Geol. España* 15(3–4), 217–231.
- Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C., Pardo, G., (2004). Magnetostratigraphy of the Miocene continental deposits of the Montes de Castejón (central Ebro basin, Spain): geochronological and paleoenvironmental implications. *Geol. Acta* 2(3), 221–234.
- Pérez-Rivarés, J., Martín-Bello, L., Arenas-Abad, C., (2019). Periodicity in stromatolitic lamination: a potential record of ENSO, NAO and SUNSPOT. The Miocene lacustrine record in the Ebro Basin, Spain. *Sediment. Geol.* 390, 83–99.
- Perri, E., Tucker, M.E., Słowakiewicz, M., Whitaker, F., Bowen, L., Perrotta, I.D., (2018). Carbonate and silicate biomineralization in a hypersaline microbial mat (Mesaieed sabkha, Qatar): Roles of bacteria, extracellular polymeric substances and viruses. *Sedimentology* 65, 1213–1245. doi:10.1111/sed.12419
- Perry, C.T., (1999). Biofilm-related calcification, sediment trapping and constructive micrite envelopes: a criterion for the recognition of ancient grass-bed environments? *Sedimentology* 46, 33–45.
- Petrash, D.A., Bialik, O.M., Bontognali, T.R., Vasconcelos, C., Roberts, J.A., McKenzie, J.A., Konhauser, K.O., (2017). Microbially catalyzed dolomite formation: From near-surface to burial. *Earth-Sci. Rev.* 171, 558–582. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.015>.
- Petrov, P.Y., Semikhatov, M.A., (2001). Sequence organization and growth patterns of late Mesoproterozoic stromatolite reefs: an example from the Burovaya Formation, Turukhansk Uplift, Siberia. *Precambrian Res.* 111, 257–281.
- Petryshyn, V.A., Corsetti, F.A., Berelson, W.M., Beaumont, W., Lund, S.P., (2012). Stromatolite lamination frequency, Walker Lake, Nevada: Implications for stromatolites as biosignatures. *Geology*. 40(6), 499–502. <https://doi.org/10.1130/G32675.1>
- PHYS.ORG. Solar cycle primer. <https://phys.org/news/2011-10-solar-primer.html>
- Pierson, B.K., Oesterle, A., Murphy, G.L., (1987). Pigments, light penetration, and photosynthetic activity in the multilayered microbial mats of Great Sippewissett Salt Marsh, Massachusetts. *FEMS Microbiol. Ecol.* 45, 365–376.
- Platt, N.H., (1989). Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology* 36, 665–684.
- Preiss, W.V., (1972). The Systematics of South Australian Precambrian and Cambrian Stromatolites, Part 1. *T. Roy. Soc. South Aust.* 96, 67–100.
- Preiss, W.V., (1976). Basic field and laboratory methods for the study of stromatolites. En: Walter, M.A. (Ed.), *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology* 20, pp. 5–13.
- Price, P.B., Sowers, T., (2004). Temperature dependence of metabolic rates for microbial growth, maintenance, and survival. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 101(13), 4631–4636.
- Pug, D.T., (1987). *Tides, Surges and Mean Sea-level*. Wiley, Chichester, 472 p.
- Puigdefabregas, C., (1975). *La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos, C.S.I.C. Pirineos, 104, 188 p.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R., (2013). Depositional depth of laminated carbonate deposits: insights from the Lower Cretaceous Valdeprado Formation (Cameros Basin, northern Spain). *J. Sediment. Res.* 83(3), 241–257.
- Quirantes, J., (1969 y 1971). *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada. Publicaciones de la Institución Fernando el Católico (CSIC), Diputación provincial de Zaragoza, 207 p.
- Quirantes, J., (1971). Mapa Geológico de España E. 1:50000, hojas 322 (Remolinos), 323 (Zuera), 324 (Grañén), 354 (Alagón), 355 (Leciñena) y 356 (Lanaja). IGME, Madrid.
- Quirantes, J., (1978). *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Tesis Doctoral, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Zaragoza, 200 p.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., (1992). Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* 359(6391), 117.

- Reid, P., Dupraz, C.D., Visscher, P.T., Sumner, D.Y., (2003). Microbial processes forming marine stromatolites. En: Krumbein, W.E., Paterson, D.M., Zavarzin, G.A. (Eds.), *Fossil and Recent Biofilms: A Natural History of Life on Earth*. Kluwer Academic Publishers, pp. 113–128.
- Reid, R.P., Browne, K.M., (1991). Intertidal stromatolites in a fringing Holocene reef complex, Bahamas. *Geology* 19, 15–18. doi:10.1130/0091-7613(1991)019<0015:ISIAFH>2.3.CO;2
- Reid, R.P., Visscher, P.T., Decho, W., Stolz, J.F., Bebout, B.M., Dupraz, C., Macintyre, I.G., Paerl, H.W., Pinckney, J.L., Prufert-Bebout, L., Steppe, T.F., DesMarais, D.J., (2000). The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature* 406, 989–992. doi:10.1038/35023158
- Reitner, J., (2011). Microbial mats. En: Reitner, J., Thiel, V. (Eds.), *Encyclopedia of Geobiology*. Springer, Berlin, pp. 606–607.
- Renaut, R.W., Owen, R.B., Jones, B., Tiercelin, J.J., Tarits, C., Ego, J.K., Konhauser, K.O., (2013). Impact of lake-level changes on the formation of thermogene travertine in continental rifts: Evidence from Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Sedimentology* 60, 428–468. doi:10.1111/j.1365-3091.2012.01347.x
- Revsbech, N.P., Jørgensen, B.B., Blackburn, T.H. and Cohen, Y., (1983). Microelectrode studies of the photosynthesis and O₂, H₂S and pH profiles of a microbial mat. *Limnol. Oceanog.* 28, 1062–1074.
- Rezak, R., (1957). Stromatolites of the Belt Series in Glacier National Park and vicinity, Montana. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 294-D, 127–154.
- Riba, O., (1955a). Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde Norte de las Sierras de la Demanda y de Cameros. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* 39, 39–50.
- Riba, O., (1955b). Sur le type de sédimentation du Tertiaire continental de la part ouest du Bassin del'Ebre. *Geol. Rundsch.* 43(2), 363–371.
- Riba, O., (1964). Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte Riojana y Navarra. Aportaciones españolas al Congreso Geográfico Internacional, Reino Unido, 127–138.
- Riba, O., (1971). Mapa Geológico de España, E. 1:200.000, síntesis de la cartografía existente, Hoja 33 (Lérida). IGME, Madrid, 32 p.
- Riba, O., Llamas, M.R., (1962a). Libro guía del viaje estudio nº 5 "Canales de La Violada, Los Monegros y Flumen". I Coloquio Internacional sobre Obras Públicas en los terrenos yesíferos. *Serv. Geol. Obras Públicas*, 5, pp. 3–21.
- Riba, O., Llamas, M.R., (1962b). Los terrenos yesíferos triásicos y terciarios de las proximidades de Estada (Huesca). I Coloquio Internacional sobre las Obras Públicas en los terrenos yesíferos. *Serv. Geol. Obras Públicas*, 5, pp. 1–14.
- Riba, O., Maldonado, A., (1969). *Las minas de sal de Remolinos (Zaragoza)*. Guía Excursión de la V Reunión del grupo español de Sedimentología. Pamplona-Zaragoza.
- Riba, O., Pérez Mateos, J., (1961). Sobre una inversión de aportes sedimentarios en el borde Norte de la cuenca terciaria del Ebro (Navarra). Instituto de Edafología, 2ª Reunión del Grupo Español de Sedimentología, p. 201–221.
- Riba, O., Maldonado A., Puigdefabregas, C., Quirantes, J., Villena, J., (1971). Mapa Geológico de España, E. 1:200.000, síntesis de la cartografía existente, Hoja 32 (Zaragoza). IGME, Madrid, 33p.
- Riba, O., Puigdefabregas, C., Soler, M., Quirantes, J., Martí, C., (1981). Mapa Geológico de España, E. 1:200.000, síntesis de la cartografía existente, Hoja 22 (Tudela). IGME, Madrid, 16 p.
- Riba, O., Puigdefabregas, C., Soler, M., Maldonado, A., Martí, C., Garrido, A., (1972). Mapa Geológico de España, E. 1:200.000, síntesis de la cartografía existente, Hoja 23 (Huesca). IGME, Madrid, 54 p.
- Riba, O., Reguant, S., Villena, J., (1983). Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. En: Comba, J.A. (Coord.), *Geología de España*, Libro Jubilar J.M. Ríos. Instituto Geológico y Minero de España, pp. 131–159.
- Riding, R., (1977). Skeletal stromatolites. En: Flügel, E. (Ed.), *Fossil Algae, Recent Results and Developments*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 57–60.
- Riding, R., (1991a). Calcified cyanobacteria. En: Riding, R.(Ed.), *Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 55–87.
- Riding, R., (1991b). Classification of Microbial Carbonates, En: Riding, R. (Ed.), *Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 21–51. https://doi.org/10.1007/978-3-642-52335-9_2
- Riding, R., (1999). The term stromatolite: towards an essential definition. *Lethaia* 32, 321–330. doi:10.1111/j.1502-3931.1999.tb00550.x
- Riding, R., (2000). Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47, 179–214. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00003.x>
- Riding, R., (2008). Abiogenic , microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. *Geol. Croat.* 61 (2–3), 73–103.
- Riding, R., (2011b). Microbialites, stromatolites, and thrombolites. En: Reitner, J., Thiel, V. (Eds.), *Encyclopedia of Geobiology*. Springer, Heidelberg, pp. 635–654. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1>
- Riding, R., (2011a). The Nature of Stromatolites: 3,500 Million Years of History and a Century of Research En: Reitner, J., Trauth, M.H., Stu, K., Yuen, D., Friedman, G.M., Seilacher, A., Reiner Quéric, N.V., Arp, G. (Eds.), *Advances in Stromatolite Geobiology*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 29–74. doi:DOI 10.1007/978-3-

642-10415-2_3

- Riding, R., Braga, J.C., Martin, J.M., (1991). Oolite stromatolites and thrombolites, Miocene, Spain: analogues of Recent giant Bahamian examples. *Sediment. Geol.* 71, 121–127. doi:10.1016/0037-0738(91)90096-V
- Ríos, J.M., (1959). Algunas consideraciones acerca del enjuiciamiento del Valle del Ebro en sus posibilidades petrolíferas. *Notas y comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* 53, 107–148.
- Roche, A., Vennin, E., Bouton, A., Olivier, N., Wattinne, A., Bundeleva, I., Deconinck, J.F., Virgone, A., Gaucher, E.C., Visscher, P.T., (2018). Oligo-Miocene lacustrine microbial and metazoan buildups from the Limagne Basin (French Massif Central). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 504, 34–59. doi:10.1016/j.palaeo.2018.05.001
- Roddy, H.J., (1915). Concretions in streams formed by the agency of blue-green algae and related plants. *Proc. Am. phil. Soc.* 54, 246–258.
- Rodríguez-Berriguete, Á., Alonso-Zarza, A.M., Martín-García, R., Cabrera, M. del C., (2018). Sedimentology and geochemistry of a human-induced tufa deposit: Implications for palaeoclimatic research. *Sedimentology* 65, 2253–2277. <https://doi.org/10.1111/sed.12464>
- Rossi, A., Massei, N., Laignel, B., (2011). A synthesis of the time-scale variability of commonly used climate indices using continuous wavelet transform. *Glob. Planet. Change* 78, 1–13. doi:10.1016/j.gloplacha.2011.04.008
- Rossi, C., Lozano, R.P., Isanta, N., Hellstrom, J., (2010) Manganese stromatolites in caves: El Soplao (Cantabria, Spain). *Geology* 38, 1119–1122.
- Rothe, P., Hoefs, J., (1977). Isotopen-geochemische Untersuchungen an Kabonaten der Ries-See-Sedimente der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. *Geol. Bavarica* 75, 59–66.
- Ruiz de Gaona, M., Villalta, J.F., Crusafont, M., (1946). El yacimiento de mamíferos fósiles de las yeseras de Monteagudo (Navarra). *Notas y comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* 16, 159–183.
- Ruiz de La Torre, J., (Coord.) (1994). Mapa forestal de España. Hoja 8-3. Zaragoza. Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación. Icona. Madrid.
- Ruiz-Sánchez, F.J., Lacomba-Andueza, J.I., Freudenthal, M., Álvarez-Sierra, M.A., (2014). A new species of *Vasseuromys* (Gliridae, Mammalia) from the Upper Oligocene of the Ebro Basin (Spain). *PalZ.* 88(1), 73–84.
- Ruiz-Sánchez, F.J., Murelaga, X., Freudenthal, M., Larrasoaña, J.C., Furió, M., Garcés, M., González-Pardos, M., Suárez-Hernando, O., (2013). Micromammalian faunas from the Middle Miocene (Middle Aragonian) of the Tudela Formation (Ebro Basin, Spain). *Bull. Geos.* 88(1), 131–152.
- Ruiz-Sánchez, F.J., Murelaga, X., Larrasoaña, J.C., Freudenthal, M., Garcés, M., (2012). Hypsodont Myomiminae (Gliridae, Rodentia) from five new localities in the Lower Miocene Tudela Formation (Bardenas Reales, Ebro Basin, Spain) and their bearing on the age of the Agenian-Ramblian boundary. *Geodiversitas* 34(3), 645–663.
- Sáenz, C., (1929). Acerca de la extensión superficial de los yesos terciarios en la Cuenca del Ebro. Publicaciones monográficas de la Confederación Sindical Hidrográfica del Ebro, 1, 563–752.
- Sáenz, C., (1931). Notas acerca de la distribución estratigráfica del Terciario lacustre en la parte septentrional del territorio español. Publicaciones de la Confederación Hidrográfica del Ebro, 36, 1–29.
- Sáenz, C., (1942). Estructura general de la cuenca del Ebro. *Estudios Geográficos* 7, 249–269.
- Sáenz, A., (1987). *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona, 353 p.
- Salazar-Rincón, A., (2003). El final del endorreísmo terciario en la Cuenca del Ebro. *Geotemas* 5, 205–208.
- Salvany, J.M., (1989). *Las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la Cuenca del Ebro en Navarra y la Rioja. Litoestratigrafía, petrología y sedimentología*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 335 p.
- Sami, T.T., James, N.P., (1996). Synsedimentary cements as Paleoproterozoic platform building blocks, Pethei Group, northwestern Canada. *J. Sediment. Res.* 66, 209–222.
- Sancho, C., Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Lozano, M.V., Peña-Monné, J.L., Hellstrom, J., Ortiz, J.E., Osácar, M.C., Auqué, L., Torres, T., (2015). Climatic implications of the quaternary fluvial tufa record in the NE Iberian Peninsula over the last 500 ka. *Quat. res.* 84 (3), 398–414.
- Scargle, J.D., (1982). Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. *Astrophys. J.* 263 (2), 835–853.
- Scholz, D., Frisia, S., Borsato, A., Spötl, C., Fohlmeister, J., Mudelsee, M., Miorandi, R., Mangini, A., (2012). Holocene climate variability in north-eastern Italy: Potential influence of the NAO and solar activity recorded by speleothem data. *Clim. Past* 8, 1367–1383. doi:10.5194/cp-8-1367-2012
- Schopf, J.W., (Ed.) (1983). *Earth's Earliest Biosphere: its Origin and Evolution*. Princeton University Press, Princeton, 543 p.
- Schulte, P., van Geldern, R., Freitag, H., Karim, A., Négrel, P., Petelet-Giraud, E., Probst, A., Probst, J.L., Telmer, K., Veizer, J., Barth, J.A.C., (2011). Applications of stable water and carbon isotopes in watershed research: Weathering, carbon cycling, and water balances. *Earth-Sci. Rev.* 109, 20–31. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.07.003>
- Schulz, M., Mudelsee, M., (2002). REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Comput. Geosci.* 28, 421–426.
- Schwabe, H., (1844). Sonnen-Beobachtungen im Jahre 1843. *Astronomische Nachrichten* 495, 233–236.
- Schwarzacher, W., (1975). *Sedimentation Models and Quantitative Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 382 p.

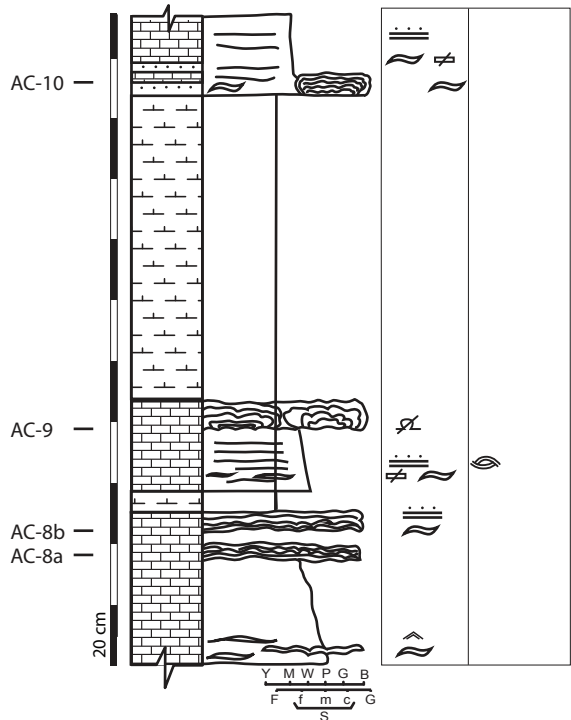
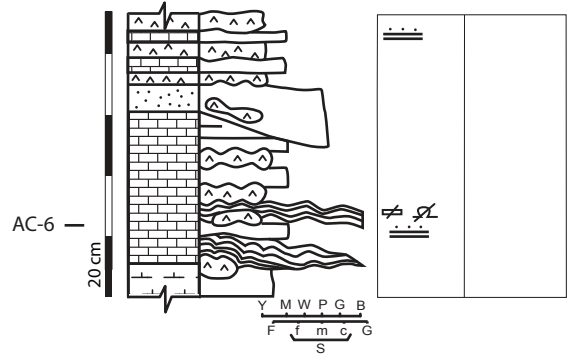
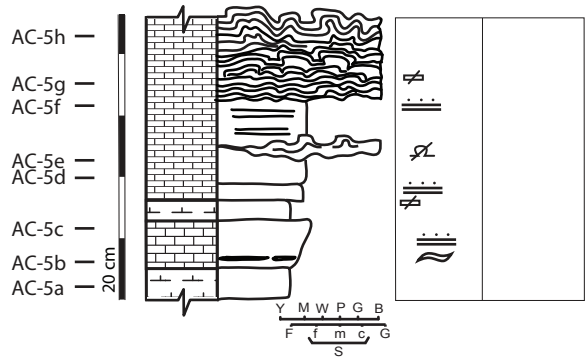
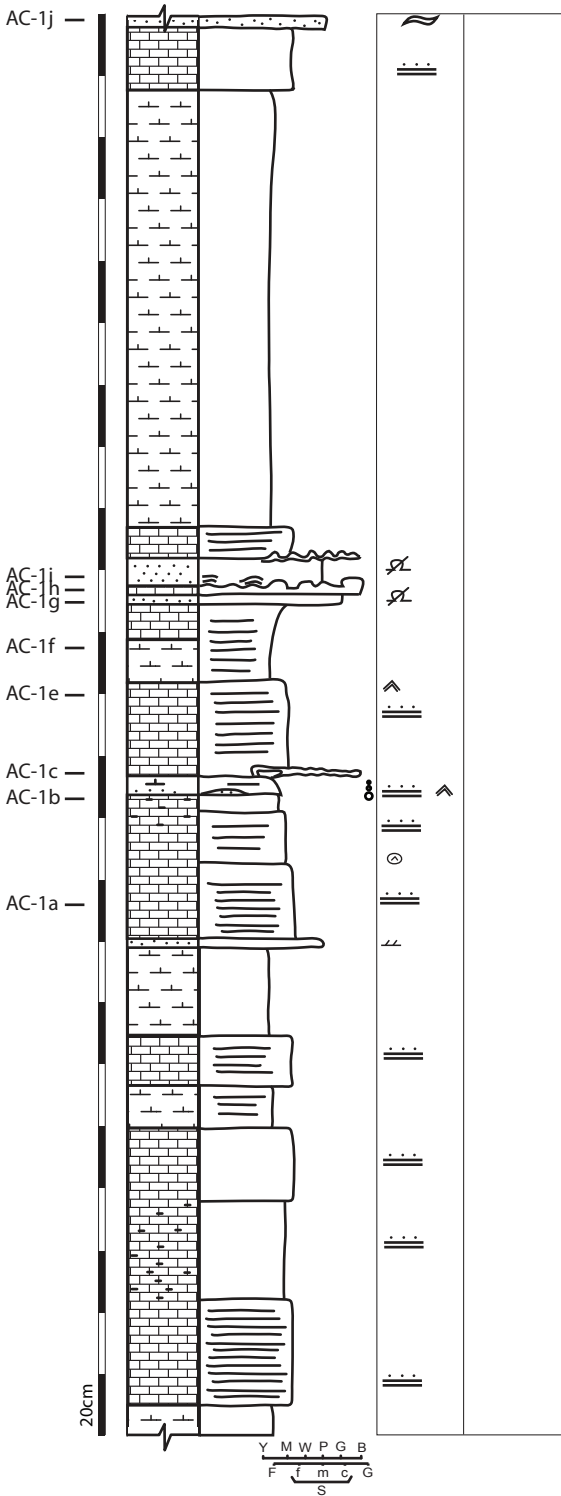
- Schwarzacher, W., (1993). *Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory*. Elsevier, Amsterdam, 224 p.
- Schwarzacher, W., (2000). Repetitions and cycles in stratigraphy. *Earth-Sci. Rev.* 50, 51–75.
- Seard, C., Camoin, G., Rouchy, J.M., Virgone, A., (2013). Composition, structure and evolution of a lacustrine carbonate margin dominated by microbialites: Case study from the Green River formation (Eocene; Wyoming, USA). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 381–382, 128–144
- Selzer, G., (1934). Geologie der Sudpyrenäische Sierren in Oberaragonien. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 71, 370–406.
- Seong-Joo, L., Browne, K.M., Golubic, S., (2000). On stromatolite lamination, En: Riding, R.E., Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial Sediments*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 16–24. https://doi.org/10.1007/978-3-662-04036-2_3
- Shaked Gelband, D., Edelman-Furstenberg, Y., Stein, M., Starinsky, A., (2019). Formation of lacustrine dolomite in the late Miocene marginal lakes of the east mediterranean (Northern Israel). *Sedimentology*. doi:10.1111/sed.12627
- Siegenthaler, U., Eicher, U., (1986). Stable oxygen and carbon isotopic analyses. En: Berglund, B. (Ed.), *Handbook of Palaeoecology and Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons, New York, pp. 407–422.
- Smith, M.E., Carroll, A.R., Singer B.S., (2008). Synoptic reconstruction of a major ancient lake system: Eocene Green River Formation, Western United States. *Geol. Soc. Am. Bull.* 120, 54–84.
- Solé i Sabarís, L., (1954). Sobre la estratigrafía de Las Bardenas y los límites del Oligoceno y del Mioceno en el sector occidental de la Depresión del Ebro. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.* 54, 637–658.
- Soler, M., Puigdefabregas, C., (1970). Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental. *Pirineos* 96, 5–20.
- Sonett, C.P., Williams, G.E., (1985). Solar periodicities expressed in varves from glacial Skilak Lake, southern Alaska. *J. Geophys. Res.* 90A, 12.019–12.026.
- Spadafora, A., Perri, E., Mckenzie, J.A., Vasconcelos, C., (2010). Microbial biomineralization processes forming modern Ca:Mg carbonate stromatolites. *Sedimentology* 57, 27–40. doi:10.1111/j.1365-3091.2009.01083.x
- Steele, J. H., (1825). A description of the Oolitic Formation lately discovered in the county of Saratoga, and state of New-York. *Am. J. Sci.* 9, 16–19.
- Stolz, J., (2000). Structure of Microbial Mats and Biofilms. En: Riding, R.E., Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial Sediments*. Springer, pp. 1–8.
- Storrie-Lombardi, M.C., Awramik, S.M., (2006). A sideways view of stromatolites: Complexity metrics for stromatolite laminae. *Proc. SPIE Instruments, Methods, Mission. Astrobiol.* IX 6309, 63090P. <https://doi.org/10.1117/12.679869>
- Strasser, A., Hilgen, F.J., Heckel, P.H., (2006). Cyclostratigraphy – concepts, definitions, and applications. *Newsl. Stratigr.* 42(2), 75–114.
- Stuiver, M., (1970). Oxygen and carbon isotope ratios of fresh-water carbonates as climate indicators. *J. Geophys. Res.* 75, 5247– 5257
- Suárez González, P., (2015). *Sedimentology and Paleogeography of the Coastal Wetland Systems of the Leza Fm (Early Cretaceous, Cameros Basin): Implications on the Origin and Development of Associated Microbial Deposits*. PhD thesis, Universidad Complutense de Madrid, Spain, 363 p. <http://eprints.ucm.es/33027/>.
- Suarez-Gonzalez, P., Arenas, C., Benito, M.I., Pomar, L., (2019a). Interplay between biotic and environmental conditions in pre-salt Messinian microbialites of the western Mediterranean (Upper Miocene, Mallorca, Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 533, 109242. doi:10.1016/j.palaeo.2019.109242
- Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Quijada, I.E., Mas, R., Campos-Soto, S., (2019b). “Trapping and binding”: A review of the factors controlling the development of fossil agglutinated microbialites and their distribution in space and time. *Earth-Sci. Rev.* 1–90.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R., Merinero, R., Riding, R., (2014). Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and proposal for a quantitative approach. *Sediment. Geol.* 300, 11–27. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.11.003>
- Suarez-Hernando, O., (2017). *Magnetobiocronología y Paleoecología del Mioceno inferior-medio en las Bardenas Reales de Navarra (cuenca del Ebro)*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, 314 p.
- Suarez-Hernando, O., Martínez-García, B., González-Pardos, M., Pascual, A., Larraz, M., Ruiz-Sánchez, F. J., Larrasoana, J.C., Murelaga, X., (2013). Primeros datos paleontológicos de la sección de Loma Negra (Bardenas Reales de Navarra, Mioceno inferior-medio). *Geogaceta*, 54, 63–66.
- Suosaari, E.P., Reid, R.P., Andres, M.S., (2019a). Stromatolites, So What?! A tribute to Robert N. Ginsburg. *Depos. Rec.* <https://doi.org/10.1002/dep2.72>
- Suosaari, E.P., Reid, R.P., Oehlert, A.M., Playford, P.E., Steffensen, C.K., Andres, M.S., Suosaari, G. V., Milano, G.R., Eberli, G.P., (2019b). Stromatolite Provinces of Hamelin Pool: Physiographic Controls On Stromatolites and Associated Lithofacies. *J. Sediment. Res.* 89, 207–226. <https://doi.org/10.2110/jsr.2019.8>
- Suosaari, E.P., Reid, R.P., Playford, P.E., Foster, J.S., Stolz, J.F., Casaburi, G., Hagan, P.D., Chirayath, V., Macintyre, I.G., Planavsky, N.J., Eberli, G.P., (2016). New multi-scale perspectives on the stromatolites of Shark Bay, Western Australia. *Sci. Rep.* 6, 1–13. <https://doi.org/10.1038/srep20557>
- Surdam, R.C., Wray, J.L., (1976). Lacustrine stromatolites, Eocene Green River Formation, Wyoming. En: Walter, M.R. (Ed.), *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology, 20, pp. 535–541.

- Taberner, C., Dinarès-Turell, J., Giménez, J., Docherty, C., (1999). Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeastern Pyrenean foreland basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111(8), 1155–1174.
- Takashima, C., Kano, A., (2008). Microbial processes forming daily lamination in a stromatolitic travertine. *Sediment. Geol.* 208, 114–119. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.06.001>
- Talbot, M.R., (1990). A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 80, 261–279. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90009-2)
- Talbot, M.R., Kelts, K., (1990). Palaeolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic carbon-rich lacustrine sediments. En: Katz, B. (Ed.), *Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., Tulsa, 50, pp. 99–112.
- Tandon, S.K., Andrews, J.E., (2001). Lithofacies associations and stable isotopes of palustrine and calcrete carbonates: Examples from an Indian Maastrichtian regolith. *Sedimentology* 48, 339–355. doi:10.1046/j.1365-3091.2001.00367.x
- Tang, D., Shi, X., Jiang, G., (2014). Sunspot cycles recorded in Mesoproterozoic carbonate biolaminites. *Precambrian Res.* 248, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.04.009>
- Torrence, C., Compo, G.P., (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, 61–78.
- Torrence, C., Webster, P.J., (1999). Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. *J. Clim.* [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2679:ICITEM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2679:ICITEM>2.0.CO;2)
- Tosti, F., Riding, R., (2017b). Current molded, storm damaged, sinuous columnar stromatolites: Mesoproterozoic of northern China. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 465, 93–102. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.10.019>
- Tosti, F., Riding, R., (2017a). Fine-grained agglutinated elongate columnar stromatolites: Tieling Formation, ca 1420 Ma, North China. *Sedimentology* 64, 871–902. <https://doi.org/10.1111/sed.12336>
- Tucker, M.E., Wright, V.P., (1990). *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science Publications, Oxford, 482 pp.
- Turner, J.P., Hirst, J.P.P., Friend, P., (1984). A paleomagnetic analysis of Miocene fluvial sediments of Pertusa, near Huesca, Ebro Basin, Spain. *Geological Magazine*, 121, 279–290.
- Valdés, G.G., Sesé, C., Astibia, H., (1986). Micromamíferos (Rodentia y Lagomorpha) del yacimiento del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Depresión del Ebro, Provincia de Zaragoza). *Estudios Geológicos*, 42, 41–49.
- Valero, L., Garcés, M., Cabrera, L., Costa, E., Sáez, A., (2014). 20 Myr of eccentricity paced lacustrine cycles in the Cenozoic Ebro Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 408, 183–193.
- Van Dam, J.A., Abdul Aziz, H., Alvarez Sierra, M.A., Hilgen, F.J., van den Hoek Ostende, L.W., Lourens, L.J., Mein, P., van der Meulen, A.J., Peláez-Campomanes, P., (2006). Long-period astronomical forcing of mammal turnover. *Nature*, 443(7112), 687–691, Supplementary Notes, 1–10.
- Varejão, F.G., Fürsich, F.T., Warren, L.V., Matos, S.A., Rodrigues, M.G., Assine, M.L., Sales, A.M.F., Simões, M.G., (2019). Microbialite fields developed in a protected rocky coastline: The shallow carbonate ramp of the Aptian Romualdo Formation (Araripe Basin, NE Brazil). *Sediment. Geol.* 389, 103–120. doi:10.1016/j.sedgeo.2019.06.003
- Vasconcelos, C., Warthmann, R., McKenzie, J., Visscher, P.T., Bittermann, A.G., van Lith, Y., (2006). Lithifying microbial mats in Lagoa Vermelha, Brazil: Modern Precambrian relics? *Sediment. Geol.* 185, 175–183.
- Vaughan, S., Bailey, R.J., Smith, D.G., (2011). Detecting cycles in stratigraphic data: Spectral analysis in the presence of red noise. *Paleoceanography* 26. doi:10.1029/2011PA002195
- Vázquez-Urbez, M., (2003). Estratigrafía de la unidad superior de la Muela de Borja, sector central de la Cuenca del Ebro (provincia de Zaragoza). *Cuad. Estud. Borj.* XLVI, 51–64.
- Vázquez-Urbez, M., (2008). Caracterización y significado ambiental de depósitos tobáceos neógenos de la Cuenca del Ebro. Comparación con ambientes cuaternarios. University of Zaragoza.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C., Pardo, G., (2002). Facies fluvio-lacustres de la unidad superior de la Muela de Borja (Cuenca del Ebro): Modelo sedimentario. *Rev. la Soc. Geol. España* 15, 41–54.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C., Pardo, G., (2012). A sedimentary facies model for stepped, fluvial tufa systems in the Iberian Range (Spain): The Quaternary Piedra and Mesa valleys. *Sedimentology* 59, 502–526. doi:10.1111/j.1365-3091.2011.01262.x
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C., Pardo, G., Perez-Rivares, J., (2013). The effect of drainage reorganization and climate on the sedimentologic evolution of Intermontane Lake Systems: the final fill Stage of the Tertiary Ebro Basin (Spain). *J. Sediment. Res.* 83, 562–590. <https://doi.org/10.2110/jsr.2013.47>
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C., Sancho, C., Osácar, C., Auqué, L., Pardo, G., (2010). Factors controlling present-day tufa dynamics in the Monasterio de Piedra Natural Park (Iberian Range, Spain): Depositional environmental settings, sedimentation rates and hydrochemistry. *Int. J. Earth Sci.*, 99, 1027–1049.
- Vennin, E., Bouton, A., Bourillot, R., Pace, A., Roche, A., Brayard, A., Thomazo, C., Virgone, A., Gaucher, E., Desaubiaux, G., Visscher, P.T., (2018). The lacustrine microbial carbonate factory of the successive Lake Bonneville and Great Salt Lake, Utah, USA. *Sedimentology*. doi:10.1111/sed.12499
- Verrecchia, E.P., Feytet, P., Verrecchia, K., Dumont, J.L., (1995). Spherulites and calcrete laminar crust: Biogenic CaCO₃ precipitation as major contributor to crust formation. *J. Sediment. Res.* , A65, 690–700.

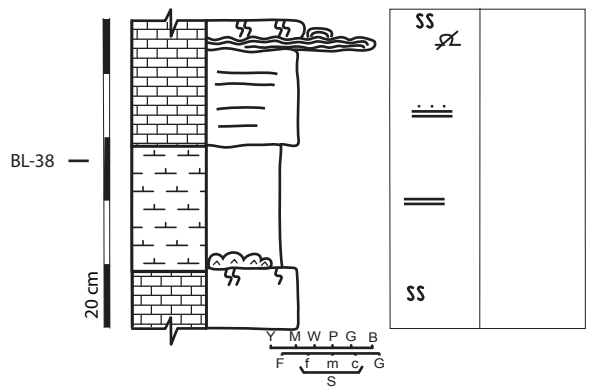
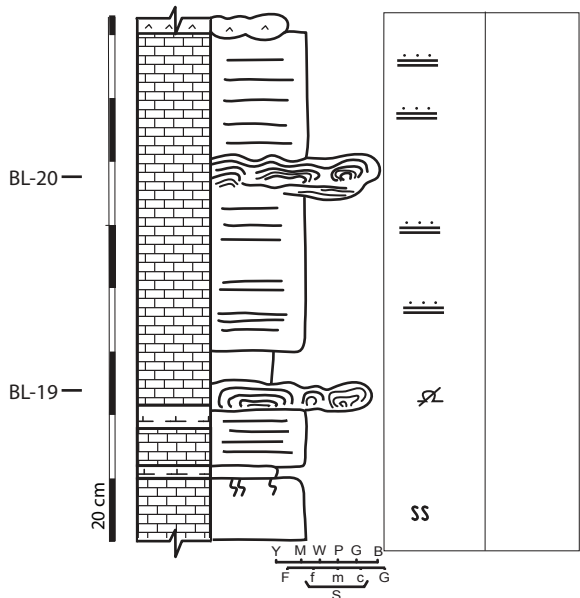
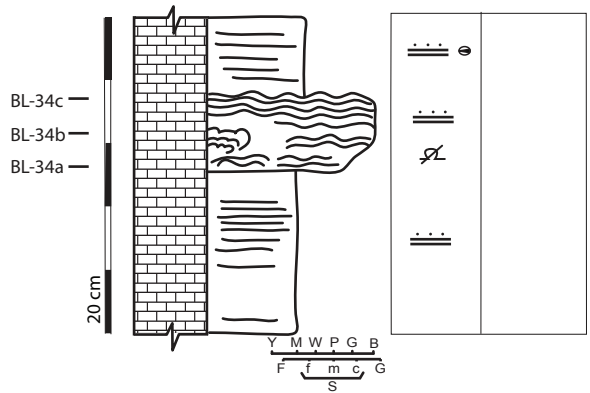
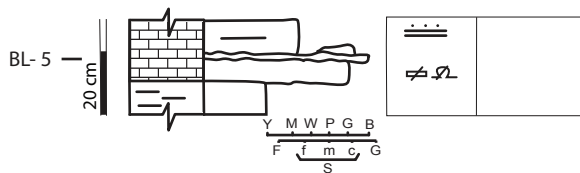
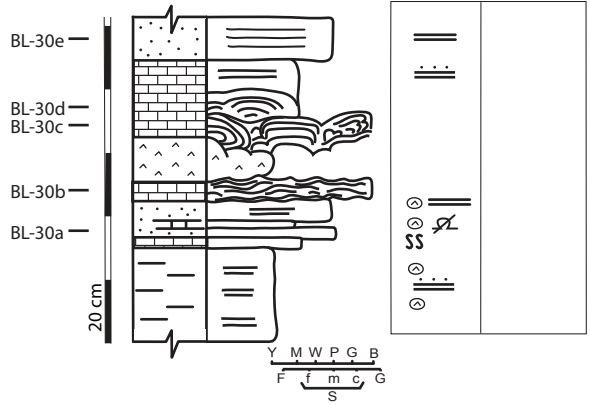
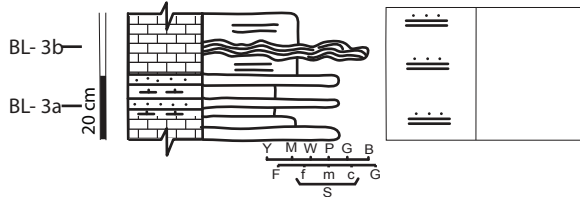
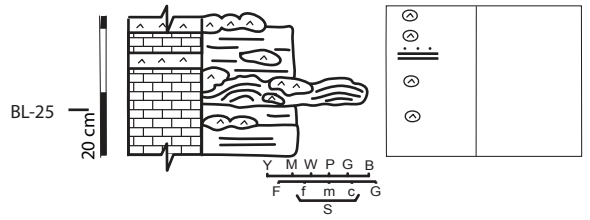
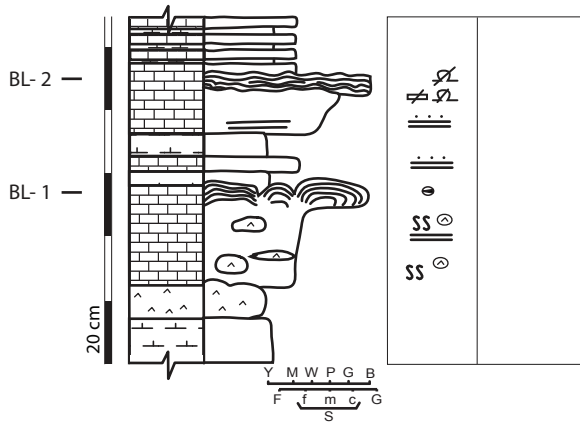
- Vide, M., Olcina, J., (2001). Climas y tiempos de España. Madrid, Alianza Editorial. 264p.
- Viles, H.A., Goudie, A.S., (2003). Interannual, decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology. *Earth-Science Reviews*, 61(1–2), 105–131.
- Villalta, J.F., Crusafont, M., Ruiz de Gaona, M., (1946). El yacimiento de mamíferos fósiles de las Yeseras de Monteagudo (Navarra). *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 16, 157–182.
- Villena, J., Gonzalez, A., Muñoz, A., Pardo, G., Pérez, A., (1992). Síntesis estratigráfica del Terciario del borde Sur de la Cuenca del Ebro: unidades genéticas. *Acta Geológica Hispánica*, 27(1–2), 225–245.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A., Gonzalez, A., (1996a). The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro basin: paleogeography and tectonic control. En: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, pp. 83–88.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A., Gonzalez, A., (1996b). The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro basin: sequence stratigraphy. En: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, pp. 77–82.
- Visscher, P.T., Reid, R.P., Bebout, B.M., (2000). Microscale observations of sulfate reduction: correlation of microbial activity with lithified micritic laminae in modern marine stromatolites. *Geology*, 28, 919–922.
- Visscher, P.T., Stolz, J.F., (2005). Microbial mats as bioreactors: populations, processes and products. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 219, 87–100.
- Walker, G.T., Bliss, E.W., (1937). World weather VI. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 4, 119–139
- Walter, M.R., Bauld, J., Brock, T.D., (1976). Microbiology and morphogenesis of columnar stromatolites (Conophyton, Vaccerrilla) from hot springs in Yellowstone National Park. En: Walter, M.R. (Ed.), *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 20, pp. 273–310.
- Walter, M.R., (1972). *Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian*. The Palaeontological Association, London, Special Papers 11, 260 p.
- Warren, J. K., (2006). *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*. Springer, Berlin, 1035 p.
- Warren, J.K., (1982). The hydrological significance of Holocene tepees, stromatolites and boxwork limestones in coastal salinas in south Australia. *J. Sedim. Petrol.* 52, 1171–1201.
- Weedon, G.P., (2003). *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, 259 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535482>
- White, J.W.C., Barlow, L.K., Fisher, D., Grootes, P., Jouzel, J., Johnsen, S.J., Stuiver, M., Clausen, H., (1997). The climate signal in the stable isotopes of snow from Summit, Greenland: Results of comparisons with modern climate observations. *J. Geophys. Res. Oceans* 102(C12), 26425–26439.
- Winsborough, B., Golubic, S., (1987). Stromatolitic structures of inland waters built by diatoms. *J. Phycology* 23, 195–201.
- Winsborough, B.M., (2000) Diatoms and benthic microbial carbonates. En: Riding, R., Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial Sediments* Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 76–83.
- Wolfaardt, G.M., Lawrence, J.R., Robarts, R.D., Caldwell, S.J., Caldwell, D.E., (1994). Multicellular organization in a degradative biofilm community. *Appl. Environ. Microbiol.* 60(2), 434–446.
- Woo, K.S., Khim, B.K., Yoon, H.S., Lee, K.C., (2004). Cretaceous lacustrine stromatolites in the Gyeongsang Basin (Korea): Records of cyclic change in paleohydrological condition. *Geosci. J.* 8, 179–184. <https://doi.org/10.1007/BF02910193>
- Wray, J.L., Daniels, F., (1957). Precipitation of calcite and aragonite. *J. Am. Chem. Soc.* 79(9), 2031–2034.
- Wu, Y., Park, T., Park, W., Latif, M., (2018). North Atlantic climate model bias influence on multiyear predictability. *Earth Planet. Sci. Lett.* 481, 171–176. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.10.012>
- Yang, W., Zuo, R., Wang, X., Song, Y., Jiang, Z., Luo, Q., Zhai, J., Wang, Q., Zhang, C., Zhang, Z., (2019). Sensitivity of lacustrine stromatolites to Cenozoic tectonic and climatic forcing in the southern Junggar Basin, NW China: New insights from mineralogical, stable and clumped isotope compositions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 514, 109–123. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.10.011>
- Yuste, A., Luzón, A., Bauluz, B., (2004). Provenance of Oligo-Miocene alluvial and fluvial fans of the northern Ebro Basin (Spain): a XRD, petrographic and SEM study. *Sediment. Geol.*, 172, 251–268.
- Zamarreño, I., Anadón, P., Utrilla, R., (1997). Sedimentology and isotopic composition of Upper Palaeocene to Eocene non-marine stromatolites, eastern Ebro Basin, NE Spain. *Sedimentology* 44, 159–176. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1997.tb00430.x>
- Zhai, Q., (2017). Evidence for the effect of sunspot activity on the El Niño/Southern Oscillation. *New Astron.* 52, 1–7.
- Zuo, F., Heimhofer, U., Huck, S., Adatte, T., Erbacher, J., Bodin, S., (2019). Climatic fluctuations and seasonality during the Kimmeridgian (Late Jurassic): Stable isotope and clay mineralogical data from the Lower Saxony Basin, Northern Germany. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 517, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.12.018>

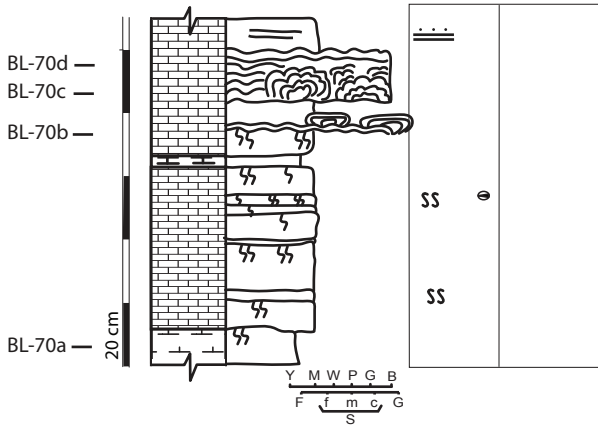
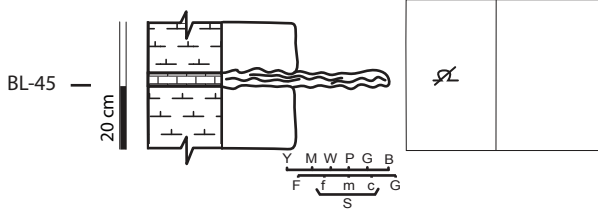
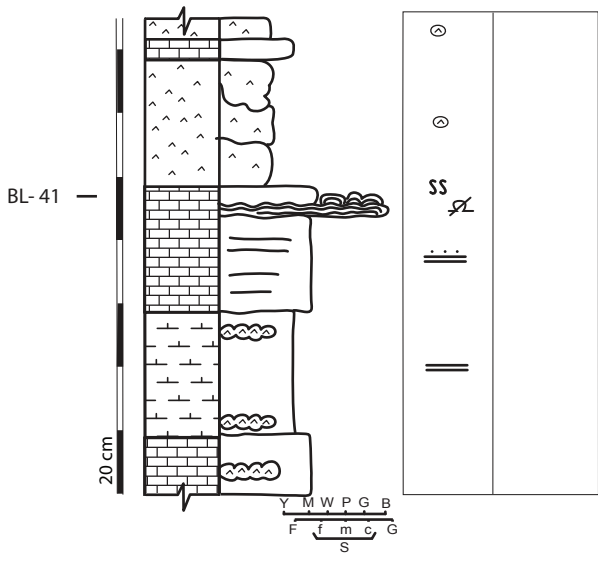
ANEXO I: COLUMNAS DE DETALLE

Aldea del Correo (AC)

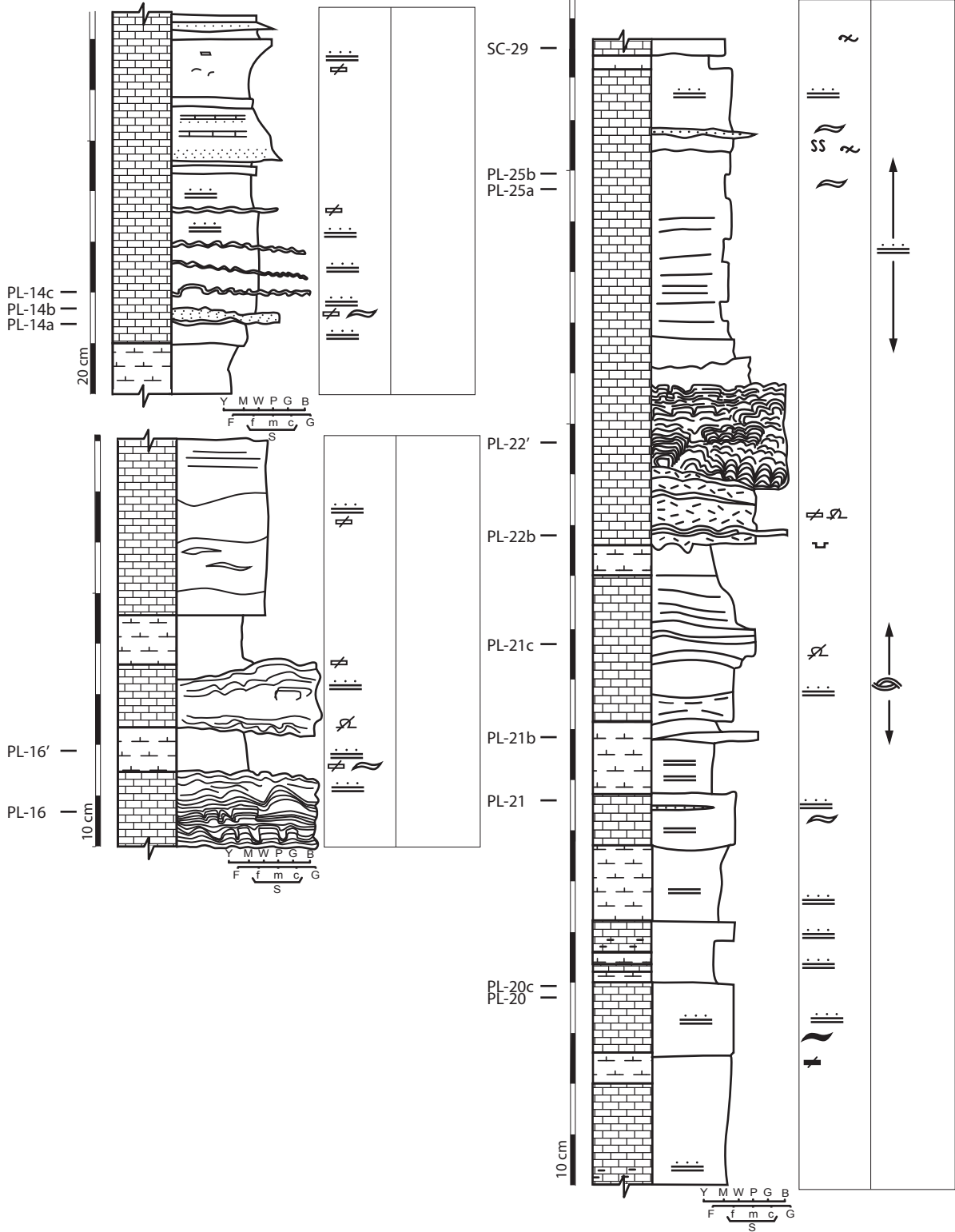


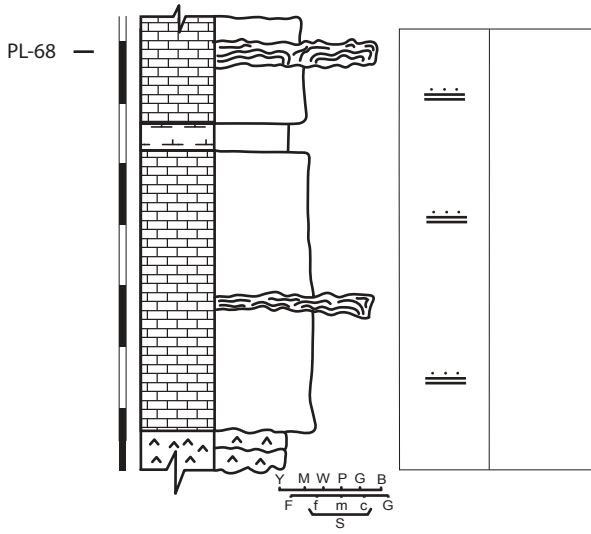
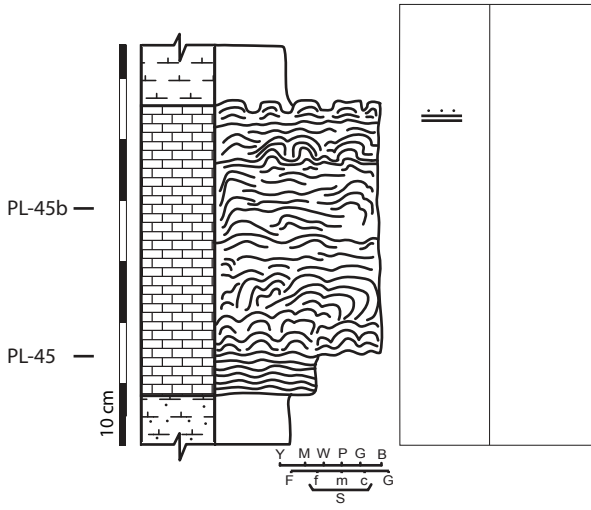
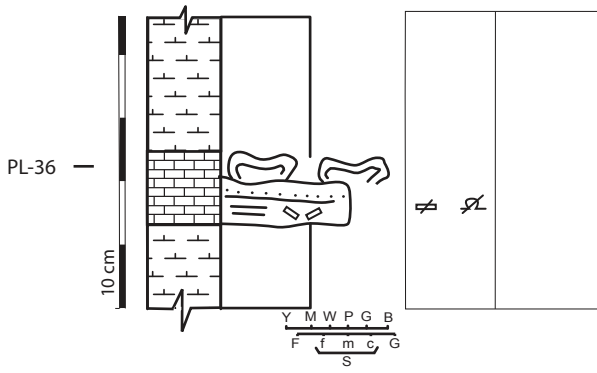
Barranco de la Loba (BL)



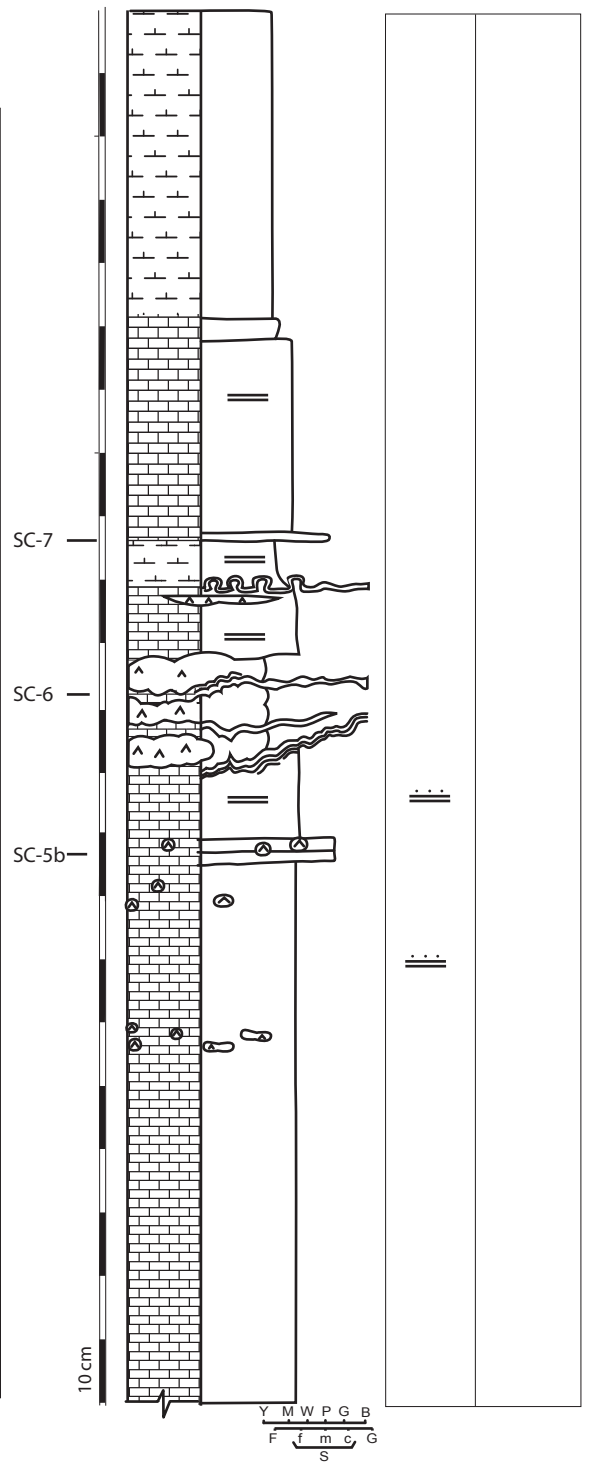
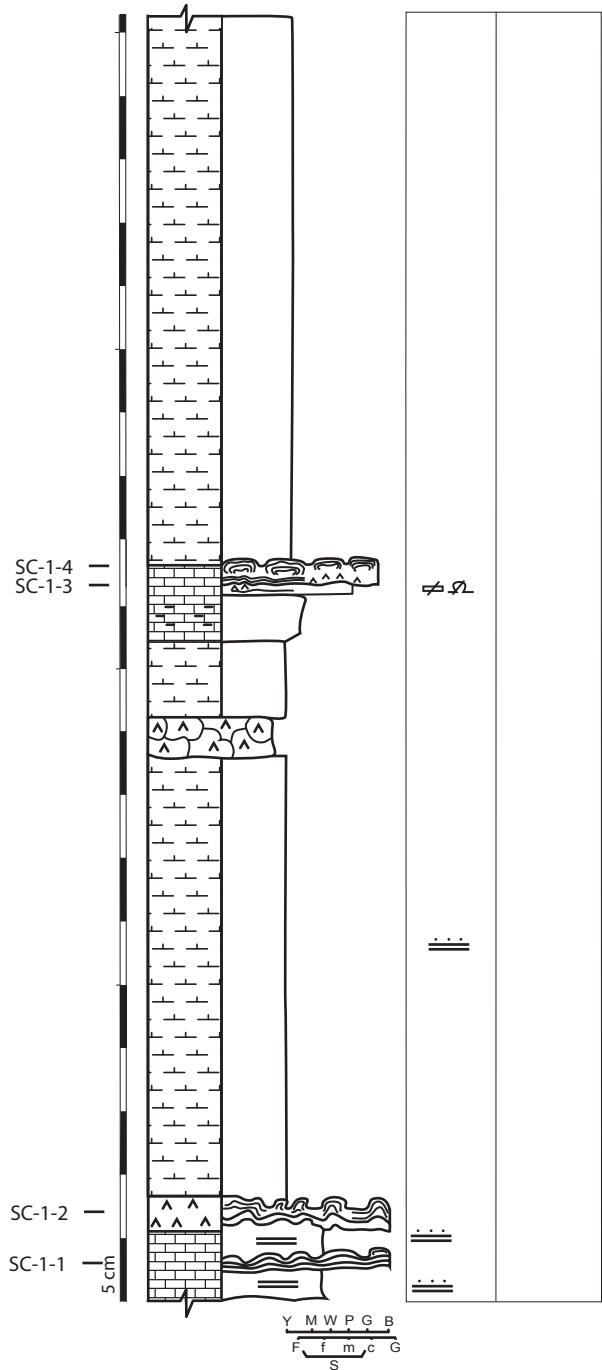


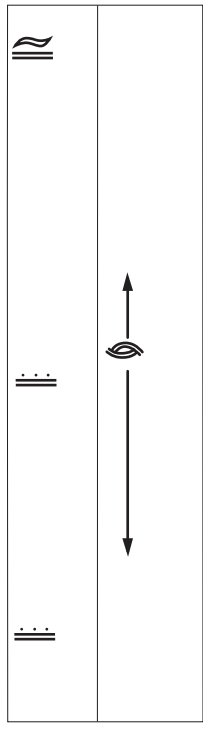
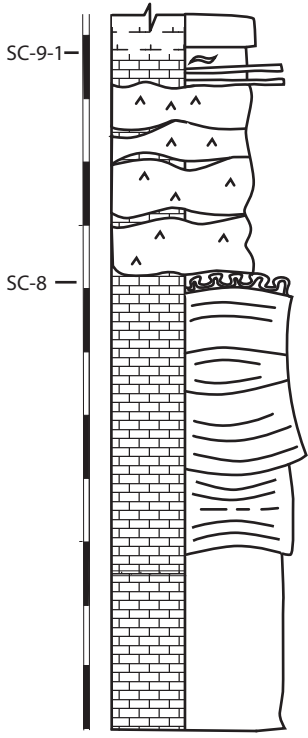
Puig Ladrón (PL)





San Caprasio (SC)

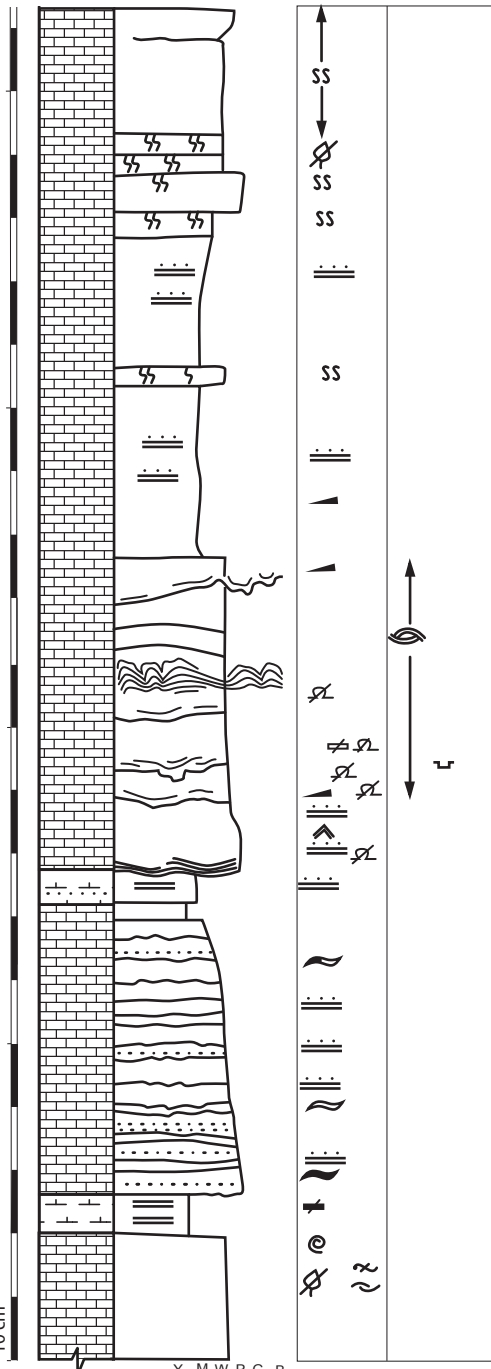




SC-26c —
SC-26b —

SC-21a —
SC-20b —

10 cm



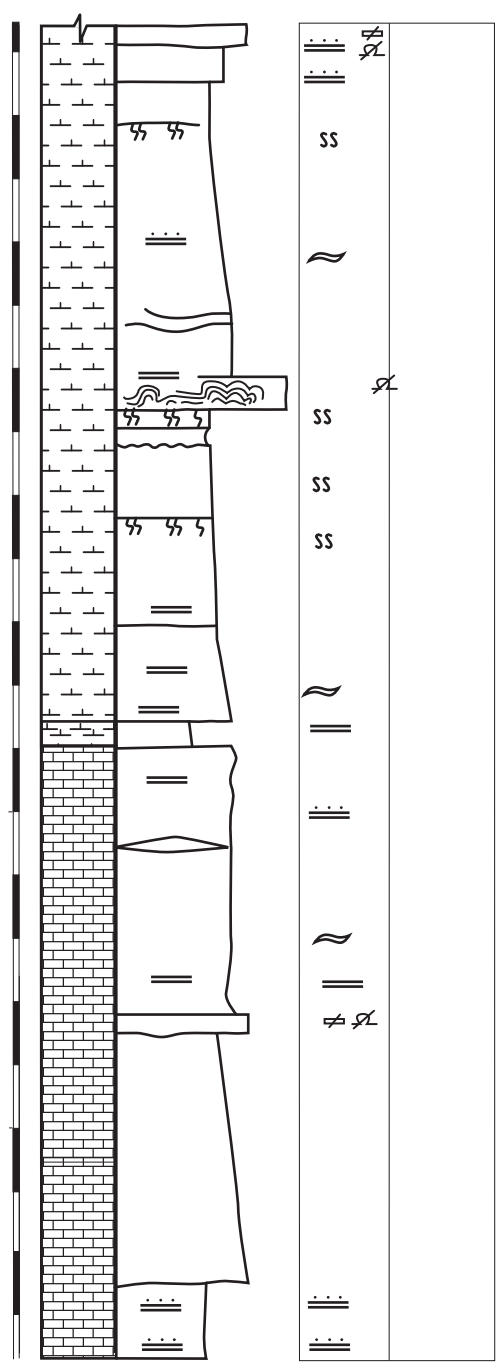
Y M W P G B
F f m c G
S

SC-32 —

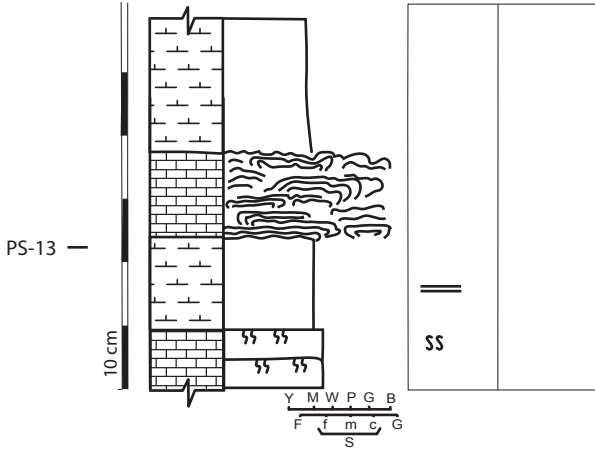
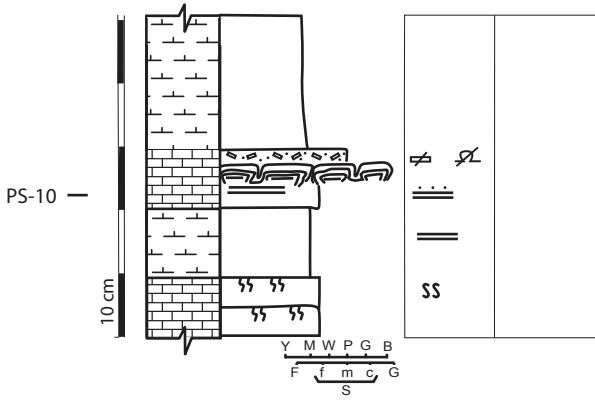
SC-31' —

SC-30 —

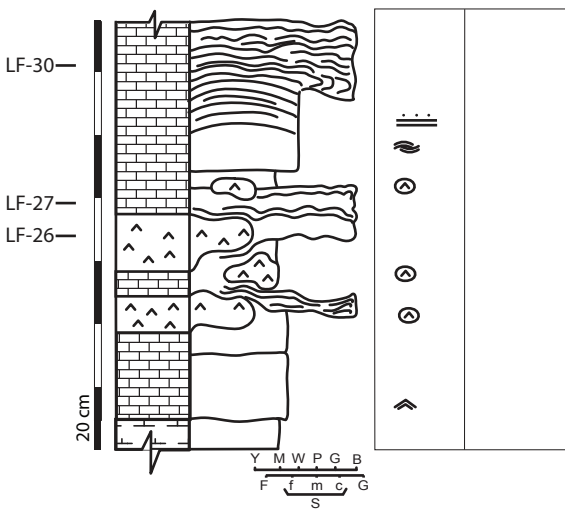
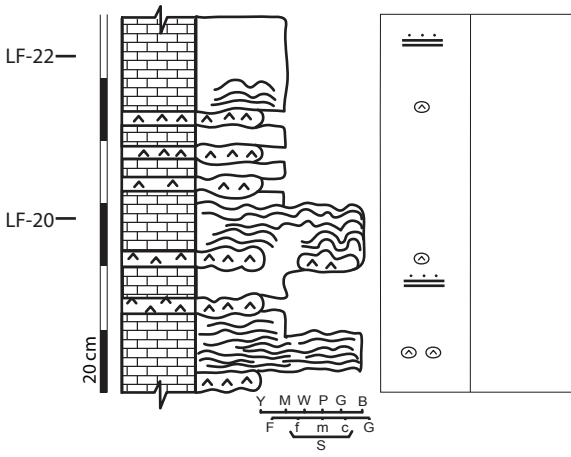
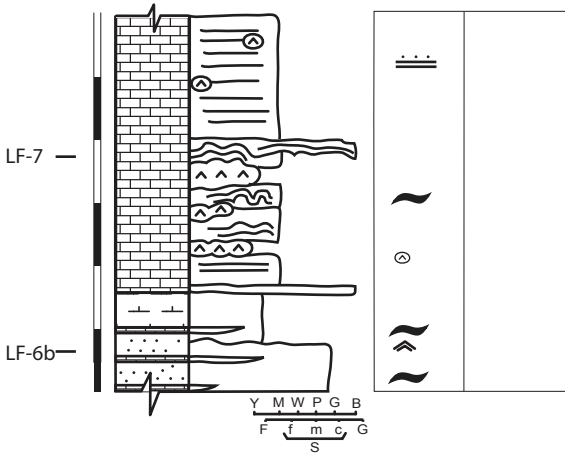
SC-29 —



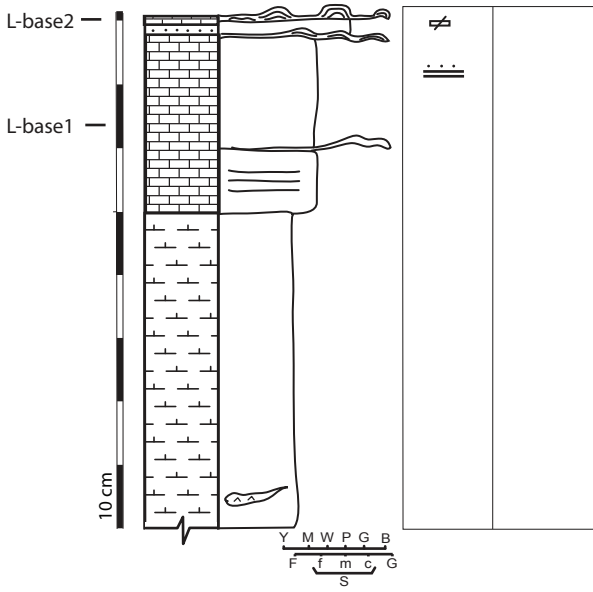
Puig Sabina (PL)



Lasfachastis (LF)



Lanaja (L)



ANEXO II: DATOS DE ISÓTOPOS ESTABLES DE CARBONO Y OXÍGENO

Material suplementario del artículo Martin-Bello et al. (2019a)

Material suplementario del artículo Martin-Bello et al. (2019b)

Datos isotópicos presentados en el Capítulo 5

Material suplementario Martin-Bello et al. (2019a)

Table S1

$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of successive laminae in three stromatolite specimens. SC-31p: unit T6, section SC; SC-141: unit T6, section SC; VS-22: unit T5 in section VS.

	$\delta^{13}\text{C}(\text{VPDB})$		$\delta^{18}\text{O}(\text{VPDB})$	
SC-141t 13l	-1,93		-4,68	
SC-141t 12d	-1,43		-4,30	
SC-141t 11l	-2,04		-5,11	
SC-141t 10d	-1,77		-4,75	
SC-141t 9l	-1,48		-5,03	
SC-141t 8d	-1,73		-5,21	
SC-141t 7l	-1,71		-5,16	
SC-141t 6d	-1,49		-4,77	
SC-141t 5l	-1,99		-5,44	
SC-141t 4d	-1,30		-4,07	
SC-141t 3l	-1,92		-4,44	
SC-141t 2d	-1,45		-4,21	
Mean average SC-141t	light -1.8 ± 0.2	dark -1.5 ± 0.2	light -5.0 ± 0.4	dark -4.6 ± 0.4
SC-141b 9l	-1,73		-4,33	
SC-141b 8d	-1,55		-4,23	
SC-141b 7l	-1,96		-4,99	
SC-141b 6d	-1,86		-4,81	
SC-141b 5l	-1,86		-4,96	
SC-141b 4d	-1,54		-4,60	
SC-141b 3l	-2,14		-5,33	
SC-141b 2d	-1,72		-3,78	
SC-141b 1l	-1,82		-4,34	
Mean average SC-141b	light -1.9 ± 0.2	dark -1.7 ± 0.2	light -4.8 ± 0.4	dark -4.4 ± 0.5
SC-31p15d	-0,53		-3,70	
SC-31p14l	-0,74		-3,95	
SC-31p13d	-0,70		-3,62	
SC-31p12l	-0,93		-4,20	
SC-31p11d	-0,63		-3,58	
SC-31p10l	-0,65		-3,79	
SC-31p9d	-0,66		-3,71	
SC-31p6-8l	-0,76		-4,04	
SC-31p4-5d	-0,65		-3,80	
SC-31p3l	-0,61		-3,99	
SC-31p2d	-0,61		-4,04	
SC-31p1l	-1,06		-4,65	
Mean average SC-31	light -0.8 ± 0.2	dark -0.6 ± 0.1	light -4.1 ± 0.3	dark -3.7 ± 0.2
PL-22't 11l	-0,65		-4,74	
PL-22't 10d	-0,48		-3,80	
PL-22't 9l	-0,80		-4,88	
PL-22't 8d	-0,49		-4,20	

PL-22't 6-7l	-1,05		-5,41	
PL-22't 5d	-0,51		-4,14	
PL-22't 3-4l	-1,01		-5,38	
PL-22't 2d	-0,46		-4,27	
PL-22't 1l	-0,97		-5,00	
Mean average PL-22't	light -0.9 ± 0.2	dark -0.5 ± 0	light -5.1 ± 0.3	dark -4.1 ± 0.2
VS-22 30d	-1,13		-3,78	
VS-22 29l	-1,28		-3,82	
VS-22 28d	-1,24		-3,71	
VS-22 27l	-1,30		-3,82	
VS-22 26d	-1,17		-3,42	
VS-22 25l	-1,44		-3,84	
VS-22 24d	-1,20		-3,30	
VS-22 23l	-1,42		-3,79	
VS-22 22d	-1,33		-3,46	
VS-22 21l	-1,42		-3,86	
VS-22 20d	-1,21		-3,52	
VS-22 19l	-1,38		-3,87	
VS-22 18d	-0,79		-3,39	
VS-22 17l	-1,21		-4,01	
VS-22 16d	-0,86		-3,65	
VS-22 14-15l	-1,31		-4,12	
VS-22 13d	-1,01		-3,24	
VS-22 12l	-1,27		-3,69	
VS-22 11d	-1,16		-3,24	
VS-22 9-10l	-1,48		-4,19	
VS-22 8d	-1,03		-3,10	
VS-22 7l	-1,39		-3,88	
VS-22 6d	-1,18		-3,33	
VS-22 5l	-1,40		-3,82	
VS-22 4d	-1,25		-2,96	
VS-22 3l	-1,45		-3,71	
VS-22 2d	-1,19		-3,13	
VS-22 1l	-1,30		-3,58	
Mean average VS-22	light -1.4 ± 0.1	dark -1.1 ± 0.2	light -3.9 ± 0.2	dark -3.4 ± 0.2

Material suplementario Martin-Bello et al. (2019b)

Table 1 (Supplementary material)

$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB values of bulk sampling analyses.

Samples	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDL)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDL)
SC-141t 13l	-1.9	-4.7
SC-141t 12d	-1.4	-4.3
SC-141t 11l	-2.0	-5.1
SC-141t 10d	-1.8	-4.8
SC-141t 9l	-1.5	-5.0
SC-141t 8l	-1.7	-5.2
SC-141t 7l	-1.7	-5.2
SC-141t 6d	-1.5	-4.8
SC-141t 5l	-2.0	-5.4
SC-141t 4d	-1.3	-4.1
SC-141t 3l	-1.9	-4.4
SC-141t 2d	-1.5	-4.2
AC-9 21d	-1.1	-3.8
AC-9 20l	-1.1	-3.8
AC-9 19d	-1.3	-3.8
AC-9 18l	-1.3	-4.1
AC-9 17d	-1.1	-3.4
AC-9 16l	-1.3	-4.1
AC-9 15d	-1.1	-3.4
AC-9 14l	-1.3	-4.0
AC-9 13l	-1.3	-4.3
AC-9 12d	-0.9	-3.7
AC-9 11l	-1.1	-4.2
AC-9 10d	-1.0	-4.0
AC-9 9l	-1.2	-4.3
AC-9 8d	-0.9	-3.8
AC-9 7l	-1.1	-4.2
AC-9 6d	-1.0	-3.9
AC-9 5l	-1.3	-4.4
AC-9 4d	-1.1	-3.8
AC-9 3l	-1.3	-4.3
AC-9 2d	-1.1	-4.0
AC-9 1l	-1.3	-4.5
VS-22 30d	-1.1	-3.8
VS-22 29l	-1.3	-3.8
VS-22 28d	-1.2	-3.7
VS-22 27l	-1.3	-3.8
VS-22 26d	-1.2	-3.4
VS-22 25l	-1.4	-3.8
VS-22 24d	-1.2	-3.3
VS-22 23l	-1.4	-3.8
VS-22 22d	-1.3	-3.5
VS-22 21l	-1.4	-3.9
VS-22 20d	-1.2	-3.5
VS-22 19l	-1.4	-3.9
VS-22 18d	-0.8	-3.4
VS-22 17l	-1.2	-4.0
VS-22 16d	-0.9	-3.6
VS-22 15l	-1.4	-4.3
VS-22 14l	-1.3	-4.0
VS-22 13d	-1.0	-3.2
VS-22 12l	-1.3	-3.7
VS-22 11d	-1.2	-3.2
VS-22 10l	-1.5	-4.2
VS-22 9l	-1.5	-4.2
VS-22 8d	-1.0	-3.1
VS-22 7l	-1.4	-3.9
VS-22 6d	-1.2	-3.3
VS-22 5l	-1.4	-3.8
VS-22 4d	-1.2	-3.0
VS-22 3l	-1.4	-3.7
VS-22 2d	-1.2	-3.1
VS-22 1l	-1.3	-3.6
PL-22't 11l	-0.7	-4.7
PL-22't 10d	-0.5	-3.8
PL-22't 9l	-0.8	-4.9
PL-22't 8d	-0.5	-4.2
PL-22't 7l	-1.2	-5.4
PL-22't 6l	-0.9	-5.4
PL-22't 5d	-0.5	-4.1
PL-22't 4l	-1.0	-5.5
PL-22't 3l	-1.0	-5.2
PL-22't 2d	-0.5	-4.3
PL-22't 1l	-1.0	-5.0
SC-197b 11l	-4.2	-5.5
SC-197b 10d	-4.2	-5.0
SC-197b 9l	-4.7	-4.9
SC-197b 8d	-4.4	-5.3
SC-197b 7l	-3.7	-6.8
SC-197b 6d	-4.6	-5.1
SC-197b 5l	-3.8	-7.1
SC-197b 4d	-4.3	-6.0
SC-197b 3l	-3.9	-7.1
SC-197b 2d	-4.0	-6.5

Table 2 (Supplementary material)

$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB of high-resolution sampling (HRS) analyses performed on specimen PL-22't.

Sample number	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)
1	-1.1	-4.5
2	-0.9	-4.1
3	-0.9	-4.4
4	-0.7	-4.4
5	-1.1	-5.1
6	-0.8	-4.4
7	-1.0	-4.8
8	-0.7	-4.3
9	-0.6	-4.3
10	-0.6	-4.3
11	-0.4	-3.9
12	-0.5	-4.0
13	-0.4	-3.8
14	-0.7	-4.3
15	-0.3	-3.5
16	-0.4	-3.5
17	-0.4	-3.6
18	-0.5	-3.9
19	-0.6	-3.9
20	-0.6	-4.1
21	-0.8	-4.4
22	-0.8	-4.2
23	-1.0	-4.6
24	-1.2	-4.9
25	-1.3	-5.0
26	-0.9	-4.3
27	-0.7	-4.2
28	-0.7	-4.4
29	-0.6	-4.4
30	-0.6	-4.3
31	-0.7	-4.5
32	-0.9	-4.8
33	-1.1	-5.0
34	-0.9	-4.5
35	-0.8	-4.5
36	-0.8	-4.3
37	-0.9	-4.4
38	-0.5	-3.6
39	-1.0	-4.3
40	-1.1	-4.8
41	-1.0	-4.7
42	-1.1	-4.9
43	-0.8	-4.5
44	-0.8	-4.5
45	-0.8	-4.4
46	-0.9	-4.4
47	-1.0	-4.4
48	-0.9	-4.5
49	-0.9	-4.6
50	-0.8	-4.5
51	-0.7	-4.5
52	-0.9	-4.8
53	-0.7	-4.5
54	-0.8	-4.7
55	-0.8	-4.7
56	-0.8	-4.8
57	-0.9	-4.9
58	-1.0	-5.0
59	-1.0	-5.0
60	-0.9	-5.0

61	-0.9	-5.0
62	-0.9	-5.1
63	-0.8	-5.0
64	-0.9	-5.1
65	-0.8	-4.9
66	-0.4	-4.1
67	-0.8	-4.7
68	-0.9	-4.6
69	-0.8	-4.2
70	-0.8	-4.4
71	-0.6	-4.2
72	-0.7	-4.3
73	-0.7	-4.3
74	-0.7	-4.3
75	-0.7	-4.1
76	-0.7	-4.1
77	-0.7	-4.1
78	-0.8	-4.2
79	-1.0	-4.9
80	-0.9	-4.5
81	-0.7	-4.3
82	-0.5	-4.3
83	-0.5	-4.2
84	-0.6	-4.3
85	-0.5	-4.1
86	-0.5	-4.3
87	-0.7	-4.6
88	-0.7	-4.8
89	-0.8	-4.8
90	-0.8	-4.9
91	-0.8	-5.0
92	-0.5	-4.4
93	-0.4	-4.0
94	-0.7	-4.7
95	-0.6	-4.3
96	-0.6	-4.4
97	-0.9	-4.8
98	-0.7	-4.7
99	-0.8	-4.7
100	-0.9	-5.1
101	-1.2	-5.3
102	-1.1	-5.3
103	-0.9	-5.1
104	-0.8	-4.8
105	-0.8	-4.7
106	-0.8	-4.6
107	-0.9	-4.7
108	-0.9	-4.9
109	-0.9	-5.1
110	-0.9	-5.1
111	-0.9	-5.0
112	-0.9	-5.1
113	-0.9	-5.2
114	-0.9	-5.1
115	-1.1	-5.2
116	-1.1	-5.1
117	-1.0	-5.0
118	-1.0	-5.1
119	-1.0	-5.0
120	-1.1	-4.9
121	-1.0	-4.9
122	-0.9	-4.9

123	-1.0	-5.0
124	-0.9	-4.8
125	-0.9	-5.0
126	-0.9	-4.9
127	-1.0	-5.0
128	-1.0	-5.1
129	-1.0	-5.1
130	-1.0	-5.1
131	-1.1	-5.1
132	-0.9	-4.9
133	-0.7	-4.6
134	-0.8	-4.7
135	-0.9	-5.0
136	-0.9	-5.0
137	-0.9	-5.1
138	-0.8	-4.6
139	-0.7	-4.2
140	-0.7	-4.8
141	-0.8	-4.8
142	-0.9	-5.0
143	-0.9	-5.0
144	-0.7	-4.7
145	-0.7	-4.5
146	-0.6	-4.6
147	-0.7	-4.8
148	-0.6	-4.7
149	-0.8	-5.2
150	-0.9	-5.3
151	-0.9	-5.3
152	-0.8	-4.9
153	-0.7	-4.4
154	-0.7	-4.5
155	-0.7	-4.5
156	-0.7	-4.6
157	-1.0	-5.0
158	-1.0	-5.1
159	-1.0	-5.1
160	-1.0	-5.1
161	-1.0	-5.1
162	-1.0	-5.2
163	-0.9	-5.1
164	-0.9	-5.1
165	-1.1	-5.3
166	-0.9	-5.2
167	-1.0	-5.3
168	-0.9	-5.0
169	-0.9	-4.8
170	-0.9	-4.9
171	-0.9	-5.0
172	-1.0	-5.1
173	-1.0	-5.1
174	-1.0	-5.2
175	-1.1	-5.3
176	-0.9	-5.1
177	-0.7	-5.0
178	-0.9	-5.1
179	-0.9	-5.2
180	-1.1	-5.4
181	-1.0	-5.3
182	-0.9	-5.0
183	-1.1	-5.5
184	-1.0	-5.1
185	-1.0	-5.1
186	-0.9	-5.1
187	-0.9	-5.0
188	-0.6	-4.8
189	-0.7	-4.9
190	-0.7	-4.7

191	-0.7	-4.9
192	-1.0	-5.1
193	-1.0	-5.2
194	-0.7	-5.0
195	-0.8	-4.9
196	-0.9	-5.1
197	-0.8	-4.9
198	-0.8	-5.0
199	-0.8	-5.1
200	-0.9	-5.3
201	-0.9	-5.3
202	-0.8	-5.0

Datos isotópicos presentados en el Capítulo 5

Valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB del análisis "bulk".

Especímenes	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDL)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDL)
Calcita	Universidad de Barcelona	
SC-1-2 6n	-1,6	-3,9
SC-1-2 5b	-1,6	-1,7
SC-1-2 4n	-1,7	-3,4
SC-1-2 3b	-1,7	-2,9
SC-1-2 2n	-1,8	-4,0
SC-1-2 1b	-1,4	-1,6
Dolomita	Universidad de Barcelona	
SC-1-2 7b	-1,1	-1,9
SC-1-2 6n	-1,4	-3,5
SC-1-2 5b	-0,4	0,4
SC-1-2 4n	-1,4	-2,9
SC-1-2 3b	-0,9	-1,2
SC-1-2 2n	-1,7	-3,8
SC-1-2 1b	-0,4	0,2

Especímenes	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDL)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDL)
Calcita	Universidad de Barcelona	
SC-6c 18b	-0,6	-2,8
SC-6c 17n	-0,6	-2,6
SC-6c 16b	-0,5	-2,0
SC-6c 15n	-0,7	-3,1
SC-6c 14b	-0,5	-1,6
SC-6c 13n	-0,5	-2,7
SC-6c 12b	-0,5	-1,8
SC-6c 11a	-0,6	-2,5
SC-6c 10b	-0,5	-2,2
SC-6c 9n	-0,7	-2,4
SC-6c 8a	-0,6	-3,0
SC-6c 7n	-0,8	-2,4
SC-6c 6b	-0,6	-3,2
SC-6c 5n	-0,5	-1,6
SC-6c 4a	-0,6	-3,6
SC-6c 3n	-0,7	-2,8
SC-6c 2a	-0,8	-3,2
SC-6c 1b	-0,6	-3,1
Dolomita	Universidad de Barcelona	
SC-6c 18b	-0,6	-2,6
SC-6c 17n	-0,8	-2,7
SC-6c 16b	-0,4	-0,8
SC-6c 15n	-0,7	-2,7
SC-6c 14b	-0,3	-0,5
SC-6c 13n	-0,6	-2,9
SC-6c 12b	-0,4	-0,8
SC-6c 11a	-0,7	-2,4
SC-6c 10b	-0,5	-1,8
SC-6c 9n	-0,8	-2,3
SC-6c 8a	-0,7	-2,9
SC-6c 7n	-0,8	-2,1
SC-6c 6b	-0,5	-2,0
SC-6c 5n	-0,5	-0,7
SC-6c 4a	-0,7	-3,6
SC-6c 3n	-0,8	-3,0
SC-6c 2a	-0,8	-3,2
SC-6c 1b	-0,4	-1,2

Especímenes	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDL)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDL)
Calcita	Universidad de Salamanca	
SC-6c 18b	-1,3	-3,9
SC-6c 17n	-1,0	-3,1
SC-6c 16b	-1,0	-2,2
SC-6c 15n	-0,8	-2,6
SC-6c 14b	-0,5	-1,2
SC-6c 13n	-0,8	-3,0
SC-6c 12b	-0,6	-1,2
SC-6c 11a	-0,9	-2,6
SC-6c 10b	-1,1	-3,2
SC-6c 9n	-1,5	-3,8
SC-6c 8a	-2,4	-6,4
SC-6c 7n	-2,3	-5,3
SC-6c 6b	-2,2	-5,7
SC-6c 5n	-1,0	-2,5
SC-6c 4a	-1,5	-5,1
SC-6c 3n	-1,5	-4,2
SC-6c 2a	-1,6	-4,5
SC-6c 1b	-1,2	-3,2
Dolomita	Universidad de Salamanca	
SC-6c 18b	-2,5	-1,8
SC-6c 17n	-3,4	-3,0
SC-6c 16b	-1,6	-1,6
SC-6c 15n	-2,6	-1,9
SC-6c 14b	-2,8	-2,8
SC-6c 13n	-3,7	-5,8
SC-6c 12b	-2,6	-2,0
SC-6c 11a	-1,6	0,4
SC-6c 10b	-2,3	-1,3
SC-6c 9n	-3,1	-6,8
SC-6c 8a	-3,3	-7,1
SC-6c 7n	-2,3	-4,0
SC-6c 6b	-3,7	-6,4
SC-6c 5n	-1,8	-6,9
SC-6c 4a	-3,7	-9,1
SC-6c 3n	-2,1	-4,7
SC-6c 2a	-2,5	-5,6
SC-6c 1b	-0,8	-0,7

Especímenes	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDL)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDL)
AC-5g 28n	-2,0	-3,7
AC-5g 27b	-1,9	-1,8
AC-5g 26b	-2,0	-1,7
AC-5g 25n	-2,1	-3,9
AC-5g 24b	-2,1	-3,2
AC-5g 23n	-2,4	-4,4
AC-5g 22n	-2,3	-4,4
AC-5g 21n	-2,2	-4,2
AC-5g 20n	-2,3	-4,0
AC-5g 19b	-2,1	-4,1
AC-5g 18n	-2,2	-3,8
AC-5g 17b	-2,4	-4,3
AC-5g 16n	-2,2	-3,7
AC-5g 15b	-2,4	-4,1
AC-5g 14n	-2,1	-3,6
AC-5g 13b	-2,3	-3,7
AC-5g 12n	-2,1	-3,5
AC-5g 11b	-2,1	-3,7
AC-5g 10n	-2,0	-3,2
AC-5g 9b	-1,9	-3,2
AC-5g 8n	-2,0	-3,5
AC-5g 7b	-2,1	-3,7

AC-5g 6n	-2,1	-3,5
AC-5g 5b	-1,7	-3,6
AC-5g 4n	-2,0	-3,3
AC-5g 3b	-2,1	-3,2
AC-5g 2n	-2,0	-3,5
AC-5g 1b	-2,2	-3,4

Especímenes	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDL)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDL)
VS-30 10n	-1,4	-3,1
VS-30 9b	-1,4	-4,0
VS-30 8n	-1,5	-3,8
VS-30 7b	-1,4	-3,7
VS-30 6n	-1,4	-3,4
VS-30 5b	-1,3	-4,2
VS-30 4n	-1,5	-3,4
VS-30 3b	-1,4	-4,6
VS-30 2	-1,4	-4,0
VS-30 1	-1,4	-4,5

Especímenes	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDL)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDL)
SC-185b 5n	-4,6	-5,7
SC-185b 4b	-4,3	-5,8
SC-185b 3b	-4,3	-5,5
SC-185b 2b	-4,7	-6,3
SC-185b 1b	-4,8	-6,6
SC-1-2 7b	-1,8	-3,2

ANEXO III: DATOS DE CICLIDADAD

Material suplementario del artículo Pérez-Rivarés et al. (2019)

Supplementary Material for

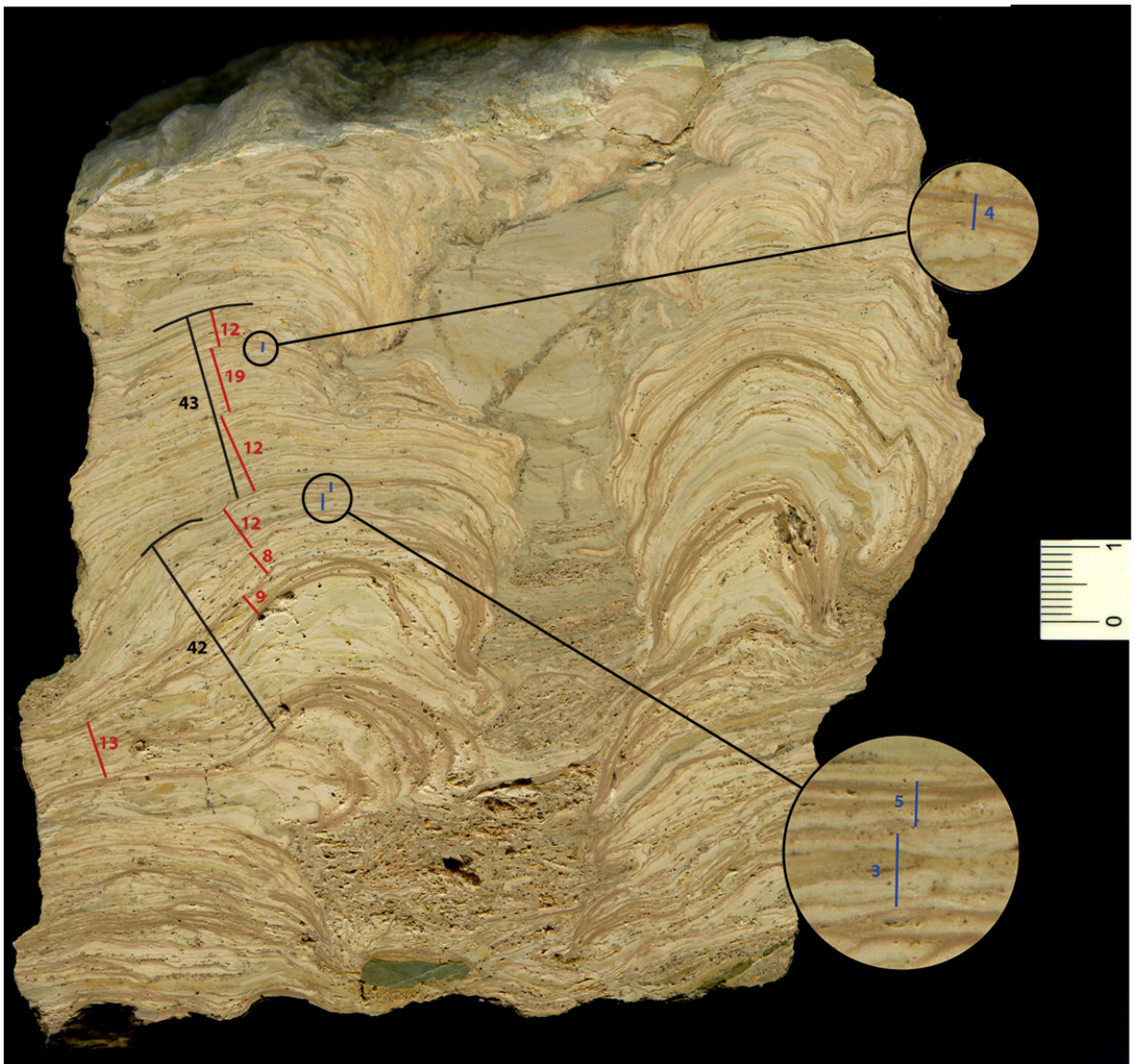
Periodicity in stromatolitic lamination: a potential record of ENSO, NAO and SUNSPOT in the Miocene lacustrine record of the Ebro Basin, Spain

Francisco Javier Pérez-Rivarés^a, Leticia Martín-Bello^{a,b}, Concha Arenas-Abad^{a,b}

^aDepartment of Earth Sciences, University of Zaragoza. 50009 Zaragoza, Spain

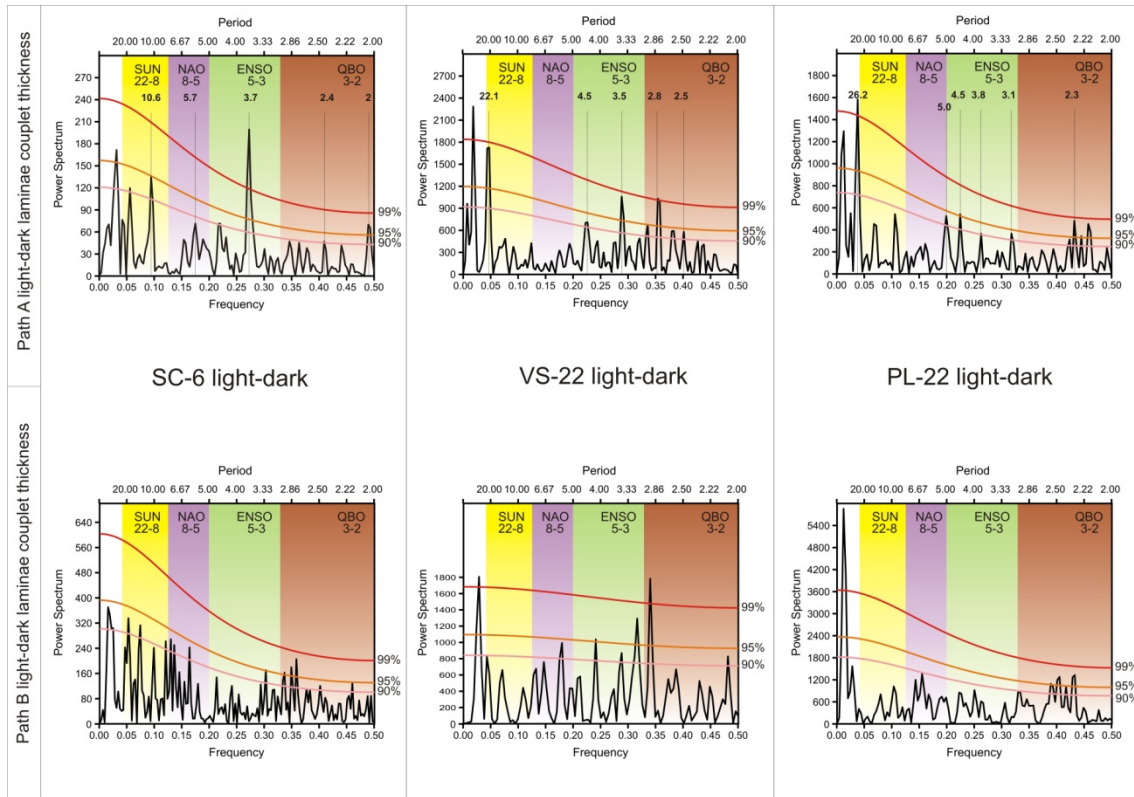
^bInstitute of Research on Environmental Sciences of Aragón (IUCA) and Geotransfer group.

Supplementary material 1. Laminae thickness pixel and raw luminance time series of stromatolite specimens (file Supplementary_material_1.xlsx).



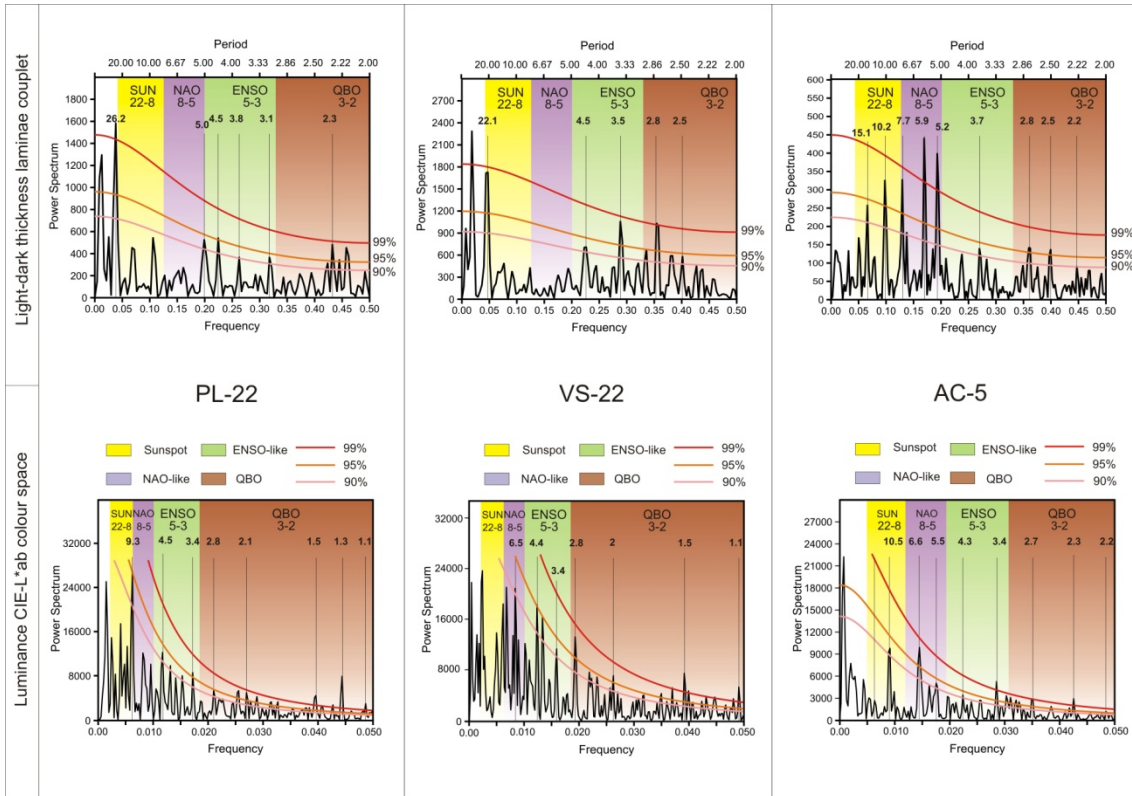
Supplementary material 2. Example of a VS-22 stromatolite polished section, and identification of the different patterns of cyclicity recognized: blue lines correspond to second

order cycles after Martin-Bello et al. (2019a), which in this work are identified with NAO/ENSO-like cycles; red lines correspond to first order cycles after Martin-Bello et al. (under review), identified with 11-year Schwabe cycles; black lines correspond to supra-order cycles which could be identified with AMO-like cycles.

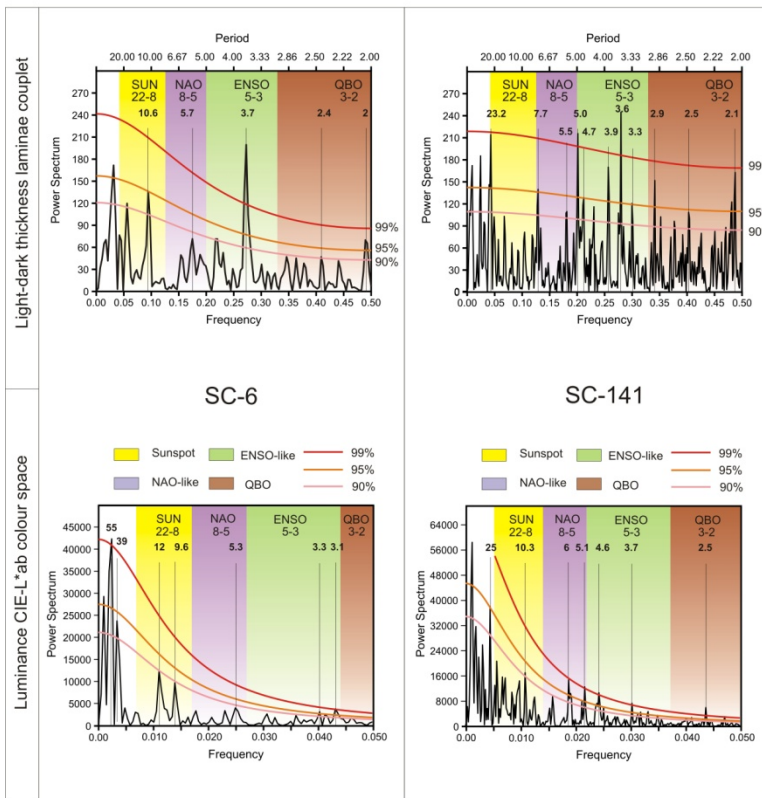


Path A vs Path B Light-dark thickness

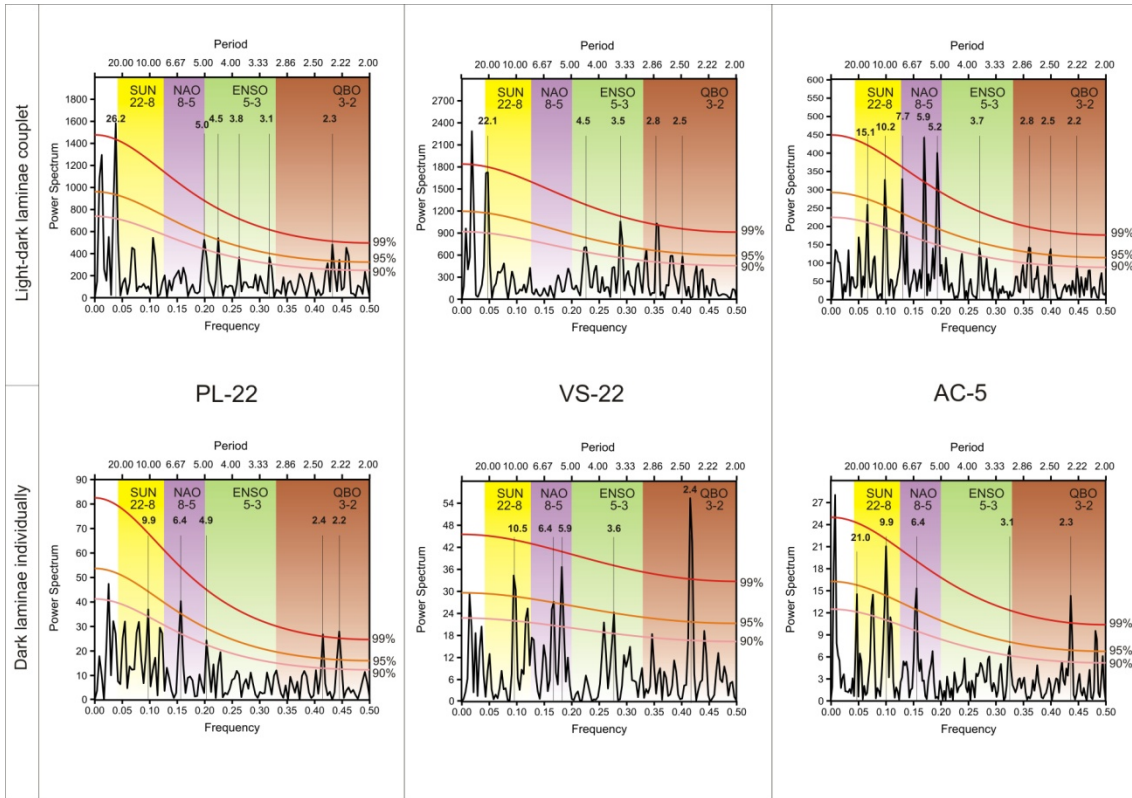
Supplementary material 3. Spectral analysis results of Path A versus Path B light-dark thickness values for specimens SC-6c, VS-22 and PL-22.



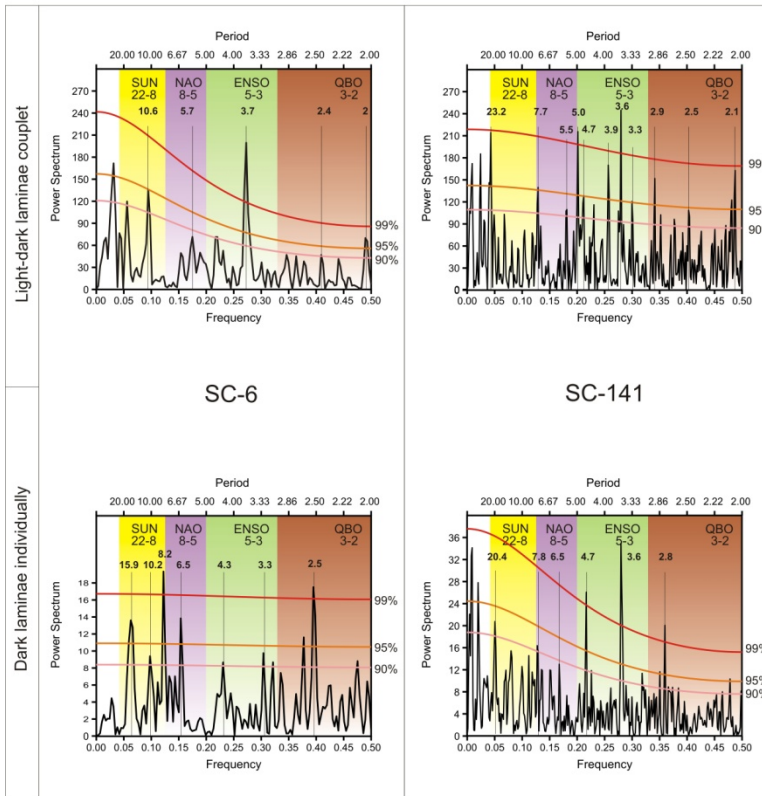
Light-dark thickness vs Luminance CIE-L*a*b colour space



Supplementary material 4. Spectral analysis results of luminance data for all the specimens.



Light-dark vs dark thickness



Supplementary material 5. Spectral analysis results of laminae thickness values of dark laminae individually versus light-dark laminae couplet for all the specimens.

ANEXO IV: CARTA DE ACEPTACIÓN



August 7, 2019

Dear Dr. Arenas,

As coordinator and coeditor of the Springer Special Volume entitled "Limnogeology: Progress, challenges and opportunities: A tribute to Beth Gierlowski-Kordesch", I am glad to inform you that the contribution as a chapter in this book has been accepted for publication:

Title: "Lacustrine and fluvial carbonate microbialites in the Neogene of the Ebro Basin, Spain: a summary of up to date knowledge"

Authors: Concha Arenas-Abad, Leticia Martin-Bello Santos-Bueno, F. Javier Pérez-Rivarés and Marta Vázquez-Urbez

Editors: Editors: Michael R Rosen, Lisa Park-Boush, David B. Finkelstein, Sila Pla Pueyo

Editorial: Springer, special volume, Series of Syntheses in Limnogeology.

International Association of Limnogeologists (IAL) .

SPRINGER-Science+Business Media Dordrecht. – ISBN: 978-94-017-9905-8 ISSN: 2211-2731

As you may know, the book contains 16 chapters, plus several introductory sections.

Best wishes,

A handwritten signature in black ink, appearing to read "Michael R. Rosen", is written in a cursive style.

Dr. Michael R. Rosen
Coordinator and editor of the special Springer volume and Springer series Syntheses in
Limnogeology
Research Hydrologist/Water Quality Specialist for Research
California Water Science Center
US Geological Survey
2730 N. Deer Run Road
Carson City NV 89701
USA

