

Sedimentología y cicloestratigrafía de las facies marinas de la Formación Barahona (Jurásico Inferior) en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica



Jorge Val Muñoz
Trabajo fin de Master 2012/13
Universidad de Zaragoza

Zaragoza, 30 de agosto de 2013

La Dra. Beatriz Bádenas Lago, directora del TFM realizado por D. Jorge Val Muñoz y titulado "Sedimentología y cicloestratigrafía de las facies marinas de la Formación Barahona (Jurásico Inferior) en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica", considera que dicho trabajo se ajusta a la normativa específica de los TFM establecida por el Departamento de Ciencias de la Tierra y por la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza, por lo que doy mi aprobación para su exposición y defensa pública por parte de su autor.

Atentamente,



Fdo: Beatriz Bádenas Lago

Zaragoza, 30 de agosto de 2013

**A la atención del tribunal de evaluación de los TFM 2012/2013 del Master de
Iniciación a la Investigación en Geología**

La Dra. Beatriz Bádenas Lago, directora del TFM realizado por D. Jorge Val Muñoz y titulado "Sedimentología y cicloestratigrafía de las facies marinas de la Formación Barahona (Jurásico Inferior) en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica", informa que el trabajo presentado constituye una obra original en la que el autor ha llevado a cabo, bajo mi supervisión, todas las labores de toma de datos en campo y laboratorio, síntesis e interpretación de datos, así como de redacción y diseño de figuras incluidas en la presente memoria.

Atentamente,



Fdo: Beatriz Bádenas Lago

RESUMEN

Las facies marinas depositadas durante el Pliensbachiense en la Cuenca Ibérica registran un ciclo transgresivo-regresivo que culmina en el Pliensbachiense Superior con una regresión a escala regional europea, que en esta cuenca está representada por las calizas bioclásticas de la Fm. Barahona. En el presente Trabajo Fin de Máster se realiza la caracterización sedimentológica y cicloestratigráfica capa a capa de esta unidad en dos afloramientos representativos de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Obón y San Pedro), con objeto de proponer un modelo de sedimentación y evaluar los factores que controlaron la sedimentación durante el Pliensbachiense Superior.

Se han reconocido 5 facies, correspondientes a distintos ambientes dentro de la cuenca. El modelo propuesto establece un área fuente de producción de carbonato y de generación del sedimento bioclástico en una hipotética zona de rampa interna altamente energética, sometida a la acción del oleaje de buen tiempo, y una zona más profunda correspondiente con los dominios medio y externo proximal, en la cual se producía la resedimentación de la fracción bioclástica fina, y de fangos carbonatados y detríticos. Mediante el análisis secuencial, se ha constatado la presencia de 12 secuencias de alto orden de potencia métrica, agrupadas en 4 secuencias de largo término, de evolución de facies profundizante y/o somerizante. Su génesis estuvo controlada por cambios climáticos asociados a la variación de los parámetros orbitales de excentricidad de corto y largo término, respectivamente, que producirían variaciones en el nivel del mar relativo y, por tanto, variaciones de producción del sedimento en las zonas someras y de su resedimentación hacia las zonas distales.

Las conclusiones obtenidas han sido comparadas y puestas en contexto con el marco regresivo y de clima frío propuesto previamente por otros autores para este intervalo de tiempo en otras cuencas de sedimentación próximas.

ABSTRACT

The marine facies deposited during the Pliensbachian in the Iberian Basin record a transgressive-regressive cycle which ends in the Upper Pliensbachian with a regional (European) scale regression. This regressive phase is represented in this basin by the bioclastic limestones of the Barahona Fm. On the current Final Master Dissertation, a bed by bed sedimentological and cyclostratigraphical characterization of this unit is carried out in two representative outcrops in the Aragonian Branch of the Iberian Range (Obón and San Pedro). The aim of this research work is propose a sedimentological model and evaluate the factors controlling the sedimentation during the Upper Pliensbachian.

Five facies corresponding to different environments within the basin have been recognized. The proposed model establishes a source area of carbonate production and generation of the bioclastic sediment in the high energy inner ramp, subject to the action of the fair-weather wave base, and a deeper zone corresponding to middle and proximal outer domains, where resedimentation of fine bioclastic grains, and carbonate and terrigenous muds occurred. Sequence analysis, has allowed the recognition of 12 metre-thick high-order sequences, which are grouped into 4 long-term sequences. The sequences have a deepening and/or shallowing facies evolution. Their genesis was controlled by climatic changes associated to variations of orbital parameters (short and long term eccentricity, respectively). These changes would produce relative sea-level changes, and therefore, variations in shallow carbonate production and resedimentation towards distal zones.

The obtained conclusions have been compared and put into context with the regressive and cold climate framework proposed previously by other authors for this time interval in other near sedimentary basins.

ÍNDICE

1. Introducción.....	3
1.1. Interés y motivación.....	3
1.2. Contexto estratigráfico y paleogeográfico.....	3
1.3. Objetivos y metodología.....	6
2. Presentación de las secciones estudiadas.....	9
2.1. Situación geográfica y geológica.....	9
2.2. Presentación de los perfiles estudiados.....	11
Columna de Obón.....	13
Columna de San Pedro.....	17
2.3. Litoestratigrafía y bioestratigrafía.....	21
3. Análisis de facies.....	23
3.1. Descripción de facies.....	23
3.2. Interpretación.....	29
4. Análisis secuencial.....	33
4.1. Secuencias identificadas en el perfil de Obón.....	33
4.2. Secuencias identificadas en el perfil de San Pedro.....	36
4.3. Correlación: extensión de las secuencias.....	39
5. Discusión.....	43
5.1. La rampa carbonatada del Pliensbachiense Superior en la Cuenca Ibérica.....	43
5.2. Comparación con otras cuencas de Iberia.....	44
5.3. Significado de las secuencias de alto orden.....	46
6. Conclusiones.....	49
7. Bibliografía.....	51
Agradecimientos.....	54

1. INTRODUCCIÓN

1.1. INTERÉS Y MOTIVACIÓN

Las facies marinas depositadas durante el Pliensbachiense en la Cuenca Ibérica registran un ciclo transgresivo-regresivo que culmina en el Pliensbachiense Superior con una regresión a escala regional europea, que en esta cuenca está representada por la Fm. Barahona.

A diferencia de las demás cuencas del norte de la Placa Ibérica constituyentes del llamado Corredor Ibérico (Cuencas Asturiana y Vasco-Cantábrica), y de otras cuencas europeas coexistentes, en el Pliensbachiense Superior de la Cuenca Ibérica no se disponen de estudios de detalle que corroboren la hipótesis propuesta por algunos autores (Price, 1999, Rosales *et al.*, 2006; Dera *et al.*, 2011) de una posible etapa de enfriamiento dentro de las condiciones cálidas globales del Jurásico, como causante de dicho evento regresivo. Es por ello que resulta interesante la realización de un estudio sedimentológico y cicloestratigráfico de detalle capa a capa de la Fm. Barahona para caracterizar el registro sedimentario del evento regresivo en la Cuenca Ibérica, como requisito primordial y necesario para una posterior comparación a fondo en futuros trabajos con materiales de similar edad en las otras cuencas, que permita reforzar la hipótesis de la relación de dicho evento regresivo con una etapa de enfriamiento.

Las facies que conforman esta unidad estratigráfica muestran unas características apropiadas para dicha tarea, debido a la presencia de ciclicidad de alta frecuencia (Bordonaba y Aurell, 2001) y a la abundancia de fósiles e icnofósiles que facilitan este tipo de trabajos sedimentológicos y cicloestratigráficos de detalle. Conocer el significado paleoambiental de dichas facies y establecer la posible impronta de ciclos de Milankovitch aportará nuevos datos para discutir sobre los factores que controlaron la sedimentación marina durante el Pliensbachiense Superior.

1.2. CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO Y PALEOGEOGRÁFICO

Durante el Jurásico Inferior, el supercontinente Pangea se encontraba rodeado por dos grandes masas oceánicas, los océanos Panthalassa y Tethys. La Placa Ibérica se situaba en una latitud entre 30° y 40° Norte, una posición algo más meridional que en la actualidad (Osete *et al.*, 2000), adosada al margen oriental de Pangea (Figura 1A). Las partes occidental y central se encontraban emergidas constituyendo el llamado Macizo Ibérico, circundado por cuencas marinas someras. Siendo que el clima general para el Jurásico fue cálido y húmedo, y con un bajo gradiente de temperatura entre los polos y el Ecuador (Hallam, 1985), se dieron las condiciones adecuadas para el desarrollo de plataformas carbonatadas.

A principios del Jurásico se produjo una transgresión que inundó la mayor parte de Europa, siendo ésta ocupada por un mar Boreal epicontinental, conectado mediante estrechos con el océano Tethys (Armendáriz *et al.*, 2012). Al Norte y al Este del Macizo Ibérico se localizaba uno de estos estrechos, el llamado Corredor Ibérico, conformado por tres cuencas marinas (Asturiana, Vasco-Cantábrica e Ibérica; Figura 1A). Se trata de cuencas intracratónicas que rodeaban al Macizo Ibérico en su extremo nororiental y que fueron rellenadas principalmente por sedimentos carbonatados marinos depositados en plataformas de tipo rampa (Figura 1B).

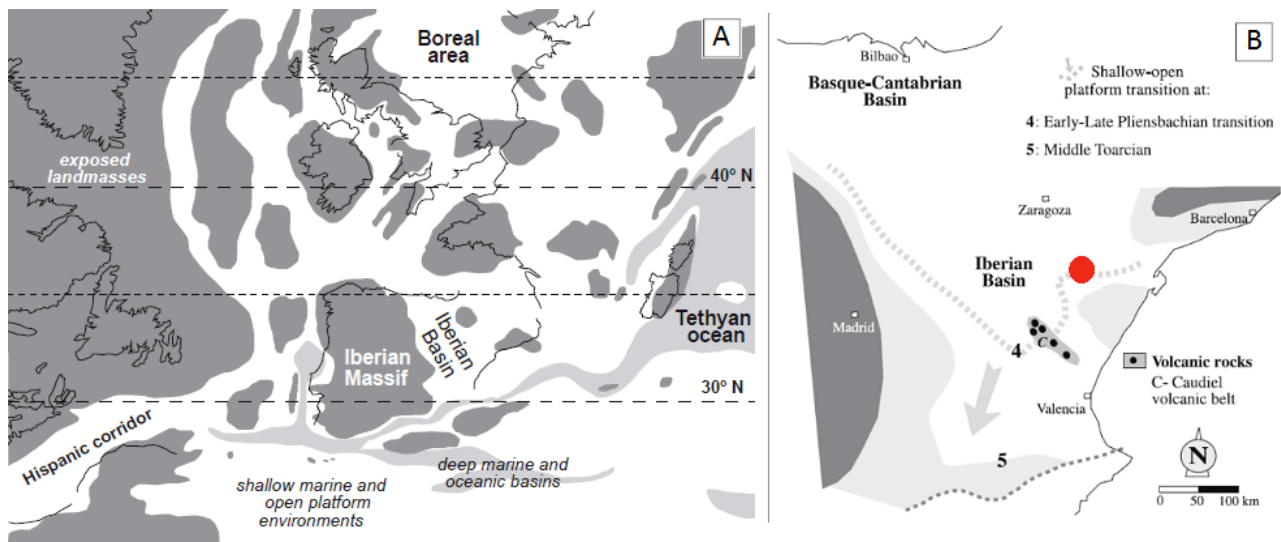


Figura 1. A. Reconstrucción paleogeográfica de la Placa Ibérica y el dominio centro-europeo durante el Jurásico Inferior (Tomado de Bádenas *et al.*, 2012). **B.** Distribución de la zona de transición entre los ambientes de sedimentación de plataforma somera y abierta en la Cuenca Ibérica durante el Pliensbachiense y Toarciense (Modificado de Aurell *et al.*, 2003). El círculo señala la posición paleogeográfica aproximada del sector de la Cuenca Ibérica estudiado en este trabajo.

En la Cuenca Ibérica, donde se localiza el sector estudiado en el presente trabajo (Figura 1B), el registro sedimentario del Jurásico Inferior abarca desde facies de ambientes costeros (llanuras de marea) a facies de plataforma relativamente profundas, definiendo ciclos transgresivo-regresivos de distinto orden (Figura 2). En concreto, se reconocen cuatro ciclos transgresivo-regresivos de edad Hettangiense-Sinemuriense Inferior, Sinemuriense Superior, Pliensbachiense y Toarciense (Aurell *et al.*, 2003). El conjunto de los ciclos Hettangiense-Sinemuriense Inferior, Sinemuriense Superior y Pliensbachiense conforma a su vez la parte transgresiva del ciclo de mayor rango de facies transgresivo-regresivo del Jurásico Inferior (Figura 2), que presenta la máxima profundización en el Toarciense.

El ciclo transgresivo-regresivo Pliensbachiense en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica se constituye de 4 unidades litoestratigráficas: la Fm. Río Palomar, la Fm. Almonacid de la Cuba, la Fm. Cerro del Pez y la Fm. Barahona (Bordonaba y Aurell, 2001; Bordonaba, 2003; Figura 2). Se trata de una sucesión de calizas, margas y margocalizas depositadas en un medio de plataforma carbonatada de tipo rampa que varía entre los ambientes medio y externo.

La Fm. Río Palomar es la denominación que recibe la parte superior de la Fm. Cuevas Labradas (Sinemuriense-Pliensbachiense Inferior) en la Rama Aragonesa, debido a que muestra características litológicas diferenciadas a las de la parte inferior y homogéneas en un amplio sector. Se trata de calizas nodulosas bioclásticas depositadas en un ambiente submareal abierto (Bordonaba, 2003; Gómez y Goy, 2003). La base de la Fm. Río Palomar representa una superficie transgresiva originada sobre las facies perimareales de la Fm. Cuevas Labradas del final del Sinemuriense, que marca el inicio del ciclo Pliensbachiense.

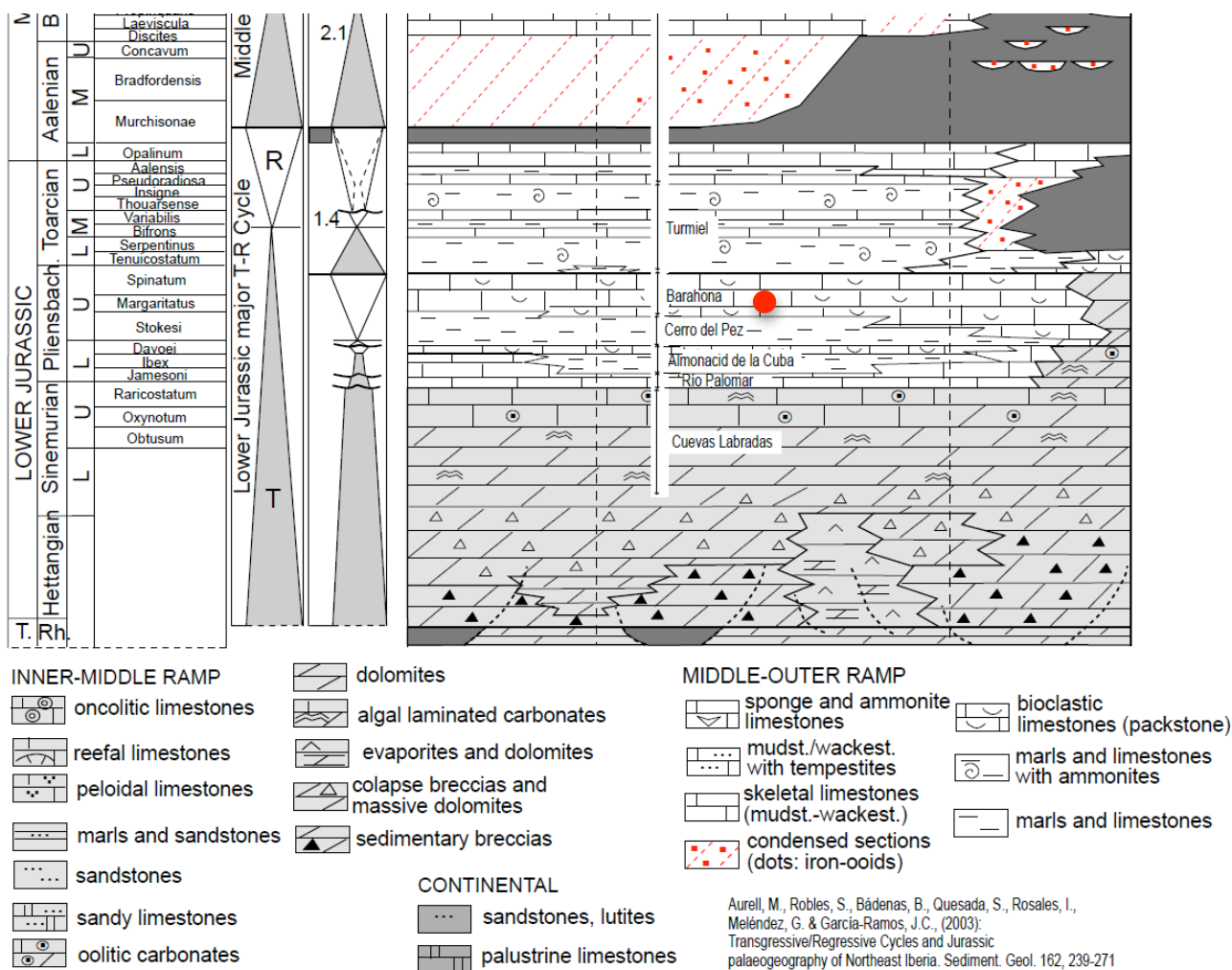


Figura 2. Estratigrafía y distribución de los ciclos transgresivos-regresivos del Jurásico Inferior en el noreste de Iberia (Tomado de Aurell *et al.*, 2003). El círculo señala la unidad estratigráfica (Fm. Barahona) estudiada en este trabajo.

La Fm. Almonacid de la Cuba se compone de una alternancia de calizas nodulosas con margas y margocalizas, de ambientes relativamente más profundos, que se desarrollan durante la mayor parte del Pliensbachense Inferior (Bordonaba *et al.*, 2000, Gómez y Goy, 2003). La Fm. Cerro del Pez es una formación predominantemente margosa, con esporádicas intercalaciones de calizas nodulosas. Estas margas representan las facies relativamente más profundas dentro del ciclo transgresivo-regresivo del ciclo Pliensbachense (Aurell *et al.*, 2003). En esta formación se sitúa el límite Pliensbachense Inferior-Superior (Gómez, 1991).

La Fm. Barahona, sobre la que versa este trabajo, se encuentra sobre las facies margosas de la Fm. Cerro del Pez. Está formada por 10-20 m de calizas bioclásticas y margas con abundantes fósiles. Predominan las calizas bioclásticas dispuestas en capas nodulosas e irregulares, altamente bioturbadas, si bien éstas alternan con margas en la parte inferior y superior de la unidad. Esta formación representa el hemicyclo somerizante del ciclo Pliensbachense. Se desarrolla durante gran parte del Pliensbachense Superior, en concreto y en el ámbito de la Cordillera Ibérica puede abarcar las biozonas *Margaritatus* y *Spinatum* (Figura 2; Aurell *et al.*, 2003). El techo de la Fm. Barahona coincide a grandes rasgos con el límite Pliensbachense-Toarciense, y marca el fin del ciclo de facies

transgresivo-regresivo Pliensbachense. Su límite superior constituye una superficie de transgresión regional a nivel de toda la Cordillera Ibérica marcada por el depósito de las facies margosas de la Fm. Turmiel (ciclo Toarciense).

1.3. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

El objeto de este Trabajo Fin de Máster es la caracterización sedimentológica de facies y el análisis cicloestratigráfico capa a capa de las calizas bioclásticas y margas de la Fm. Barahona (Pliensbachense Superior), en dos afloramientos representativos del Pliensbachense Superior de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, cercanos a las localidades turolenses de Obón y Ariño, donde la unidad está bien desarrollada (en torno a 18 m de potencia) y que distan entre sí 15 km. Los dos objetivos fundamentales de dicho análisis son:

- (1) Entender cuál es el significado paleoambiental y proponer un modelo sedimentación para las facies bioclásticas y margosas de la Fm. Barahona, en el ámbito de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.
- (2) Aportar argumentos que permitan caracterizar y discutir los factores internos y externos que controlaron su sedimentación en el contexto regresivo y de clima frío propuesto previamente por otros autores, así como sobre la posible impronta de ciclos climáticos de corta duración temporal.

Para la consecución de estos objetivos, la metodología abarcó tres procedimientos básicos:

(1) Caracterización sedimentológica

Se centró fundamentalmente en el levantamiento de las columnas estratigráficas en ambos afloramientos y el estudio de las facies en campo y en sección pulida y lámina delgada.

(2) Análisis cicloestratigráfico

Consistió en la identificación en cada sección estratigráfica de apilamientos de estratos que reflejan la repetición regular o casi regular de una señal sedimentaria (i.e. ciclos o secuencias estratigráficas según Schwarzacher, 2000). En el caso estudiado, tal como se ha aplicado en trabajos previos realizados en facies marinas de edad Pliensbachense (Bádenas *et al.*, 2012), la identificación de estas secuencias y su adscripción a ciclos somerizantes, profundizantes, profundizantes-somerizantes o agradantes, se basó fundamentalmente en las variaciones verticales de la abundancia y tipo de bioturbación y en la existencia de superficies de estratificación netas limitantes de estos apilamientos de estratos.

(3) Correlación

A partir de las secuencias identificadas previamente y mediante la ayuda de ciertos niveles guía identificables, se procedió a la correlación entre los dos perfiles, con el fin de analizar cuáles son las relaciones laterales de facies entre ambos afloramientos, evaluando además el potencial de estos ciclos de alta frecuencia como herramienta de correlación dentro de una misma cuenca para distintos dominios de sedimentación.

En concreto, el desarrollo de esta metodología de trabajo se abordó en 4 fases bien diferenciadas:

(1) Labores previas de gabinete y campo

Consistió principalmente en la recopilación y consulta de bibliografía reciente relacionada con el tema de estudio, como material de referencia para la investigación, y en el reconocimiento en campo de los afloramientos. En concreto, se dedicó un día de campo para la selección final de los dos afloramientos estudiados.

(2) Levantamiento de las columnas y toma de muestras

Supuso el trabajo de campo en los afloramientos seleccionados, consistente en la elaboración de las columnas estratigráficas de detalle capa a capa, reconociendo los rasgos de estratificación, litología, textura, contenido fósil y estructuras sedimentarias (incluyendo el análisis de trazas fósiles), la realización de fotografías de los afloramientos, así como la toma de un total de 32 muestras de las facies en puntos seleccionados de la columna estratigráfica, para su posterior estudio en el laboratorio. Para esta labor se empleó el instrumental tradicional para el levantamiento de columnas estratigráficas (cinta métrica, brújula, martillo y lupa de mano). Dada la potencia de la unidad analizada y el detalle requerido por este estudio, se invirtieron cuatro días para la toma de datos en el campo en los dos afloramientos.

(3) Trabajo de laboratorio

Abarcó la realización de las labores de laboratorio sobre las muestras recogidas en campo, para completar y mejorar los datos disponibles. Ello incluyó el análisis petrográfico en sección pulida con lupa binocular y en lámina delgada con microscopio petrográfico de luz transmitida. Las secciones pulidas fueron elaboradas en régimen de autoservicio, con objeto de seleccionar la sección más representativa de los rasgos sedimentarios, mientras que las láminas delgadas fueron elaboradas por el personal del Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros de la Universidad de Zaragoza. El trabajo de laboratorio incluyó también la toma de imágenes digitales mediante el uso del escáner y la cámara fotográfica, de las facies representativas. A partir de ello, se pudo proceder a la descripción de las muestras según los criterios de terminología de Dunham (1962) y Embry y Klovan (1971).

(4) Trabajos de gabinete y síntesis

Los datos recogidos en campo y los obtenidos en el laboratorio permitieron caracterizar diferentes tipos de facies y ciclos o secuencias de alta frecuencia, así como realizar su correlación en ambos afloramientos. A su vez, mediante la consulta de la bibliografía disponible, se procedió a la interpretación del conjunto de los datos sedimentológicos y cicloestratigráficos, siguiendo los objetivos planteados. La presente memoria de trabajo constituye la síntesis de los datos e interpretaciones obtenidas. En esta fase de elaboración y síntesis se utilizó el programa de dibujo Adobe Illustrator CS6 para la elaboración de figuras y gráficos, y el procesador de texto Word 2007 para la redacción.

2. PRESENTACIÓN DE LAS SECCIONES ESTUDIADAS

2.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

Para la realización del presente trabajo, han sido estudiadas dos secciones estratigráficas en sendos afloramientos del Pliensbachiense Superior, ubicados en el sector centrorienta de la Cordillera Ibérica, en la Rama Aragonesa (Figura 3).

Estas secciones están situadas en la provincia de Teruel, en los municipios de Obón y Ariño, y los perfiles estratigráficos levantados han sido nombrados respectivamente como perfiles de Obón y San Pedro, el primero haciendo referencia al municipio en que se encuentra, y el segundo a su proximidad a la Sima de San Pedro, ubicada entre los municipios de Oliete y Ariño. Los perfiles se enmarcan en las hojas de los Mapas Geológicos de España a escala 1:50.000 nº 467 MUNIESA y nº 493 OLIETE respectivamente, y están distanciados 15 km entre sí.

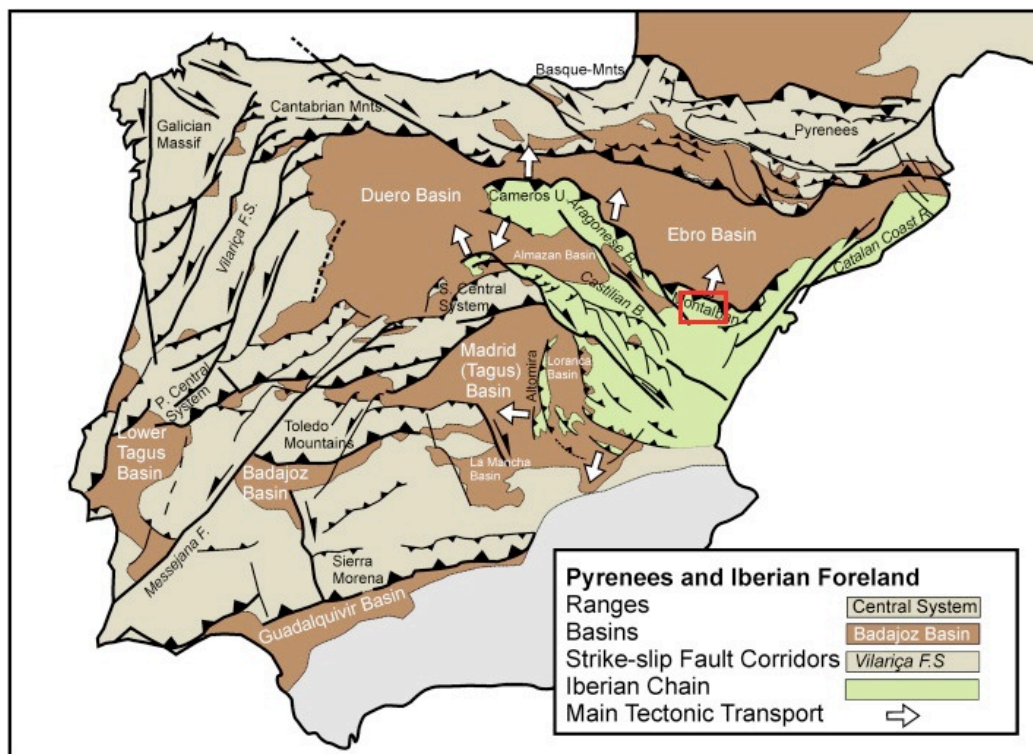


Figura 3. Localización general de los afloramientos estudiados dentro de la Cordillera Ibérica, marcada por el recuadro (Modificado de Vicente *et al.*, 2009).

El acceso a ambos perfiles puede efectuarse a partir de la carretera A222, tomando como punto de partida la ciudad de Zaragoza (Figura 4), y efectuando los siguientes recorridos a partir de esta vía.

Para acceder al perfil de Obón debe tomarse desde la carretera A222, el desvío a la TE-V-1145, a la altura de la población de Cortes de Aragón. El perfil de Obón se encuentra al pie

de esta misma carretera a 1 km antes de entrar en el municipio de Obón. Se trata de un afloramiento de talud de carretera, ubicado en el flanco norte de un sinclinal de núcleo Cretácico, presentando las capas de la Fm. Barahona una dirección este-oeste y un buzamiento de aproximadamente 30° NE. La base del perfil se localiza concretamente en las coordenadas 40° 54' 58"N, 0° 43' 21"O, y a una altura de 755 m sobre el nivel del mar.

El acceso al perfil de San Pedro se realiza tomando desde la carretera A-1401 que une los municipios de Oliete y Ariño, la pista de tierra que conduce a la Sima de San Pedro; tras pasar un pequeño puente que cruza el río Martín se toma el desvío de la derecha, y se sigue el camino de tierra paralelo al cauce fluvial, hasta llegar a la siguiente intersección del camino con el río. En este entorno de las proximidades de la localidad de Ariño aflora continua la serie completa del Jurásico Inferior, y dando un escarpe que resalta sobre la zona se encuentra el afloramiento de la Fm. Barahona. La unidad muestra dirección noroeste-sureste con un leve buzamiento hacia el suroeste, y forma parte del flanco sur del anticlinal asociado al cabalgamiento de la Sierra de Arcos, situado al norte del núcleo urbano de Ariño. La base del perfil se localiza en las coordenadas 41° 01' 26"N, 0° 37' 02"O, a una altura de 489 m sobre el nivel del mar.

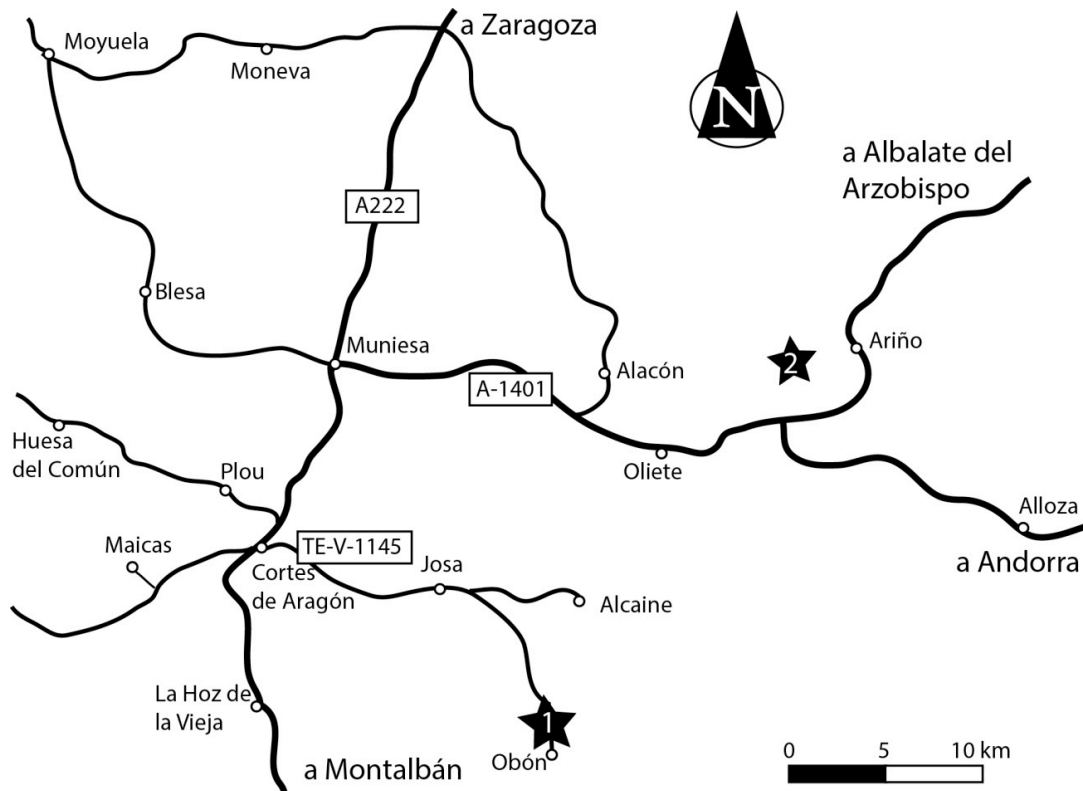


Figura 4. Localización geográfica y vías de acceso de los perfiles estudiados (marcados mediante estrellas) en Obón (1) y San Pedro (2).

2.2. PRESENTACIÓN DE LOS PERFILES ESTRATIGRÁFICOS

Para enmarcar los datos lito- y bioestratigráficos, así como los procedentes del estudio sedimentológico y cicloestratigráfico que se abordan en posteriores secciones de la memoria, se presentan en este apartado la representación gráfica de los perfiles estratigráficos levantados e imágenes de los afloramientos en Obón (Figuras 5 y 6) y San Pedro (Figuras 7 y 8). Debido a la potencia de las secciones estudiadas para la Fm. Barahona, 18,2 m en el perfil de Obón y 16,5 m en el perfil de San Pedro y a la necesidad de representar los datos con el máximo nivel de detalle, la representación de las columnas se ha efectuado a escala 1:40.

Estas columnas han sido elaboradas en detalle, mediante el estudio de campo capa a capa y el análisis de muestras en el laboratorio (indicadas con las siglas OB para el perfil de Obón, y SP para el perfil de San Pedro), de modo que sintetizan toda la información obtenida acerca de:

(1) las características litológicas (con litologías que abarcan margas, margocalizas y calizas) y los rasgos texturales (fundamentalmente calizas mudstones a packstones);

(2) el tipo de estratificación, diferenciándose estratos o capas de límites netos o claros en afloramiento, de aquellos con límites difusos, y a su vez, en detalle, si dichos límites corresponden a superficies irregulares, erosivas, ferruginosas o que culminan con un depósito de tormenta. Además se ha indicado el agrupamiento de estratos o capas en haces (i.e. bundles) cuando estos eran claramente identificables;

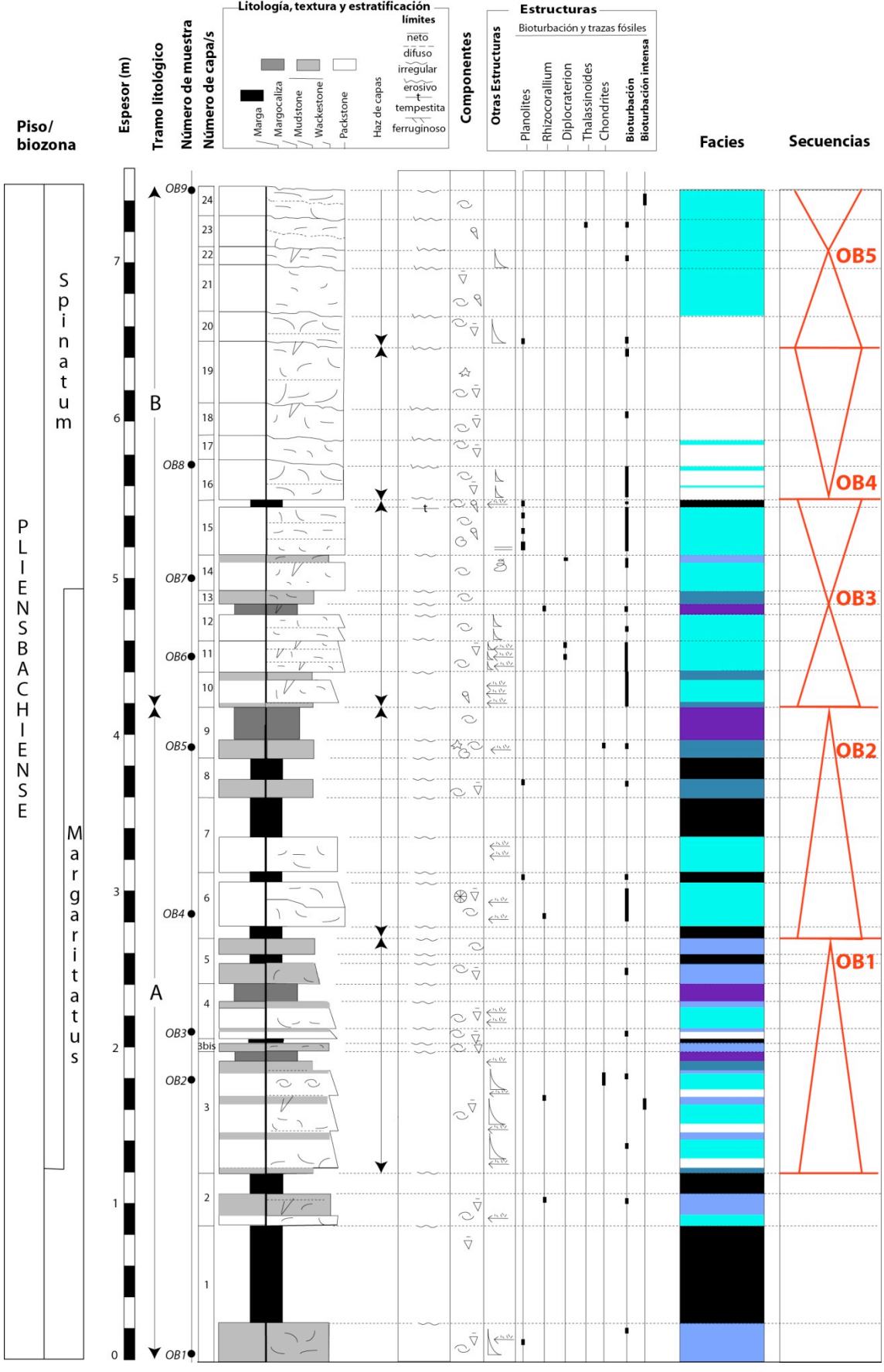
(3) los componentes (en su mayoría granos esqueléticos, bien como bioclastos o como fósiles completos);

(4) las estructuras sedimentarias, de entre las que destacan fundamentalmente la bioturbación, que se ha representado en tres categorías: por un lado, trazas fósiles, cuando ha sido posible identificar el tipo de traza, en cuyo caso se ha indicado su abundancia y extensión vertical dentro del estrato, y, por otro lado, bioturbación y bioturbación intensa, para aquellos estratos bioturbados, en los que no ha sido posible identificar claramente las trazas responsables.

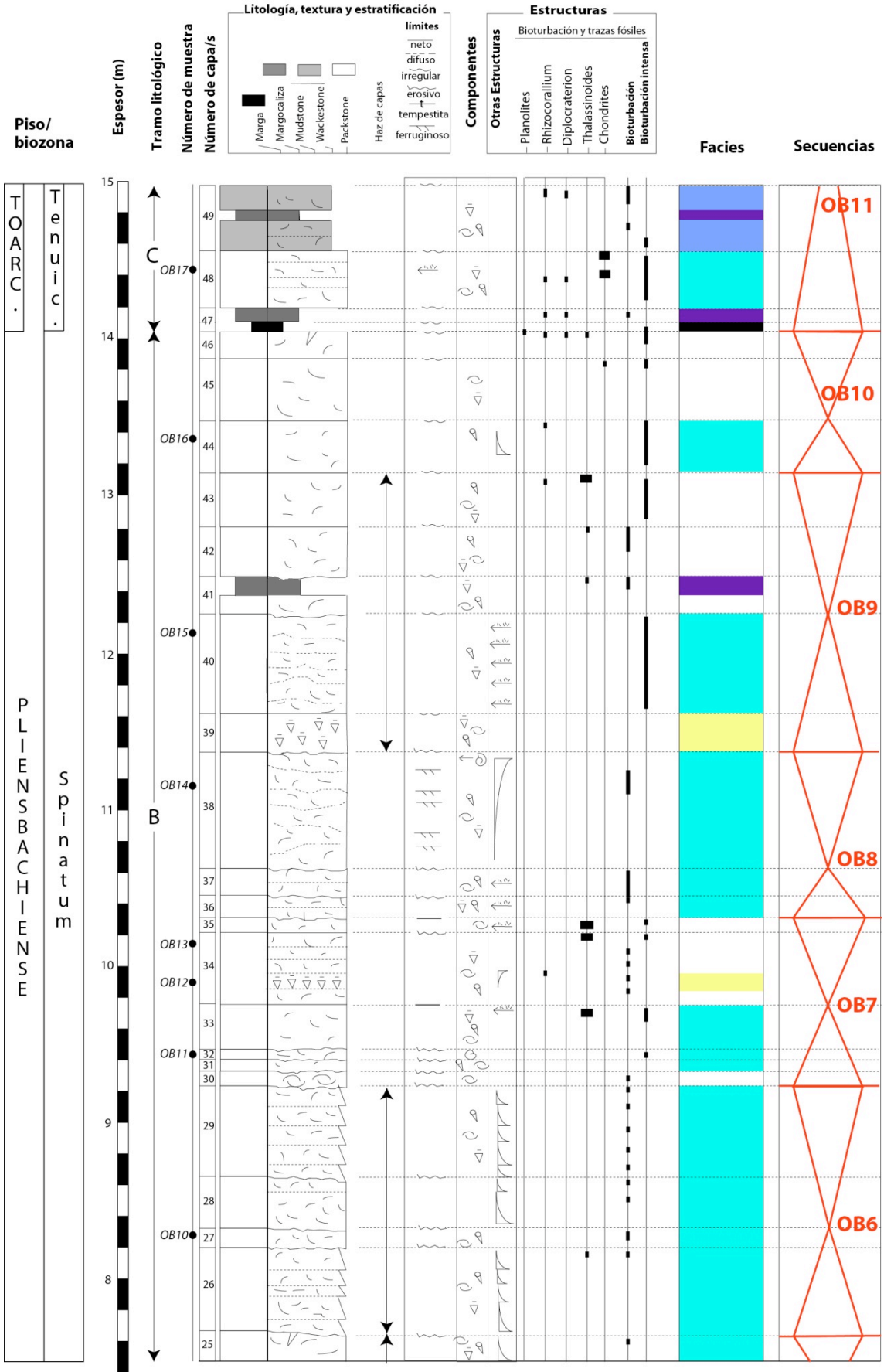
Además de ello, en las figuras de los perfiles han sido incluidas 2 columnas adicionales con información acerca de las facies descritas y de las secuencias identificadas, datos que serán explicados en profundidad en los apartados 3 y 4 de este trabajo, respectivamente.

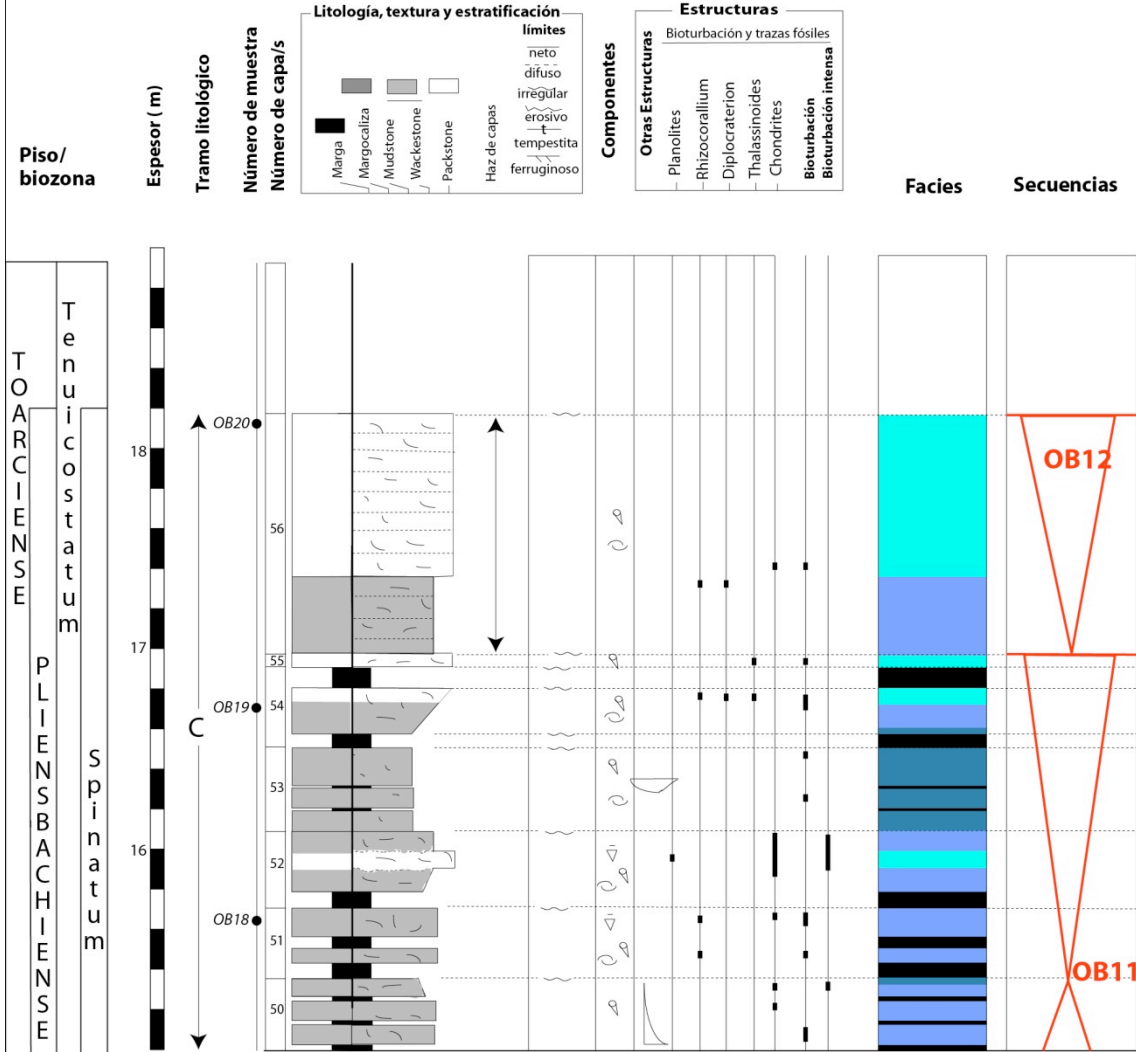
Figura 5 (en páginas siguientes). Perfil de Obón

OBÓN Hoja 1



OBÓN Hoja 2

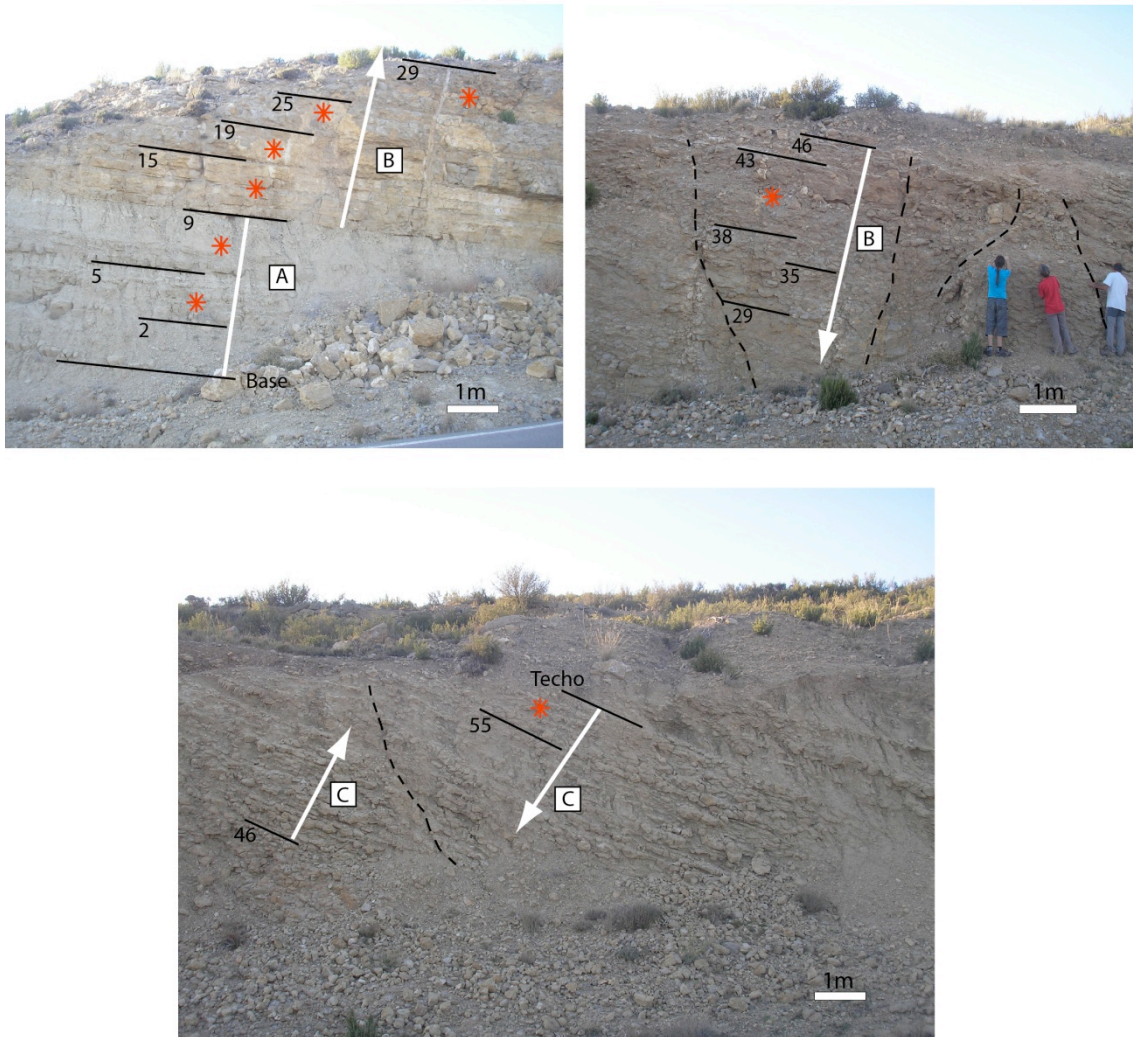




LEYENDA

Facies	Componentes	Estructuras	Secuencias
Margas	Bioclastos	Tempestita	Secuencia profundizante
Margocalizas	Intraclastos	Zoophycus	Secuencia somerizante
Mudstone	Bivalvos	Laminación paralela	Límite de secuencia
Wackestone	Belemnites	Granodecrecimiento	
Packstone fino	Braquiópodos	Granocrecimiento	
Packstone grueso	Crinoides	Scour	
Lumaquelas	Gasterópodos	Presencia	
	Ammonites	Abundancia	
	Corales	Trazas verticales de bioturbación (ichnogénero indefinido)	

Obón

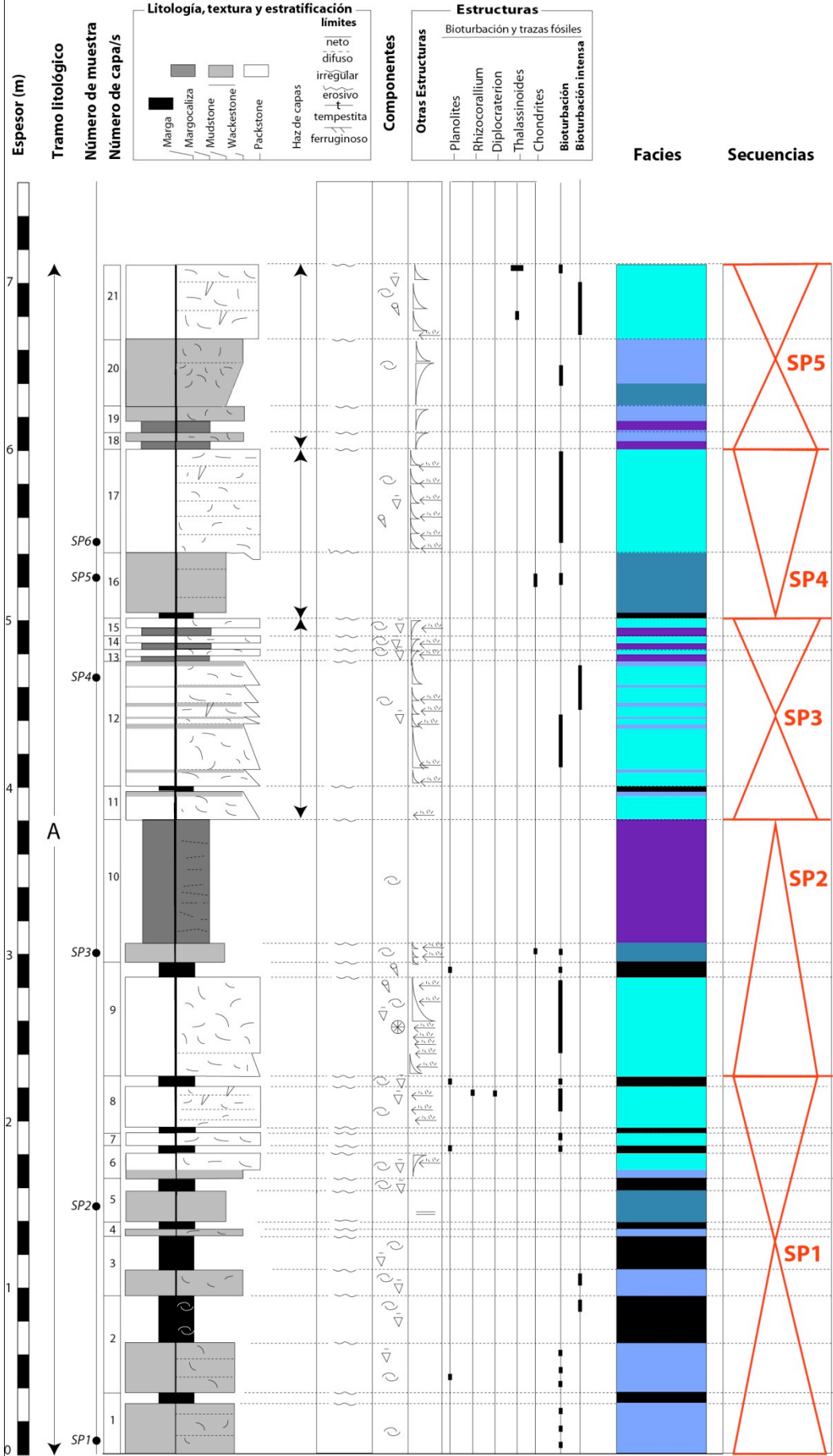


	C	Calizas nodulosas con intercalaciones margosas
Tramos	B	Calizas
	A	Calizas tabulares y margas
	*	Bundles o haces de capas

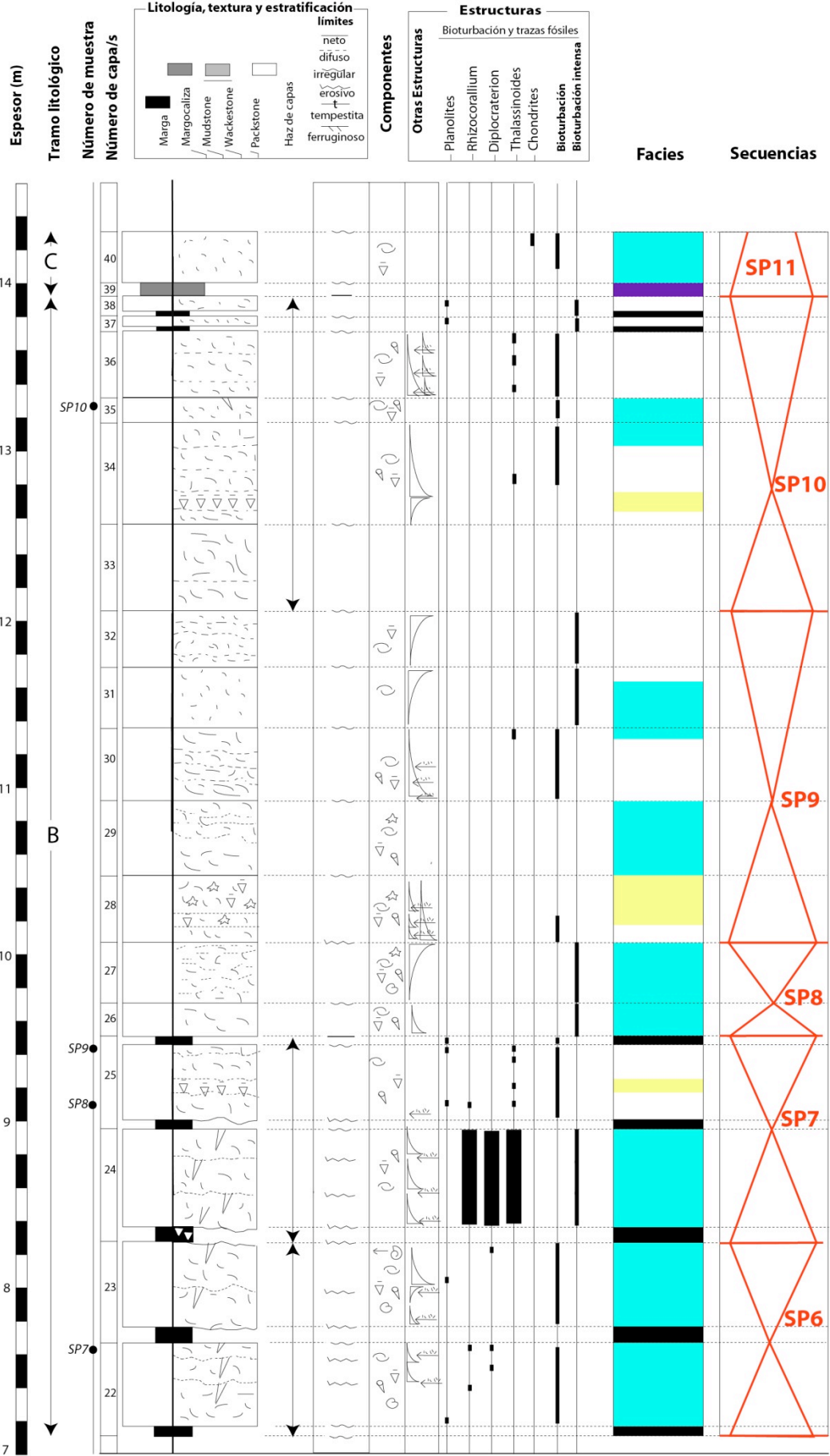
Figura 6. Distribución de los 3 tramos litológicos y bundles o haces de capas en el perfil de Obón. Se indica también la situación de los límites de las secuencias de alto orden identificadas, analizadas el apartado 4. Las líneas negras indican el límite de secuencia, y el número corresponde al número de capa con la que culmina cada secuencia.

Figura 7 (en páginas siguientes). Perfil de San Pedro.

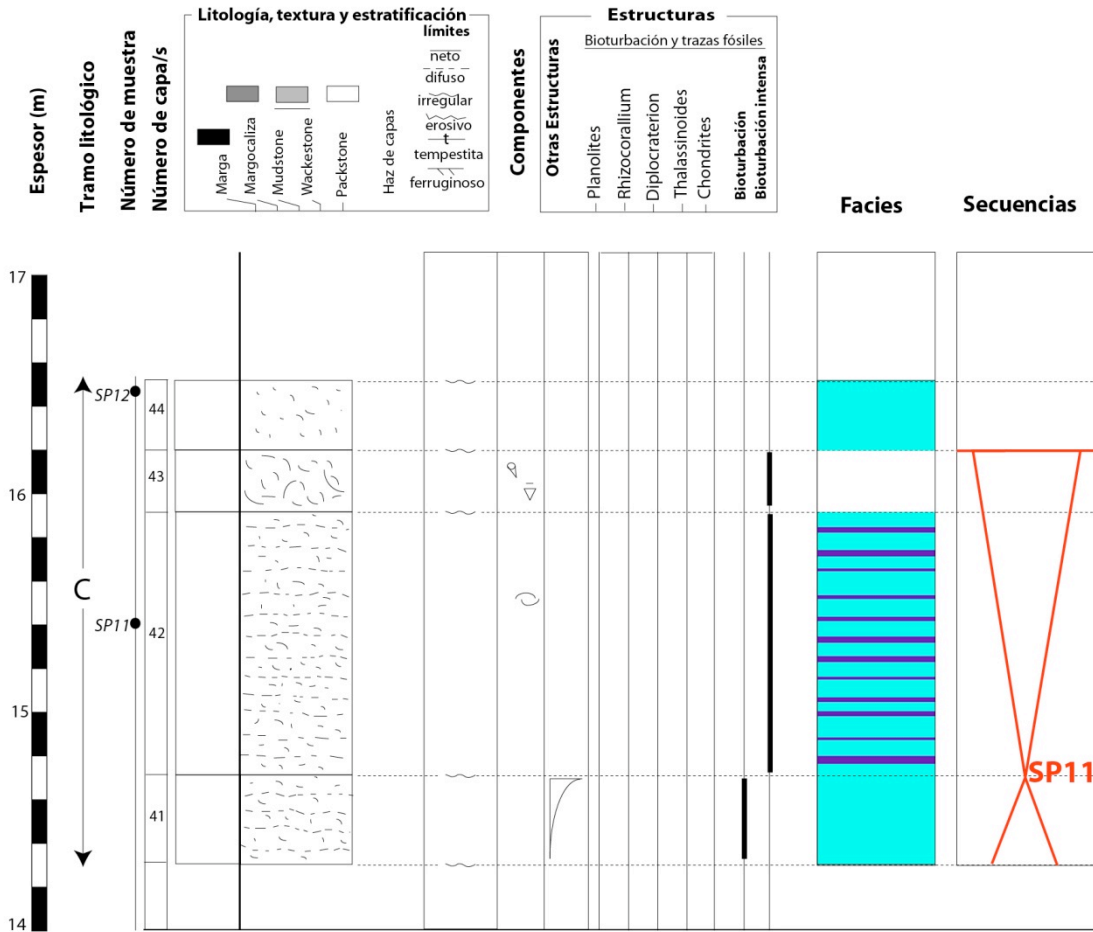
SAN PEDRO Hoja 1



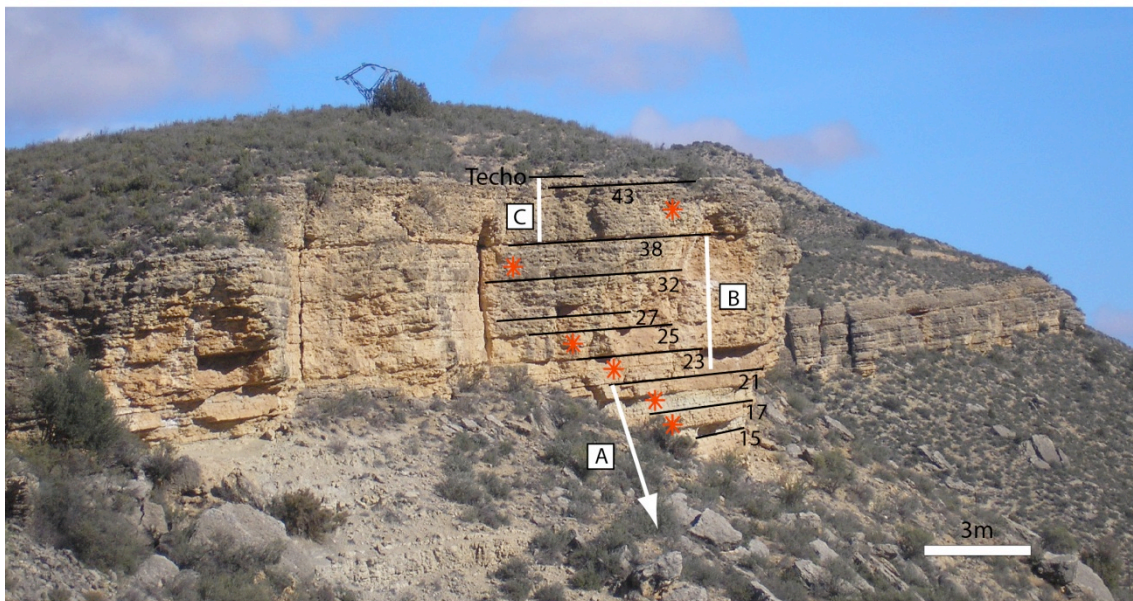
SAN PEDRO Hoja 2



SAN PEDRO Hoja 3



San Pedro



C	Calizas nodulosas con intercalaciones margosas
B	Calizas
A	Calizas tabulares y margas
*	Bundles o haces de capas

Figura 8. Distribución de los 3 tramos litológicos y bundles o haces de capas en el perfil de San Pedro. Se indica también la situación de los límites de las secuencias de alto orden identificadas, analizadas el apartado 4. Las líneas negras indican el límite de secuencia, y el número corresponde al número de capa con la que culmina cada secuencia.

2.3. LITOESTRATIGRAFÍA Y BIOESTRATIGRAFÍA

La Fm. Barahona en los perfiles estudiados de Obón y San Pedro presenta una potencia de 18,2 m y 16,5 m respectivamente, y está formada por calizas bioclásticas con bivalvos, braquiópodos, equinodermos, ammonites y belemnites, y en menor proporción por margas, ambas frecuentemente bioturbadas. En función de la proporción de estos dos términos litológicos y del tipo de estratificación pueden reconocerse 3 tramos litológicos diferenciados por sus características litológicas (Figuras 5 a 8). Estos tramos litológicos, denominados A, B y C respectivamente, se reconocen en ambos perfiles pero, tal como demostrará el análisis cicloestratigráfico (apartado 4), sus superficies limitantes no son isócronas en ambos y, por lo tanto, no serán útiles para la correlación.

Por otra parte, para precisar la edad de la unidad y de los tramos definidos solo se dispone de datos bioestratigráficos a partir de ammonites en el perfil de Obón (Mouterde *et al.*, 1978), datos que permiten caracterizar la parte superior de la biozona *Margaritatus*, la biozona *Spinatum* y la parte inferior de la biozona *Tenuicostatum* (Toarciense). No obstante, tal como se justificará en el apartado 4, la ausencia de datos bioestratigráficos en el perfil de San Pedro no ha impedido obtener una correlación óptima de ambos perfiles, dado que el análisis cicloestratigráfico supone en el presente caso una herramienta de mayor resolución que la bioestratigrafía.

A continuación se sintetizan las características litológicas y, en su caso, bioestratigráficas de los tres tramos diferenciados.

Tramo A

Se compone de una alternancia de calizas bioclásticas tabulares ocreas y margas grises a ocreas que representan el tránsito de las margas de la Fm. Cerro del Pez a las calizas bioclásticas de la Fm. Barahona.

En el perfil de Obón, este tramo abarca hasta el techo de la capa 9, y presenta una potencia de 4,2 m (Figuras 5 y 6). Su apariencia a escala de afloramiento es muy margosa, dado que las calizas se encuentran cubiertas por derrubios. Las margas se presentan en capas de escasos centímetros a 60 cm. Las calizas se muestran en niveles tabulares de bases y techos irregulares con espesores entre 10 y 30 cm, y su textura abarca desde términos mudstone hasta packstone. En este tramo se reconocen dos bundles de capas (capas 3-5 y 6-9) correspondientes a sendas secuencias estrato- y granodecrecientes. Según los datos bioestratigráficos, las capas 1 y 2 pertenecen todavía a la biozona *Margaritatus*, mientras que el resto corresponden o bien a esta biozona o bien ya a la biozona *Spinatum* (Mouterde *et al.*, 1978).

En el perfil de San Pedro, la potencia del tramo A es de 7,1 m, extendiéndose desde la base del perfil hasta el techo de la capa 21 (Figuras 7 y 8). Las margas se presentan en capas de escasos centímetros a 30 cm de potencia. Las calizas se disponen en estratos tabulares con bases irregulares que muestran espesores entre 5 y 45 cm. Su textura va desde mudstone a packstone, habiendo una mayor aparición de estas últimas hacia techo del tramo y quedando los términos más fangosos a la base. En este tramo se reconocen claramente al menos tres haces de capas (capas 11-15, 16-17 y 18-21), siendo las dos últimas sendas secuencias estrato- y granocrecientes.

Tramo B

Se trata de una sucesión de capas de calizas bioclásticas tabulares ocreas, con bases irregulares y/o erosivas, que frecuentemente son superficies de estratificación difusas.

En el perfil de Obón la potencia del tramo es de 9,9 m (Figuras 5 y 6). La base está definida muy claramente en la base de la capa 10 mediante una superficie neta que separa los materiales duros de este tramo de las margas con las que culmina el tramo A. El límite superior del tramo se ubica a techo de la capa 46. En este tramo, las capas de caliza tienen espesores de entre 10 y 80 cm, siendo en general mayores los espesores de las capas hacia el techo del tramo. Estas se agrupan en haces o bundles limitados por superficies de estratificación muy netas, caso de los bundles de capas 10-15, 16-19, 20-25, 26-29 y 39-43. Son en su mayoría calizas bioclásticas de textura packstone, que muestran frecuentemente granodecrecimientos, asociados a niveles de acumulación bioclásticas, y en menor proporción, a base del tramo, calizas de textura mudstone a wackestone. A lo largo del tramo se identifican además 2 capas de lumaquelas, con una alta acumulación de fósiles completos, especialmente de braquiópodos. Los datos bioestratigráficos indican que este tramo correspondería con seguridad a la biozona *Spinatum*, desde el techo de la capa 13 hasta el techo de la capa 46 con la que culmina el tramo (Mouterde *et al.*, 1978).

En el perfil de San Pedro, el tramo litológico B abarca una potencia de 6,8 m, desde la base de la capa 22, donde ya dejan de aparecer las margas que sí presentaba el tramo litológico A, hasta el techo de la capa 38, que corresponde a una superficie de estratificación muy neta distinguible a escala de afloramiento (Figuras 7 y 8). Se trata de calizas bioclásticas de textura packstone dispuestas en capas tabulares de espesores entre 10 y 50 cm, aunque la mayor parte de las capas rondan los 40 cm de espesor, con bases irregulares y frecuentes niveles con granodecrecimiento. En afloramiento, el tramo muestra haces o bundles de capas, limitados por superficies de estratificación muy netas que frecuentemente vienen marcadas por interestratos margosos, caso de los bundles 22-23, 24-25 y 33-38. Se identifican, además en este tramo 3 capas diferentes de lumaquelas, con gran abundancia de fósiles completos, especialmente de braquiópodos.

Tramo C

Está compuesto por calizas bioclásticas nodulosas ocreas con intercalaciones margosas. Este tramo representa el tránsito de las calizas bioclásticas de la Fm. Barahona a las margas de la Fm. Turmiel.

En el perfil de Obón, este tramo litológico consta de un espesor de 4,1 m, desde la base de la capa 47, marcada por la aparición de la primera capa margosa, hasta el techo del perfil, en la capa 56, que señala el fin del tramo de predominio de las calizas, y da paso a un predominio de las margas, que caracteriza a la Fm. Turmiel (Figuras 5 y 6). Las calizas se disponen en capas nodulosas frecuentemente con superficies de estratificación difusas y espesores de entre 5 y 20 cm, e intercalan capas centimétricas de margas, de hasta 5 cm de espesor. Las condiciones de afloramiento no permiten reconocer haces definidos de capas, excepto en la parte terminal (capa 56). La textura de las calizas va desde términos packstone a mudstone, habiendo una prevalencia de las calizas wackestone y wackestone-packstone. Los datos bioestratigráficos en este tramo no son concluyentes. El tramo podría o bien corresponder todavía a la biozona *Spinatum* o bien a la biozona *Tenuicostatum* del Toarciense Inferior (Mouterde *et al.*, 1978).

En el perfil de San Pedro, el tramo litológico C abarca un espesor de 2,6 m, desde la capa 39, donde se sitúa una superficie de estratificación muy neta, observable a escala de afloramiento, hasta el techo del perfil, situado en la capa 44 (Figuras 7 y 8). Las calizas, de textura packstone se presentan en capas nodulosas muy irregulares con superficies de estratificación difusas, de 5 a 20 cm de espesor, limitadas por interestratos margosos o margocalcáreos. El conjunto formado por las capas 39 a 43, define un claro haz de capas.

3. ANÁLISIS DE FACIES

3.1. DESCRIPCIÓN DE FACIES

La Fm. Barahona en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica resulta bastante homogénea en cuanto a facies. Se trata de una formación esencialmente carbonatada, compuesta por calizas bioclásticas y margas, con un elevado contenido fosilífero. En general, esta formación muestra unos rasgos litológicos similares, sin grandes cambios en la vertical, a excepción de la variación de las proporciones relativas entre calizas y margas por las cuales se han definido los tramos litológicos (ver apartado 2.3).

Por lo tanto, según el criterio litológico, puede hacerse una primera distinción entre 3 grupos de facies: facies de margas, facies de margocalizas y facies de calizas, aunque un análisis detallado de los datos de campo y de las muestras tratadas en laboratorio ha permitido profundizar y afinar en la caracterización de las diferentes facies dentro del grupo de las calizas. De esta manera, siguiendo los criterios de la clasificación textural de Dunham (1962) para las rocas carbonatadas, se han identificado 5 facies diferentes, 2 de ellas distinguibles en 2 subfacies. Estas facies son: facies de margas (Mg), facies de margocalizas (Mgz), facies de mudstones/wackestones bioclásticos (M-W), diferenciable en subfacies mudstone (M) y subfacies wackestone (W), facies de packstones bioclásticos (P), diferenciable en subfacies de packstone fino (Pf) y subfacies de packstone grueso (Pg), y por último facies de lumaquela (L).

La diferenciación de las facies de calizas se ha realizado teniendo en cuenta las características (naturaleza, tamaño de grano, redondeamiento) y la proporción relativa entre dos tipos de componentes: por un lado una fracción bioclástica menor, de tamaño milimétrico que suele ser la más importante en la roca (a excepción de la facies de lumaquelas, en la cual actúa como matriz), y por otra parte, inmersos en esta fracción bioclástica aparecen fósiles completos o desarticulados, de distinta naturaleza. Estos fósiles por lo general son principalmente bivalvos (destacando en especial *Griphaea*, *Pholadomya* y *Pseudopecten*) y ostreidos y braquiópodos (*Aulacothyris*, *Lobothyris*, *Plesiothyris*, *Rhynchonella*, *Spiriferina*, *Quadritirhynchia*, *Terebrátula*, *Zeilleria*); también pueden encontrarse belemnites y ammonites, aunque estos últimos no son muy frecuentes (*Protogrammoceras*, *Arietoceras* y *Pleuroceras*) (Mouterde *et al.*, 1978; Comas-Rengifo *et al.*, 1999).

A continuación se describen los principales rasgos distintivos de las facies identificadas que se resumen en la Tabla 1. En las figuras 9 a 11 se incluyen fotografías de muestras pertenecientes a las diferentes facies bioclásticas en sección pulida y lámina delgada, y ejemplares de los fósiles, respectivamente.

Facies Mg: Margas

Se trata de margas ocreas localmente bioturbadas dispuestas en capas centimétricas a decimétricas, con contenido fósil escaso (generalmente bivalvos y braquiópodos completos, y hacia techo de la formación y esporádicamente, también belemnites).

La aparición de esta facies es más significativa en la parte inferior de la formación para ambas secciones (tramo litológico A), y también en la parte superior en el perfil de Obón (tramo C). En el resto de la unidad se dispone como interestratos o en capas de poca potencia asociadas con frecuencia a los límites de los bundles o haces de capas.

Facies Mgz: Margocalizas

Está constituida por margocalizas, ocasionalmente bioturbadas, dispuestas en estratos de potencia decimétrica. Presentan un porcentaje de la fracción bioclástica variable, pero nunca granosostenida, con un tamaño de grano entre 1 y 2 mm. Estos bioclastos son en su mayoría fragmentos de bivalvos, braquiópodos y foraminíferos bentónicos. Aparecen también fósiles completos, desarticulados o fragmentados de bivalvos mayoritariamente, y en ocasiones de braquiópodos.

Constituyen una facies heterogénea, con componentes similares a la facies M-W, pero se ha considerado oportuno individualizarla como tal, debido al criterio litológico (i.e. contenido en fracción detrítica fina).

Facies M-W: Calizas Mudstones-Wackestones bioclásticos

Se trata de calizas bioclásticas ocreas no granosostenidas, con una fracción bioclástica variable. El criterio del porcentaje relativo de la fracción bioclástica fina permite distinguir dos subfacies: subfacies mudstone (M) y subfacies wackestone (W).

La matriz es micrítica heterogénea (i.e. con textura de aspecto peloidal a micro-peloidal). La naturaleza de la fracción bioclástica fina es la misma para las dos subfacies. El tamaño de grano de estos bioclastos ronda 1 mm de diámetro medio y 2 mm de diámetro máximo. Se compone de fragmentos muy rotos, mayormente procedentes de bivalvos y braquiópodos, aunque también pueden encontrarse, aunque en menor proporción gasterópodos, ostrácodos, artejos de crinoides y placas de equinodermos. Aparecen dispersos distintos foraminíferos bentónicos, identificándose miliólidos, textuláridos y aporcelanados tipo *Dentalina*. Estos bioclastos por lo general muestran un redondeamiento escaso.

Junto a la fracción bioclástica fina es muy frecuente observar fósiles completos o desarticulados, de mayor tamaño. En su mayoría se trata de bivalvos y braquiópodos, en menor proporción belemnites (especialmente hacia la parte superior de la formación), y ocasionalmente corales solitarios.

Pueden observarse frecuentemente dentro de ambas subfacies niveles de acumulación bioclásticos de textura packstone de pocos centímetros de potencia. Presentan además bioturbación, de distinto grado de intensidad. Por lo general la bioturbación está más concentrada en la parte superior de las capas, y es allí donde se identifica mayor número de trazas fósiles. En la subfacies M la bioturbación es menos intensa y aparecen trazas de *Chondrites* y *Planolites*. Las trazas fósiles que se identifican en la subfacies W son mayoritariamente *Planolites*, *Rhizocorallium* y *Diplocraterion*, y ocasionalmente *Thalassinoides* y *Chondrites*.

Estas calizas M-W se presentan en estratos nodulosos bien definidos, de potencia centimétrica a decimétrica, y bases irregulares. Normalmente aparecen asociadas en la vertical ambas subfacies M y W, definiendo una evolución granodecreciente y de disminución progresiva en la vertical del porcentaje de la fracción bioclástica.

Facies P: Calizas Packstones bioclásticos

Se trata de calizas bioclásticas granosostenidas ocreas de textura packstone, formada por 2 subfacies: subfacies de grano fino (Pf) y subfacies de grano grueso (Pg). Ambas subfacies se caracterizan por poseer una fracción bioclástica fina predominante, inmersa en una matriz micrítica heterogénea (i.e. de textura peloidal a micropeloidal), junto con fósiles completos o desarticulados de distinta naturaleza.

La fracción bioclástica fina se compone predominantemente de fragmentos de bivalvos y braquiópodos, apareciendo también foraminíferos bentónicos (textuláridos), artejos de crinoides, fragmentos de placas de equinodermos, ostrácodos y fragmentos de corales coloniales. Estos bioclastos se encuentran muy fragmentados. En la subfacies Pf, los bioclastos están muy redondeados y son de diámetro medio inferior a 2 mm, mientras que en la subfacies Pg, muestran una gran heterogeneidad en cuanto al redondeamiento y un diámetro medio superior a 2 mm.

Los fósiles que pueden encontrarse junto a la fracción bioclástica son fundamentalmente valvas desarticuladas de bivalvos, braquiópodos y belemnites, estos últimos presentes en la parte superior de la formación. También pueden encontrarse ocasionalmente artejos de crinoides, gasterópodos y ammonites.

En algunas valvas de bivalvo de la facies Pf se identifican serpúlidos.

Respecto a las estructuras sedimentarias, destaca la presencia de frecuentes niveles de acumulación de bioclastos gruesos granodecrecientes y la bioturbación. La bioturbación suele ser intensa y frecuentemente no es posible identificar las trazas fósiles responsables. En la subfacies Pf, las trazas fósiles identificables más habituales son galerías oblicuas de ichnogénero indeterminado que parten desde el techo de la capa, con longitudes decimétricas y un diámetro que ronda entre 0,5-1 cm. Estas galerías se encuentran rellenas por sedimento de textura wackestone, a veces packstone, de tamaño de grano inferior al del resto de la roca. También aparecen *Planolites*, *Rhizocorallium*, *Diplocraterion*, y *Thalassinoides*, que se sitúan a techo de las capas. En la subfacies Pg por lo general no se distinguen fácilmente las trazas fósiles. Son abundantes las trazas de *Thalassinoides*, muchas veces situadas a techo de las capas. Localmente se han identificado trazas de *Chondrites*.

Ambas subfacies Pg y Pf se disponen en capas nodulosas e irregulares, de potencia decimétrica, muchas veces con límites difusos y marcadas por superficies basales erosivas. A estas dos subfacies pertenecerían los niveles centimétricos de acumulación de bioclastos de textura packstone descritos dentro de las facies M-W.

Facies L: Lumaquelas

Esta facies está formada por calizas fosilíferas ocreas de textura packstone/rudstone. Los componentes aloquímicos mayoritarios son fósiles completos de bivalvos, braquiópodos y belemnites. La roca es granostenida por dichos fósiles de tamaño centimétrico, que se encuentran inmersos en una matriz fina bioclástica similar a la presente en la facies P. En ocasiones abundan artejos de crinoides, que pueden encontrarse articulados. La matriz bioclástica muestra bioturbación, pero no se reconocen las trazas fósiles, a excepción de *Thalassinoides* ocasionalmente.

Se disponen en capas nodulosas e irregulares, de potencia decimétrica. En concreto, se han identificado dos capas lumaquéticas en el perfil de Obón y tres en el perfil de San Pedro.

Tabla 1 (en página siguiente). Clasificación y descripción de las facies identificadas.

Facies	Estratificación	Componentes	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Mg: Margas ocre	◆ Niveles centimétricos a decimétricos	◆ Frecuentes bivalvos y braquiópodos ◆ Esporádicos belemnites	◆ En ocasiones presenta cierta bioturbación ◆ Trazas visibles de <i>Planolites</i>	Depósitos profundos de baja energía. Episodios de aportes terrígenos elevados
Mgz: Margocalizas ocre bioclásticas	◆ Niveles centimétricos a decimétricos	◆ Calizas con cierta textura margosa ◆ Fracción bioclástica variable compuesta por fragmentos de bivalvos, braquiópodos y foraminíferos bentónicos - Ø medio-1 mm, Ø máximo-2 mm ◆ Fósiles completos, desarticulados o fragmentados de bivalvos	◆ En ocasiones pueden aparecer trazas de <i>Thalassinoides</i>	Depósitos profundos de baja energía.
M-W bioclásticos: Calizas ocre bioclásticas de textura mudstone a wackestone	◆ Niveles decimétricos de bases y techos irregulares	Subfacies Mudstone (M): ◆ <10% aloquímicos ◆ Fracción bioclástica compuesta por fragmentos de bivalvos, braquiópodos, foraminíferos bentónicos, equinodermos y ostrácodos - Ø medio-1 mm, Ø máximo-2 mm - Fragmentos poco redondeados ◆ Fósiles completos, desarticulados o fragmentados de bivalvos, braquiópodos, belemnites, gasterópodos, crinoides y corales solitarios	◆ Puede aparecer bioturbación poco intensa ◆ Trazas visibles de <i>Planolites</i> y <i>Chondrites</i> asociadas al techo de los niveles ◆ Pueden aparecer niveles de acumulación bioclásticos de textura packstone de pocos cm de potencia	Zona media profunda de la plataforma carbonatada de tipo rampa. Condiciones de baja energía, en ocasiones registro de eventos de tormenta. Bajo nivel de oxigenación
		Subfacies Wackestone (W): ◆ >10% <50% aloquímicos ◆ Fracción bioclástica compuesta por fragmentos de bivalvos, braquiópodos, foraminíferos bentónicos, equinodermos y ostrácodos - Ø medio-1 mm, Ø máximo-2 mm - Fragmentos poco redondeados ◆ Fósiles completos, desarticulados o fragmentados de bivalvos, braquiópodos, belemnites, gasterópodos, crinoides y corales solitarios	◆ Bioturbación, en ocasiones intensa, a techo de los niveles ◆ Trazas visibles de <i>Rhizocorallium</i> y <i>Diplocaterion</i> ; localmente <i>Thalassinoides</i> y <i>Chondrites</i> ◆ Usualmente niveles de acumulación bioclásticos de textura wackestone de pocos cm de potencia	Zona media profunda de la plataforma carbonatada de tipo rampa. Condiciones de baja - media energía, en ocasiones registro de eventos de tormenta
P bioclásticos: Calizas ocre bioclásticas de textura packstone	◆ Niveles decimétricos de bases y techos irregulares ◆ Frecuentemente base irregular erosiva	Subfacies de grano fino (Pf): ◆ Fracción bioclástica compuesta por fragmentos de bivalvos, braquiópodos, foraminíferos bentónicos, equinodermos, ostrácodos y corales coloniales - Ø <2 mm - Fragmentos muy redondeados ◆ Fósiles completos, desarticulados o fragmentados de bivalvos, braquiópodos, belemnites, ammonites, gasterópodos y crinoides	◆ Bioturbación intensa ◆ Galerías de bioturbación oblicuas a los niveles, que parten de su techo: - longitud cm-dm - Ø medio-1cm - relleno: wackestone, a veces packstone, bioclástico más fino que el sedimento encajante ◆ Trazas visibles de <i>Planolites</i> , <i>Rhizocorallium</i> y <i>Thalassinoides</i>	Zona media somera de la plataforma carbonatada de tipo rampa. Condiciones de alta energía. Alto nivel de oxigenación
		Subfacies de grano grueso (Pg): ◆ Fracción bioclástica compuesta por fragmentos de bivalvos, braquiópodos, foraminíferos bentónicos, equinodermos y corales coloniales - Ø mayor a 2 mm - Heterogeneidad en cuanto al redondeamiento de los fragmentos ◆ Fósiles completos, desarticulados o fragmentados de bivalvos, braquiópodos, belemnites y crinoides	◆ Bioturbación intensa ◆ Trazas visibles de <i>Thalassinoides</i> y ocasionalmente <i>Chondrites</i>	Zona media muy somera de la plataforma carbonatada de tipo rampa. Condiciones de alta energía. Alto nivel de oxigenación
Lumaquelas: Calizas ocre bioclásticas de textura packstone/ rudstone	◆ Niveles decimétricos de bases y techos irregulares	◆ Packstone/rudstone de fósiles completos de bivalvos y braquiópodos, y ocasionalmente belemnites y artejos de crinoides ◆ Fracción bioclástica como matriz	◆ Bioturbación presente ◆ Trazas visibles de <i>Thalassinoides</i>	Niveles de alta mortandad



Figura 9. Muestras en sección pulida de las diferentes facies identificadas. A) Facies M-W, subfacies M. B) Facies M-W, subfacies W. C) Facies M-W, subfacies W. D) Facies P, subfacies Pf. E) Facies P, subfacies Pg. F) Facies L.

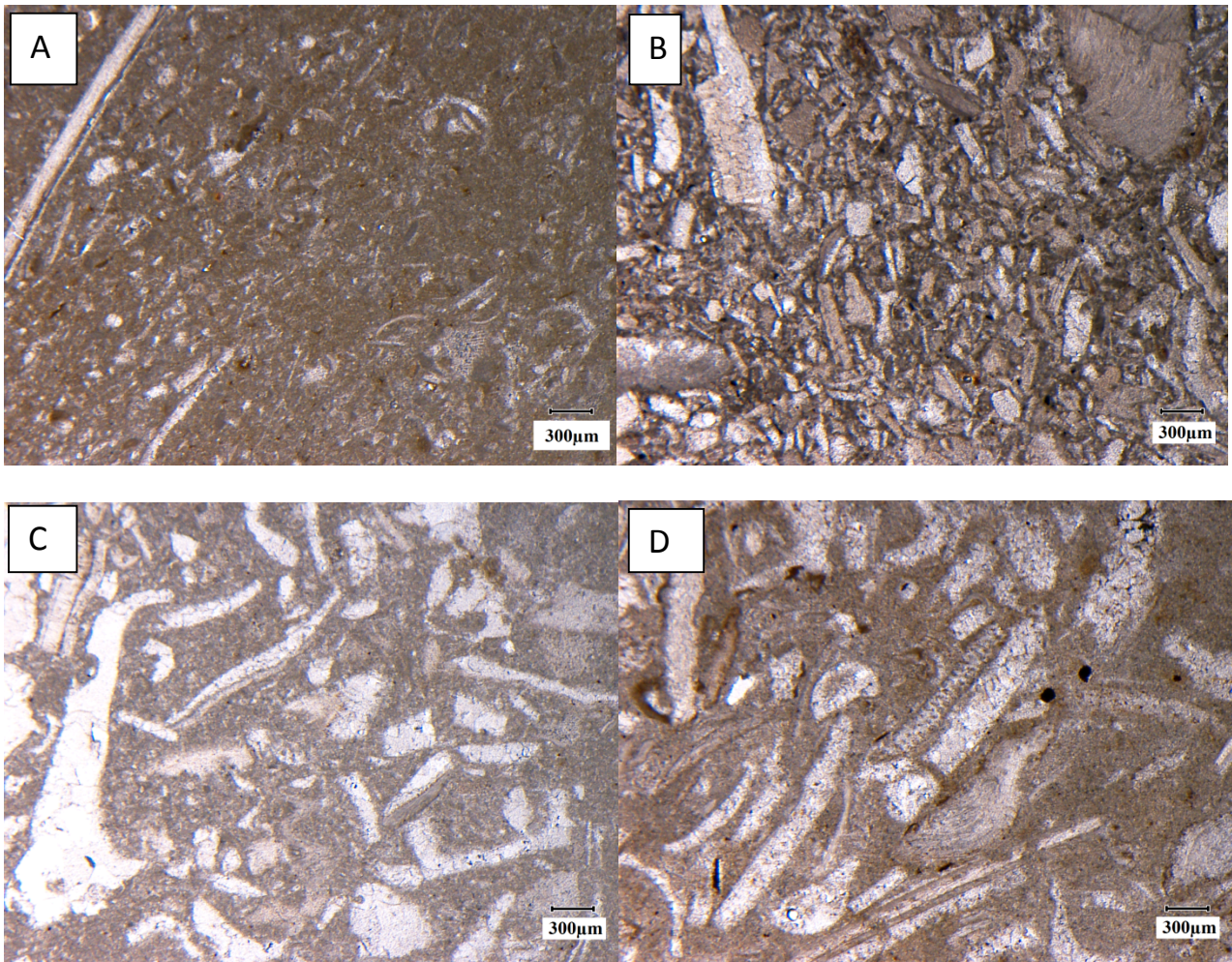


Figura 10. Muestras en lámina delgada de las diferentes facies identificadas vistas al microscopio petrográfico. A) Facies M-W, subfacies W. B) Facies P, subfacies Pf. C y D) Facies P, subfacies Pg.

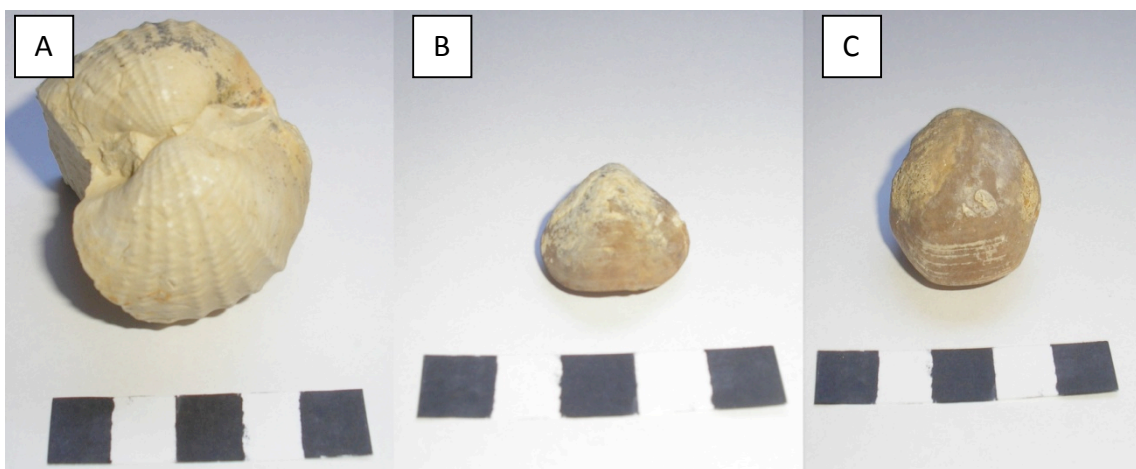


Figura 11. Fósiles completos recogidos en la facies de lumaquelas de la sección de Obón. A) *Pholadomya*. B) *Aulacothyris*. C) *Lobothyris*.

3.2. INTERPRETACIÓN

Las facies identificadas para la Fm. Barahona en las secciones estudiadas pueden enmarcarse dentro de un medio sedimentario de plataforma carbonatada de tipo rampa (Bordonaba y Aurell, 2001). En este tipo de plataformas, la superficie de depósito profundiza suavemente mar adentro (pendiente inferior a 1°) y el tipo de sedimentos acumulados está en gran medida controlado por la acción del oleaje, en concreto por dos niveles energéticos (Wright y Burchette, 1996): el nivel de base de oleaje de buen tiempo (más somero, usualmente en torno a 10 m de profundidad) y el nivel de base de oleaje de tormentas (más profundo, usualmente a 40-60 m de profundidad), que delimitan las zonas de rampa interna (afectada por ambos tipos de oleaje), rampa media (sometida al oleaje de tormentas) y rampa externa (por debajo del nivel de tormentas). En este contexto, usualmente se da una gradación de facies, de modo que en los dominios someros más agitados tienden a acumularse facies granosostenidas, mientras que hacia el distal, predominan las facies con mayor proporción de fango.

Este modelo de rampa aplicado al caso estudiado, implicaría que unas mayores condiciones energéticas (i.e. ambiente más somero) se traducirían en un mayor porcentaje del componente bioclástico en texturas granosostenidas, mientras que las condiciones de menor energía en zonas más profundas generarían unas facies más fangosas, no granosostenidas (Figura 12). No obstante, para matizar esta interpretación general, es preciso aclarar el diferente significado sedimentológico de los componentes esqueléticos en las facies descritas. Así, la fracción bioclástica fina se generaría por la continua agitación debida al oleaje (pudiendo ser resedimentada mar adentro por las tormentas), mientras que los fósiles completos o desarticulados representarían componentes para-autóctonos o autóctonos.

Facies P

Las facies de packstones bioclásticos (P) con un mayor porcentaje de fracción bioclástica fina, serían facies indicadoras de dominios más someros de alta energía, comparado con las facies M-W. No obstante, la presencia en la facies P de matriz fangosa y de fósiles para-auctóctonos o autóctonos y la abundante bioturbación refleja que no representarían las facies más energéticas con continua agitación del oleaje (i.e. rampa interna), estado previsiblemente su depósito relacionado con la zona más somera de la rampa media, sometida al oleaje y los flujos densos de resaca de tormenta (Figura 12).

La subfacies Pf muestra bioclastos de un tamaño de grano menor que el observado para la facies Pg, y además un redondeamiento mayor, más homogéneo que los bioclastos que componen la facies Pg. Estas diferencias pueden interpretarse en términos de energía del medio y/o distancia de transporte de los granos bioclásticos: la subfacies Pg podrían representar sedimentos más someros de alta energía, pero no bien seleccionados debido a una menor distancia de transporte por los flujos de tormenta, mientras que la subfacies Pf se corresponderían con sedimentos más distales mejor re TRABAJADOS y seleccionados por dichos flujos. El apilamiento de estas facies en sucesivas capas irregulares con frecuentes superficies basales erosivas encaja bien con el modelo de tempestitas amalgamadas típicas de las zonas más someras de la rampa media.

La presencia en estas facies de fósiles para-autóctonos o autóctonos y de una intensa bioturbación, con ocasionales trazas identificables de escape (*fugichnia*) (*Rhizocorallium* y *Diplocraterion*; e.g. Rodríguez-Tovar, 1993) y de morada (*domichnia*) de crustáceos decápodos sedimentívoros (*Thalassinoides*; e.g. Yanin y Baraboshkin, 2013) entre otras, encaja con un ambiente relativamente agitado y bien oxigenado, en el que el fondo marino

sería preferentemente bioturbado tras los episodios de tormenta, como refleja la presencia de estas trazas usualmente a techo de las capas.

Precisamente la intensa bioturbación junto con la heterogeneidad textural (i.e. mezcla de fracción bioclástica fina y fósiles centimétricos completos o desarticulados), explicaría la ausencia de estructuras asociadas al oleaje de tormentas (e.g. estratificación hummocky), típicas de las tempestitas (e.g. Kreisa, 1981; Sami y Desrochers, 1992).

Facies M-W

Las facies de calizas bioclásticas no granosostenidas de textura mudstone y wackestone (M-W), se pueden considerar pertenecientes a dominios más abiertos y profundos de la rampa carbonatada, donde la energía del medio es menor, representando la subfacies W, que presenta mayor porcentaje de fracción bioclástica fina, unas condiciones energéticas ligeramente mayores y más someras (más cercanas a la zona de aporte de los granos bioclásticos) que la subfacies M. Con frecuencia, dentro de las capas conformadas por las facies M-W se observan niveles centimétricos de acumulación preferente con textura packstone que granodecrecen gradualmente hacia estas subfacies M-W. Estos niveles representarían eventos de mayor energía (tempestitas), posiblemente asociados a los flujos densos mar adentro generados durante las resacas de tormenta.

Estas consideraciones situarían el dominio de sedimentación de las facies M-W en una posición de rampa media, por debajo del nivel de base del oleaje de buen tiempo y sobre el nivel de base del oleaje de tormentas, pero, dado que el componente dominante es el fango, la facies podría representar en concreto sedimentos de la zona relativamente más profunda de la rampa media, donde los bioclastos acarreados por los flujos densos asociados a las tormentas quedan diluidos en el sedimento fangoso (i.e. tempestitas distales; Burchette y Wright, 1992), estando las etapas de buen tiempo marcadas por el depósito del sedimento más fangoso (Figura 12). El escaso redondeamiento de los bioclastos, por otra parte, podría ser indicativo de un escaso transporte de éstos desde su área de producción hasta el ambiente donde finalmente son depositados, o bien de un corto tiempo de retrabajamiento antes de su depósito.

La presencia de trazas fósiles de escape de *Rhizocorallium* y *Diplocraterion* asociadas a la subfacies W, encaja con episodios de alta energía y aporte de sedimento asociados a las tormentas. Además, las trazas *Chondrites* frecuentemente presentes en estas facies M-W, serían coherentes con la colonización del fondo en los episodios de baja energía. Estas llegan en algunos casos a ser la única traza visible en las facies, en cuyo caso podrían indicar episodios con bajos niveles de oxigenación en el fondo (Shourd y Levin, 1976; Bromley y Ekdale, 1984).

Facies Mgz y Mg

En el modelo de rampa planteado, las facies de margocalizas (Mgz) y margas (Mg) en las cuales suelen aparecer fósiles completos (bivalvos y braquiópodos) pero menor bioturbación respecto a la facies bioclásticas, implicarían mayor aporte de fango detrítico y/o menor resedimentación del carbonato (fango carbonatado y fragmentos bioclásticos) desde las zonas someras, todo ello coherente con ambientes relativamente más profundos (Figura 12).

Las facies Mgz y Mg están en ocasiones asociadas verticalmente a las facies M-W de rampa media distal, definiendo secuencias granodecrecientes, por lo que estas Mgz y Mg podrían interpretarse como sedimentos más distales depositados en condiciones de muy baja energía (posiblemente ya rampa externa). La fracción detrítica fina presente en estas facies mixtas carbonatadas-terrágenas sería acarreada desde el continente posiblemente en suspensiones próximas al fondo marino durante los episodios de buen tiempo y en los

propios flujos densos de tormenta (Stow y Trabez, 1998). En otros casos, estas facies aparecen en capas delgadas e interestratos que separan los distintos bundles o haces de capas, y que están intercaladas indiferentemente con el resto de facies. En este caso, tal como se explicará en el apartado 4 de análisis secuencial, estos niveles podrían reflejar eventos de descenso brusco de la producción y/o mayor aporte detrítico, controlados por factores alocíclicos.

Facies L

Para interpretar las facies L, de lumaquelas puede partirse de dos hipótesis diferentes: o bien pensar en etapas con condiciones ecológicas favorables para la abundancia de organismos bentónicos, o bien considerar estas capas como niveles de una elevada mortandad donde se dieron unas condiciones que llevaron a la muerte súbita a una gran cantidad de organismos en un lapso de tiempo corto. Ambas hipótesis resultan contradictorias entre sí, por lo que debería buscarse otras fuentes de información disponibles que complementen los datos analizados. Un punto de partida sería el estudio icnológico, atendiendo al grado de bioturbación de dichas capas. Por lo general, las capas identificadas de facies L en ambas secciones presentan una nula o escasa bioturbación, en contraste con los niveles de facies P intensamente bioturbados, entre los que se intercalan las lumaquelas (ver figuras 5 y 7), lo cual respalda la hipótesis de que estas capas sean el registro de eventos de mortandad en masa.

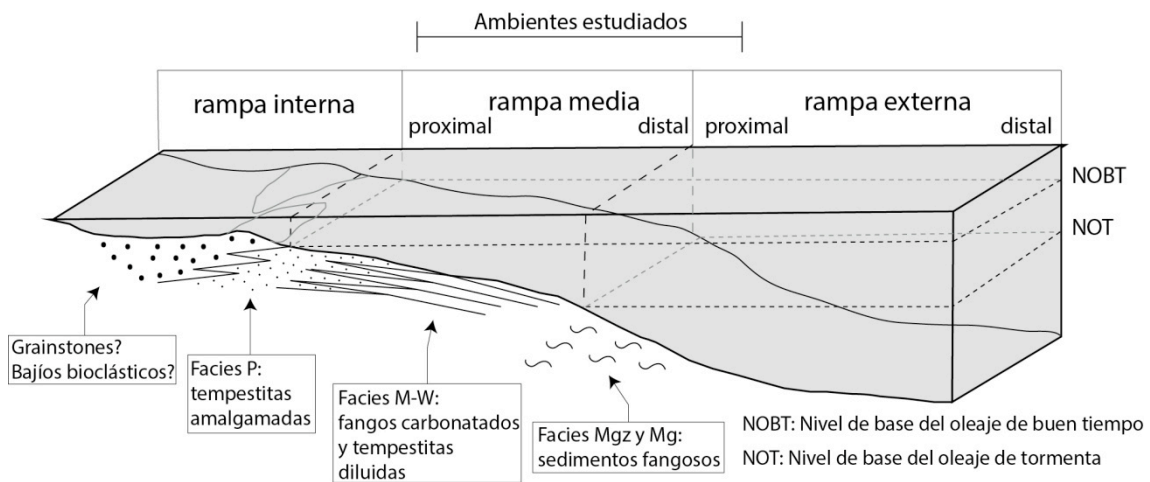


Figura 12. Reconstrucción del medio de sedimentación y distribución de las facies en los diferentes dominios.

4. ANÁLISIS SECUENCIAL

En las secciones estudiadas de la Fm. Barahona es posible identificar una ciclicidad de alta frecuencia. Su descripción, interpretación y correlación serán tratadas en este apartado de análisis secuencial. En concreto el intervalo acotado para la identificación de secuencias es el correspondiente a la biozona *Spinatum* en su posible máxima extensión vertical (ver Figura 5).

El análisis secuencial o cicloestratigráfico llevado a cabo se basa en la identificación e interpretación en ambas secciones estratigráficas de conjuntos de estratos que reflejan patrones de repetición regular o casi regular de una señal sedimentaria. La identificación de estas secuencias de alta frecuencia se realizó aplicando en ambos perfiles dos criterios complementarios: la identificación de las superficies de estratificación netas que delimitan los diferentes bundles o haces de capas, y el análisis de la bioturbación.

Respecto a los bundles o haces de capas, se parte de la premisa de que las superficies netas que los limitan reflejarían cambios bruscos en la sedimentación, en comparación con las superficies de estratificación internas de estos bundles (e.g., Schwarzacher, 2000; Bádenas *et al.*, 2003).

Respecto a la bioturbación, se ha buscado tendencias y cambios de signo significativos, incrementos o disminuciones en su intensidad, partiendo de la idea de que dichos cambios en la vertical reflejan modificaciones en las condiciones de depósito, de manera similar a trabajos previos en facies marinas jurásicas (e.g. Bádenas *et al.*, 2012). Así los intervalos con decrecimiento de bioturbación y menor variedad de trazas reflejarían episodios profundizantes, y viceversa.

Es interesante hacer notar, que para la delimitación en sí de las secuencias no se ha utilizado el criterio de las variaciones verticales del tipo de facies, ya que no hubiera sido posible la identificación de dichas secuencias en gran parte de las series estudiadas donde las facies apenas cambian verticalmente. Las tendencias de facies (junto con la bioturbación) sí que han sido utilizadas, siguiendo las interpretaciones realizadas en el apartado 3 de análisis de facies, como criterio para interpretar y asignar dichas secuencias a ciclos somerizantes, profundizantes o profundizantes-somerizantes.

En total se han identificado 12 secuencias en el perfil de Obón y 11 secuencias en el perfil de San Pedro. Estas han sido numeradas de base a techo con las siglas OB1 a OB12 en el perfil de Obón, y con las siglas SP1 a SP11 en San Pedro.

4.1. SECUENCIAS IDENTIFICADAS EN EL PERFIL DE OBÓN

En las Figura 5 están representadas las 12 secuencias identificadas en el perfil de Obón (OB1 a OB12), cuyo aspecto en campo puede verse en la Figura 7, y que se explican a continuación.

OB1. Se trata de una secuencia estratodecreciente y granodecreciente formada por el bundle de capas 3-5. Tiene una potencia de en torno a 1,4 m e incluye 7 capas de caliza. En la parte inferior se reconocen facies P con niveles de acumulación tempestíficos, y en la parte superior facies M-W que intercalan facies Mgz y Mg. La bioturbación decrece ligeramente de base a techo. La secuencia está limitada a base y techo por superficies irregulares netas asociadas a cambios litológicos bruscos. Además, su límite superior

coincide con un incremento neto en el grado de bioturbación, en el inicio de la siguiente secuencia.

La evolución decreciente de la bioturbación y granodecreciente de las facies es coherente con una tendencia profundizante a lo largo de la secuencia.

OB2. Corresponde a la secuencia estratodecreciente y granodecreciente formada por el bundle de capas 6-9. Tiene una potencia en torno a 1,4 m e incluye 4 capas de caliza. En la base aparecen subfacies Pf que presentan niveles de acumulación tempestíficos, y hacia techo éstas dan paso a subfacies M y Mgz y Mg. La bioturbación se concentra especialmente en la parte inferior, y decrece hacia techo. La secuencia está limitada a base y techo por superficies irregulares netas y asociadas a cambios litológicos bruscos.

Al igual que en la secuencia anterior, la evolución decreciente de la bioturbación y granodecreciente de las facies es coherente con una tendencia profundizante.

OB3. Se trata de una secuencia simétrica granodecreciente-granocreciente formada por el bundle de capas 10-15, de en torno a 1,3 m de potencia. Incluye 7 capas de caliza y está dominada por facies granosostenidas Pf. La parte inferior se conforma de facies Pf con tendencias granodecrecientes y frecuente bioturbación, y culmina con un nivel medio de facies Mgz. La parte superior comienza con un nivel de facies M-W que no muestra bioturbación, y da paso a facies Pf con tendencias locales granocrecientes. La secuencia está limitada a base y techo por superficies irregulares muy netas. En concreto, el límite inferior supone un cambio litológico brusco de Mgz a P, y un incremento neto en el grado de bioturbación.

La evolución simétrica en el grado de bioturbación y del tamaño de grano de las facies es coherente con una tendencia profundizante-somerizante, estando el cambio de tendencia o máxima inundación, marcada por las facies fangosas relativamente más profundas (M-W) presentes en la parte media de la secuencia.

OB4. Es una secuencia dominada exclusivamente por facies P, y corresponde al bundle de capas 16-19, de 1 m de potencia, formado por 4 capas de caliza. Muestra ligera tendencia granocreciente, definida por el predominio de subfacies Pg en la parte superior. La bioturbación es muy escasa y solo aparece en la parte más inferior y en la más superior. La secuencia se encuentra limitada por sendas superficies de estratificación irregulares muy netas. Su límite inferior coincide con un decrecimiento neto en el grado de bioturbación.

La ligera evolución a facies más gruesas hacia techo, podría responder a una tendencia somerizante a lo largo de la secuencia.

OB5. Corresponde al bundle de capas 20-25, de en torno a 1 m de potencia, formado por 6 capas de caliza. Es una secuencia bastante homogénea dominada por subfacies Pf, con un delgado nivel de subfacies Pg en la parte inferior. La bioturbación en general es reducida, aunque es más frecuente en la parte basal y superior de la secuencia. Se limita a base y techo por superficies de estratificación irregulares muy netas.

La ligera tendencia en la bioturbación podría indicar una evolución profundizante-somerizante, estando marcado el intervalo profundizante por la parte inferior poco bioturbada.

OB6. Está formada por el bundle de capas 26-29, de en torno a 1,5 m de potencia, formado por un mínimo de 4 capas con superficies netas, con capas internas de superficies difusas amalgamadas. Está dominada exclusivamente por subfacies Pf, con frecuentes

granodecrecimientos. Mediante el criterio de bioturbación es posible diferenciar 2 intervalos: la parte inferior con escasa bioturbación, y la parte superior, en la cuál es más predominante. La secuencia está limitada en su base y techo por dos superficie erosivas netas.

Al igual que en la anterior secuencia, la ligera tendencia en la bioturbación podría indicar una evolución profundizante-somerizante, estando marcado el intervalo profundizante por la parte inferior poco bioturbada.

OB7. Es una secuencia de en torno a 1,1 m, dominada exclusivamente por facies granosostenidas, formada por varias capas amalgamadas (al menos 5 con superficies netas). En afloramiento no es posible identificar claramente si se corresponde a un bundle de capas. Pueden distinguirse 2 intervalos. El inferior presenta menor bioturbación y es granodecreciente (Pg a base y predominio de Pf a su techo) y culmina con una superficie neta con abundantes trazas de *Thalassinoides*. El superior presenta mayor grado de bioturbación y culmina también con abundantes trazas de *Thalassinoides*. Está formado por subfacies Pg, e incluye una capa de lumaquelas (facies L). El límite inferior de la secuencia es una superficie erosiva, y el superior es una superficie neta que coincide con un decrecimiento brusco y significativo de la bioturbación.

La ligera tendencia en la bioturbación podría indicar una evolución profundizante-somerizante, estando marcado el intervalo profundizante por la parte inferior poco bioturbada y de grano más fino, y el somerizante por la parte superior más bioturbada y de grano más grueso. La superficie de máxima inundación correspondería a la superficie intermedia neta con *Thalassinoides*.

OB8. Es una secuencia de casi 1,2 m de potencia, dominada exclusivamente por subfacies Pf, formada por varias capas amalgamadas, con un mínimo de 3 capas netas. En afloramiento no es posible identificar claramente si se corresponde a un bundle de capas. En la parte inferior aparecen varios niveles de acumulación tempestíticos, mientras que la parte superior muestra una tendencia granocreciente. La bioturbación se concentra en las partes inferior y superior de la secuencia. El límite inferior es una superficie neta que coincide con un descenso brusco en la bioturbación, y el límite superior es una superficie erosiva.

La ligera tendencia en la bioturbación podría indicar una evolución profundizante-somerizante, estando marcado el intervalo somerizante por la parte superior granocreciente.

OB9. Corresponde al bundle de capas 39-43, de en torno a 1,8 m de potencia. Está dominada por facies granosostenidas, en varias capas amalgamadas, con un mínimo de 5 capas netas. Se diferencian 2 intervalos separados por una capa de Mgz: el inferior, que incluye una capa basal de lumaquelas, en el que predomina la subfacies Pf con intensa bioturbación; y el superior, en el cual domina la subfacies Pg, y en el que la bioturbación aumenta progresivamente hacia techo. La secuencia está limitada en la base por una superficie erosiva, y a techo por una superficie irregular neta, con abundantes trazas de *Thalassinoides*.

La evolución en el grado de bioturbación y de las facies es coherente con una tendencia profundizante-somerizante, estando el intervalo somerizante representado por la parte superior de grano más grueso y más bioturbada.

OB10. Es una secuencia de en torno a 0,5 m, formada por 3 capas de caliza y dominada exclusivamente por facies P (subfacies Pf a la base y Pg a techo). Las condiciones de afloramiento no permiten identificar claramente si se corresponde a un bundle de capas.

La bioturbación se distribuye simétricamente a base y techo de la secuencia, donde es muy intensa y con trazas variadas. La secuencia está limitada en su base por una superficie irregular neta, y a techo por una superficie neta coincidente con un descenso brusco en la bioturbación en las facies de Mg suprayacentes.

La evolución en la bioturbación y en el tamaño de grano de las facies P reflejan que podría tratarse de una secuencia profundizante-somerizante, estando marcada la parte somerizante por el intervalo superior de grano más grueso con mayor bioturbación.

OB11. Es una secuencia muy potente, de casi 3 m de potencia, con capas nodulosas frecuentemente con superficies de estratificación difusas. Es una secuencia simétrica granodecreciente-granocreciente y estratodecreciente-estratocreciente, dominada por facies fangosas M-W intercaladas con facies Mg, y con subfacies granosostenida Pf a base y techo. Muestra un descenso de la intensidad de bioturbación desde la base, y un posterior incremento de ésta. La secuencia está limitada a la base y techo por sendas superficies irregulares netas.

La evolución simétrica en el grado de bioturbación y del tamaño de grano de las facies es coherente con una tendencia profundizante-somerizante, coincidiendo el intervalo somerizante con la parte superior con incremento de la bioturbación.

OB12. Se trata de una secuencia granocreciente, de en torno a 1,2 m de potencia, formada por varias capas amalgamadas, que definen un claro haz o bundle. Muestra facies M-W en su base y facies P a techo. Presenta una escasa o nula bioturbación, tan solo reconociéndose trazas fósiles en la zona del cambio textural. La secuencia está limitada a base y techo por superficies irregulares netas.

La evolución del tamaño de grano de las facies es coherente con una tendencia somerizante.

4.2. SECUENCIAS IDENTIFICADAS EN EL PERFIL DE SAN PEDRO

En la Figura 6 están representadas las 11 secuencias identificadas en el perfil de San Pedro (SP1 a SP11), cuyo aspecto en campo puede verse en la Figura 8, y que se explican a continuación.

SP1. Es una secuencia simétrica estratodecreciente-estratocreciente y granodecreciente-granocreciente, de en torno a 2,2 m de potencia y que incluye 8 capas de calizas. En la mitad inferior dominan las facies M-W y Mg, mientras que en la mitad superior son subfacies Pf. La bioturbación está concentrada en las partes inferior y superior de la secuencia, donde las trazas son variadas. La secuencia está limitada a base y techo por superficies irregulares netas.

La evolución simétrica en la bioturbación y de las facies permite asignarla a un ciclo profundizante-somerizante, en el que el intervalo somerizante correspondería a la parte superior dominada por subfacies Pf y más bioturbada.

SP2. Se trata de una secuencia granodecreciente y estratodecreciente, de en torno a 1,5 m de potencia, que incluye 3 capas de caliza. Parte de facies granosostenidas P con niveles de acumulación tempestíticos y bioturbación, para culminar con facies Mg_z y Mg a techo, no bioturbadas. Está limitada a base y techo por superficies irregulares netas. El límite

inferior coincide con un decrecimiento en la bioturbación y el superior con un salto litológico brusco.

La tendencia granodecreciente y el decrecimiento de la bioturbación son coherentes con una evolución profundizante.

SP3. Corresponde al bundle de capas 11-15, de entorno a 1,2 m de potencia. Es una secuencia simétrica granodecreciente-granocreciente, formada por varias capas de calizas, algunas amalgamadas (con 5 capas de límites claros netos). En la parte inferior muestra una sucesión de niveles de acumulación granodecrecientes de subfacies Pf, algo bioturbadas. La parte superior está formada por subfacies Pf y Pg, con niveles granocrecientes y bioturbación más intensa. La secuencia está limitada a base y techo por superficies irregulares netas.

La tendencia de facies y de la bioturbación permite asignarla a un ciclo profundizante-somerizante, con el intervalo somerizante correspondiente a la parte superior de tendencia granocreciente y mayor grado de bioturbación.

SP4. Corresponde al bundle de capas 16-17, de en torno a 1 m de potencia. Es una secuencia granocreciente formada por varias capas amalgamadas (al menos 2 de límites netos) que pasa de subfacies M a subfacies Pf. La bioturbación muestra un aumento hacia la parte superior. La secuencia está limitada a base y techo por sendas superficies irregulares netas.

La evolución en las facies y en la bioturbación indica que se trataría de una secuencia somerizante.

SP5. Coincide con el bundle de capas 18-21, de en torno a 1 m de potencia. Es una secuencia estratocreciente y granocreciente, formada por 4 capas de calizas de límites netos. Presenta en la parte inferior facies Mgz y M-W sin apenas bioturbación, y en la parte superior subfacies Pf con mayor bioturbación. La secuencia está limitada a base y techo por superficies irregulares netas. En la superficie superior se reconocen abundantes trazas de *Thalassinoides*.

En conjunto la secuencia culmina con facies más someras y bioturbadas (Pf). No obstante se interpreta la presencia de un intervalo inferior profundizante, debido a la presencia de subfacies W pasando a facies más fangosas sin apenas bioturbación.

SP6. Corresponde al bundle de capas 22-23, de entorno a 1,1 m de potencia. Se distribuye en 2 paquetes de capas amalgamadas de subfacies Pf, separados por un nivel margoso decimétrico. La bioturbación está presente en todo el tramo, excepto en las margas. Está limitada en su base por una superficie irregular neta, que coincide con un decrecimiento de la bioturbación, y a techo por una superficie de erosión marcada.

Aunque en las calizas no existe una clara tendencia en las facies o en la bioturbación, la distribución en sendos paquetes limitados por un intervalo margoso no bioturbado, permite interpretar una tendencia profundizante-somerizante, con la máxima inundación en el nivel margoso.

SP7. Coincide con el bundle de capas 24-25, de en torno a 1,2 m de potencia. Es una secuencia dominada por facies granosostenidas, y está formada por 2 paquetes de capas amalgamadas, separados por un nivel margoso centimétrico. El paquete inferior incluye subfacies Pf con abundantes trazas. El superior está formado por facies Pg que intercalan una capa de lumaquelas (facies L) y que presentan menor grado de bioturbación. La secuencia está limitada en su base por una superficie de erosión muy marcada, y a techo

por una superficie de estratificación muy neta, asociada a un descenso brusco de la bioturbación.

La evolución de facies permite interpretar la secuencia como un ciclo profundizante-somerizante, correspondiendo el intervalo profundizante al paquete basal de Pf, la máxima inundación a nivel margoso intermedio, y el intervalo somerizante al paquete superior de facies más gruesas (Pg y L).

SP8. Es una secuencia de en torno a 0,6 m de potencia, formada por sendas capas de subfacies Pf, de tendencia interna granodecreciente-granocreciente. La bioturbación es muy intensa en toda la secuencia, pero no se reconocen trazas concretas. La secuencia está limitada en su base por una superficie de estratificación muy neta, y a techo por una superficie erosiva, ambas ligadas a decrecimientos en el grado de bioturbación.

La tendencia granodecreciente-granocreciente permite postular que se trata de una secuencia profundizante-somerizante.

SP9. Presenta en torno a 2 m de potencia, y está formada por 5 paquetes de capas amalgamadas de calizas. En afloramiento no es posible identificar un claro bundle de capas. Es una secuencia formada por facies granosostenidas. Se reconocen dos intervalos: uno inferior con facies P y una capa de lumaquelas (facies L), con escasa bioturbación; y una parte superior, dominada por subfacies Pg con granocrecimientos y mayor grado de bioturbación. La secuencia está limitada a la base por una superficie erosiva marcada, mientras que el techo viene indicado por una superficie irregular neta, ambas coincidentes con un descenso brusco de la bioturbación.

La evolución de facies y de la bioturbación indica que se trataría de una secuencia profundizante-somerizante, correspondiendo el intervalo somerizante con la parte superior de grano más grueso y más bioturbada.

SP10. Corresponde al bundle de capas 33-38, de en torno a 2 m de potencia. Está dominada por facies granosostenidas y formada por 4 capas de calizas netas, con superficies internas difusas. Se reconocen dos intervalos: uno inferior con subfacies Pg y una capa de lumaquelas (facies L), y sin bioturbación; y una parte superior, dominada por subfacies Pg, que muestra un incremento de la bioturbación. La secuencia está limitada por sendas superficie netas, que coinciden con decrecimientos en el grado de bioturbación.

La evolución de la bioturbación permite interpretarla como un ciclo profundizante-somerizante, correspondiendo el intervalo profundizante a la parte inferior sin bioturbación, y estando la máxima inundación a techo de la capa de lumaquelas.

SP11. Es una secuencia de en torno a 2,5 m dominada por facies granosostenidas, conformada por al menos 4 capas de caliza de facies P de límites netos (con superficie difusas internas, marcadas por delgados interestratos de Mgz). Se distingue un intervalo inferior donde la bioturbación es menor, dominada por subfacies Pf, y uno superior intensamente bioturbado, compuesto por subfacies Pf, que culmina con subfacies Pg. La secuencia está limitada en su base por una superficie de estratificación muy neta, y a techo por una superficie irregular neta, ambas asociadas a decrecimientos en la bioturbación.

La evolución descrita, y en especial la de la bioturbación, permite interpretar una evolución profundizante-somerizante, con el intervalo somerizante correspondiendo a la parte superior intensamente bioturbada.

4.3. CORRELACIÓN: EXTENSIÓN DE LAS SECUENCIAS

Como se ha explicado en el apartado anterior, en las secciones estudiadas la ciclicidad de alta frecuencia está definida por secuencias de potencia decimétrica a métrica. Mediante el criterio de evolución vertical de las facies y de la bioturbación, estas secuencias han sido relacionadas con ciclos profundizantes, somerizantes o profundizantes-somerizantes, y sus límites, por lo tanto, representan superficies de inundación relativas. Los depósitos asociados al intervalo profundizante registran un descenso en el grado de bioturbación, culminando en sedimentos poco o nada bioturbados. Por contra, los depósitos ligados al intervalo somerizante muestran una evolución opuesta, con un aumento de la bioturbación en la vertical, que en ocasiones puede llegar a ser de gran intensidad.

El objeto de este apartado es establecer la extensión lateral de las secuencias y facies mediante la correlación de los dos perfiles, en el transecto de 15 km de extensión lateral que los separa. Como se explica a continuación, se han podido correlacionar una a una las secuencias en ambos perfiles, y ello ha permitido establecer las relaciones laterales de las facies en cada secuencia (a nivel de capa o capas), y, por lo tanto, precisar la distribución lateral y evolución en el tiempo de los ambientes de sedimentación que representan. Por lo tanto, en este estudio, el análisis cicloestratigráfico ha supuesto una herramienta de correlación de mayor resolución que la bioestratigrafía.

La correlación obtenida se muestra en la Figura 13. Para realizar la correlación una a una de las secuencias se ha tenido en cuenta dos criterios hasta encontrar el mejor encaje (*best fit*): 1) Para el intervalo estudiado existe un número de secuencias similar (12 en Obón, 11 en San Pedro), lo que reduce la incertidumbre sobre su posible extensión lateral; 2) Se ha considerado la existencia de las capas lumaquélicas (facies L) en sendos perfiles. En concreto, dos de estas capas se sitúan a la misma altura estratigráfica en ambos perfiles, por lo que se han considerado niveles guía continuos. Su uso como niveles guía es coherente con la interpretación de estas facies (ver apartado 3: análisis de facies) como eventos de mortandad en masa que, como tales, tendrían reflejo en un área relativamente extensa de la plataforma.

La propuesta de correlación (Figura 13) permite observar que en líneas generales en el perfil de Obón predominan de facies depositadas en un ambiente más somero, respecto al perfil de San Pedro. Esto permite corroborar la polaridad paleogeográfica de la plataforma carbonatada de tipo rampa del Pliensbachiense, con los dominios más abiertos hacia el norte, y los más someros al sur. Más en detalle, se pueden deducir las siguientes tendencias sedimentarias en cada secuencia:

1) Las dos primeras secuencias implican a facies de calizas y Mgz y Mg y son sendas secuencias profundizantes correlacionables (OB1-OB2 y SP1-SP2), aunque en detalle la secuencia SP1 preserva el intervalo somerizante. Los cambios laterales de facies representan por lo general el paso desde términos más granosostenidos y someros en Obón a materiales más fangosos y profundos en San Pedro. Además, en la distribución de las facies P, es frecuente que las capas que en Obón aparecen como subfacies Pg se relacionen con subfacies Pf en San Pedro.

2) Sobre las dos primeras secuencias profundizantes, se disponen secuencias dominadas por facies de calizas. La secuencia OB3-SP3, es una secuencia profundizante-somerizante dominada por subfacies Pf, y con la superficie de máxima inundación a la misma altura estratigráfica. La secuencia OB4-SP4 es somerizante y muestra claramente la relación de cambio lateral entre las facies de calizas con los dominios más someros en Obón (Pg), pasando a Pf, W y M hacia San Pedro. Estas secuencias coinciden con el intervalo de

cambio litológico entre los tramos A y B (ver apartado 2), pero como indica la correlación, el límite A-B no sería isocrono, ya que se sitúa a techo de la secuencia OB2 en Obón y de la SP5 en San Pedro.

3) Las secuencias OB5-SP5 a OB10-SP10 están dominadas por facies P. Son secuencias simétricas profundizantes-somerizantes, y contienen la superficie de máxima inundación a la misma altura estratigráfica. En la secuencia OB5-SP5 se observa bien la distribución lateral de las facies, siendo estas más someras en Obón. En el resto de las secuencias, las facies muestran amplia extensión lateral, sin cambios laterales constatables.

4) A partir de la base de la secuencia simétrica OB11-SP11, existe un cambio neto respecto a las secuencias anteriores: a) supone el depósito nuevamente de facies más profundas (Mg, Mgz, y M-W); y b) parece invertirse la polaridad de la plataforma, respecto a las secuencias anteriores, ya que en Obón existe un predominio de las facies M-W, asociadas a zonas más profundas, mientras que en San Pedro aparecen exclusivamente facies granosostenidas P, de rampa media. Este cambio neto es coincidente con una superficie de estratificación muy marcada (límite entre el tramo litológico B y C en ambos perfiles; ver apartado 2). La secuencia OB12-SP12 es somerizante en Obón, pero está incompleta en San Pedro, por lo que no puede deducirse claramente la evolución sedimentaria.

A más largo término, y teniendo en cuenta la evolución general de las facies, las secuencias identificadas podrían agruparse en secuencias de más largo término, dentro del contexto regresivo que implica el depósito de la Fm. Barahona (ver apartado 1):

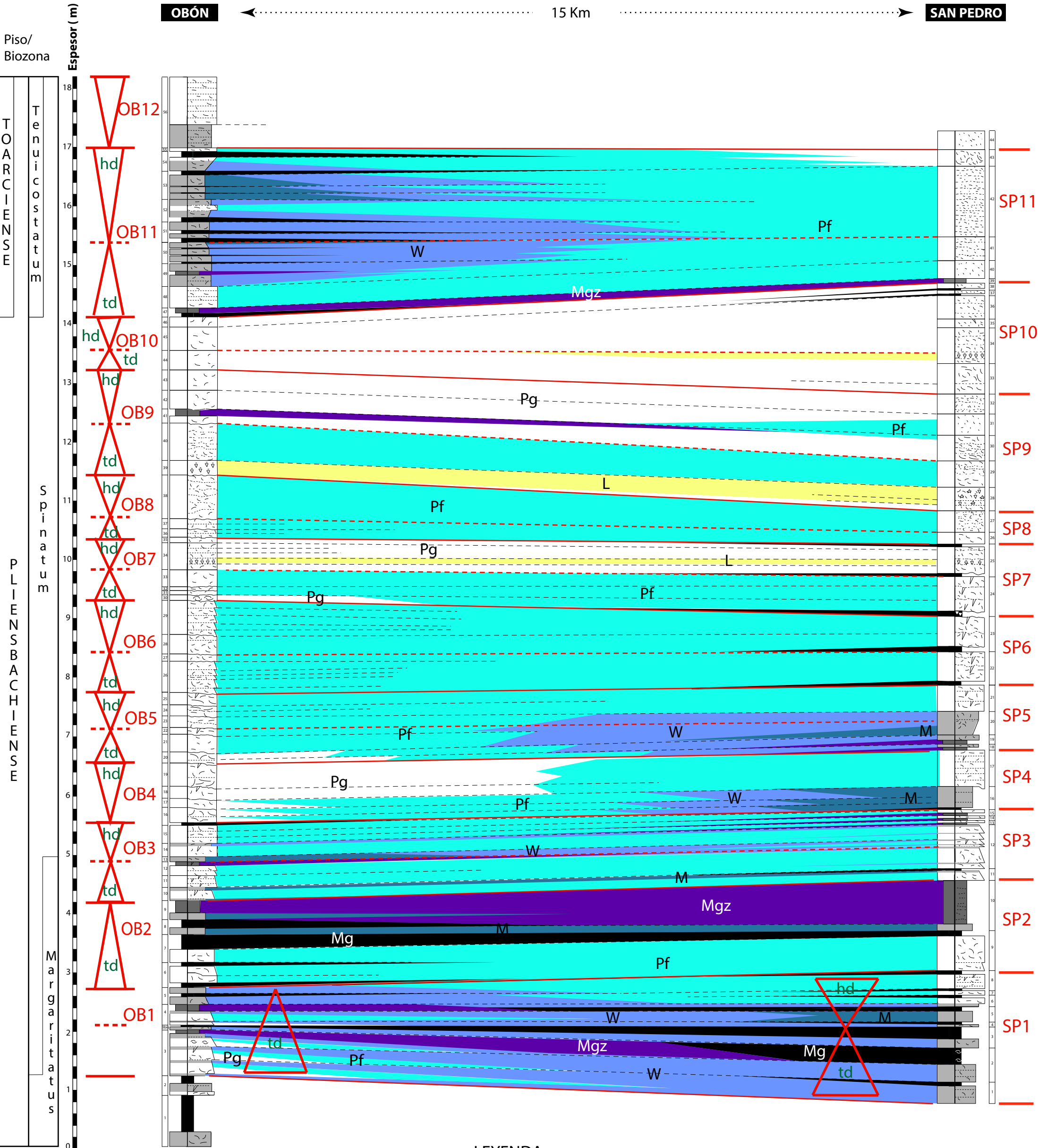
1) El conjunto de las primeras cuatro secuencias (OB1-SP1 a OB4-SP4), podría corresponder a una secuencia de largo término profundizante-somerizante, con el intervalo de profundización en las dos primeras secuencias profundizantes y con presencia de sedimentos margosos, y el somerizante dominado por calizas, culminando la somerización con la progradación de las facies más someras (Pg).

2) Las secuencias OB5-SP5, OB6-SP6 y OB7-SP7 también parecen definir una secuencia de largo término profundizante-somerizante, que culmina con la progradación de las facies más someras Pg en la secuencia 7. Esta evolución se interpreta siguiendo el criterio de bioturbación, ya que la mayor intensidad de bioturbación se concentra en las secuencias 5 y 7 para ambos perfiles.

3) Las secuencias OB8-SP8, OB9-SP9 y OB10-SP10 podría definir otra secuencia de largo término, con la somerización y progradación neta de las facies Pg a techo, aunque faltan criterios para definir si existe un intervalo basal profundizante.

4) Por último, como se ha comentado anteriormente, la secuencia OB11-SP11 supone un cambio neto en las facies (aparición de sedimentos más profundos) y de la polaridad de las facies. Esto podría estar reflejando un episodio de profundización relativa en la plataforma, y por tanto el fin de la tendencia regresiva a largo término.

Figura 13 (en páginas siguientes). Correlación de los perfiles de Obón y San Pedro



LEYENDA

- | | |
|---------------------|---------------------------------|
| Margas (Mg) | Packstone grueso (Pg) |
| Margocalizas (Mgz) | Lumaquelas (L) |
| Mudstone (M) | Límite de secuencia |
| Wackestone (W) | Superficie de máxima inundación |
| Packstone fino (Pf) | td Depósito transgresivo |
| | hd Depósito regresivo |

5. DISCUSIÓN

5.1. LA RAMPA CARBONATADA DEL PLIENSBACHIENSE SUPERIOR EN LA CUENCA IBÉRICA

El estudio sedimentológico realizado en las facies bioclásticas de la Fm. Barahona en los afloramientos de Obón y San Pedro ha permitido asignar dichas facies a ambientes de plataforma de tipo rampa, en concreto a los dominios de rampa media y del tránsito de rampa media a externa (Figura 12; apartado 3), caracterizados por la acumulación de depósitos de tormenta bioclásticos amalgamados (facies P) que pasan distalmente a sedimentos progresivamente más fangosos con tempestitas más diluidas (facies M-W, Mgz y Mg). Respecto a trabajos previos en los que asignan para la Fm. Barahona ambientes similares de sedimentación (e.g. Bordonaba y Aurell, 2002), en el presente trabajo se ha precisado la clasificación de facies y la localización concreta de cada una de ellas dentro de la rampa, y especialmente su relación de cambio lateral (a nivel de capa/s) a través de la correlación de los perfiles y usando el análisis cicloestratigráfico como herramienta para precisar dicha correlación (Figura 13; apartado 4).

Sin embargo, los afloramientos estudiados no han permitido caracterizar las facies asignables a los ambientes más someros de la rampa (i.e. rampa interna) o a los relativamente más profundos (i.e. parte más distal de la rampa externa), aunque los datos obtenidos aportan argumentos para discutir su posible naturaleza.

(1) Carácter de las facies más someras

El carácter de las facies más someras constituye uno de los interrogantes que plantea la caracterización paleoambiental de la Fm. Barahona, ya que en el ámbito de la Cordillera Ibérica, hasta el momento no se han realizado estudios precisos de la unidad que ilustren dichas facies. Teniendo en cuenta el carácter de las facies estudiadas, y especialmente, la presencia de fracción bioclástica fina (dominada por bivalvos, braquiópodos y equinodermos), que ha sido interpretada como producida en los dominios más someros y acarreada hacia el distal por los flujos densos de resaca de tormentas, los dominios internos de la rampa estarían posiblemente caracterizadas por el desarrollo de bajíos bioclásticos, tal y como se indica tentativamente en el modelo de sedimentación propuesto (Figura 12).

Ello concuerda con la hipótesis planteada en trabajos previos (e.g. Gómez, 1991; Bordonaba y Aurell, 2001), de la posible existencia de bancos bioclásticos someros, algunos de los cuales pudieron quedar emergidos generando un sistema de islas-barrera y creando ambientes de baja energía en dominios más internos. Facies de rampa interna con corales coloniales, algas y crinoides, han sido reconocidas para el Pliensbachiense Inferior (Fm. Almonacid de la Cuba) en sectores próximos al estudiado (Castel de Cabra; Bordonaba y Aurell, 2001), pero no para la Fm. Barahona en el Pliensbachiense Superior. No obstante, fuera del ámbito de la Cordillera Ibérica, en concreto en la sección de Alfara en la Cordillera Costero-Catalana, se han descrito en la Fm. Barahona niveles locales de grainstones bioclásticos e intraclásticos y de bancos de ostreidos (Comas-Rengifo *et al.*, 1998), potencialmente asignables a la rampa interna.

(2) Carácter de las facies más profundas

Respecto a los dominios más profundos, en el caso estudiado se ha constatado una gradación de facies en la que, a medida que aumenta la profundidad, los sedimentos serían progresivamente más fangosos (facies P, pasando a facies M-W y estas a facies de Mgz y Mg), pero que a su vez irían perdiendo fracción fina carbonatada (i.e. fango carbonatado).

Esta gradación permite postular el predominio en los dominios más profundos de la rampa externa de sedimentos puramente margosos.

Como se ha propuesto para rampas dominadas por tormentas en otros intervalos del Jurásico en la Cordillera Ibérica (e.g. Bádenas y Aurell, 2001), la gradación de facies descrita apoyaría la hipótesis de que una parte importante del fango carbonatado acumulado en los dominios abiertos sería producida en las zonas someras y resedimentado mar adentro por los flujos de tormenta, si bien debió existir cierta contribución debida a la desintegración de los esqueletos corporales carbonatados de organismos bentónicos para-auctótonos o auctótonos (bivalvos y braquiópodos, fundamentalmente) y tal vez, producción por organismos planctónicos. El fango resedimentado, pudo ser generado en dominios internos de baja energía, tierra adentro de los bajíos bioclásticos de rampa interna (e.g. Gómez, 1991), con elevada producción de carbonato.

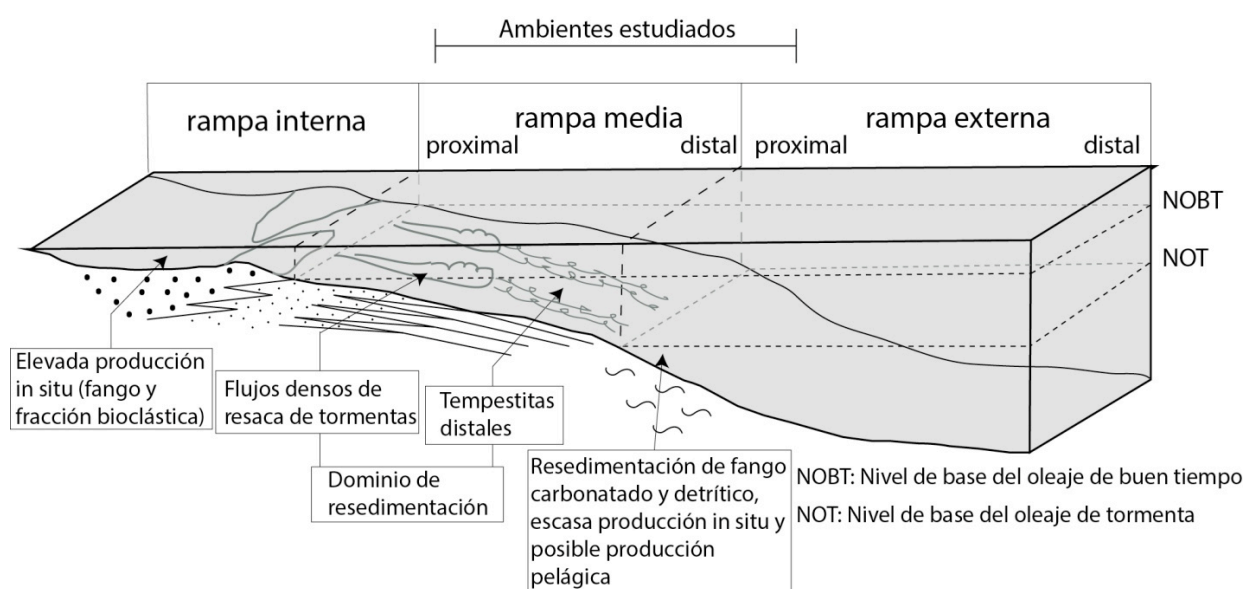


Figura 14. Reconstrucción de los procesos actuantes en los diferentes dominios de la plataforma carbonatada de tipo rampa del Pliensbachiense Superior.

5.2. COMPARACIÓN CON OTRAS CUENCAS DE IBERIA

El Sinemuriense-Pliensbachiense, en comparación con otros intervalos del Jurásico, fue un periodo en el que las aguas superficiales de los mares epicontinentales del océano Tehtys se encontraban a unas temperaturas relativamente estables y frías (Dera *et al.*, 2011). Dentro de las condiciones climáticas globales cálidas del Jurásico, estas temperaturas más frías favorecieron la producción de carbonato por parte de asociaciones de organismos de tipo *foramol*, como son los bivalvos, braquiópodos y equinodermos. En este escenario paleoclimático se enmarca el depósito de las facies marinas del Pliensbachiense Superior estudiadas.

Para el estudio del intervalo concreto del Pliensbachiense Superior se dispone de datos en diferentes cuencas del ámbito de Iberia (Figura 15), obtenidos a partir de

estudios estratigráficos, geoquímicos (isótopos estables de O y C) y paleontológicos, ello permite realizar una comparación acerca del tipo de facies depositadas en este intervalo y de las condiciones paleoambientales.

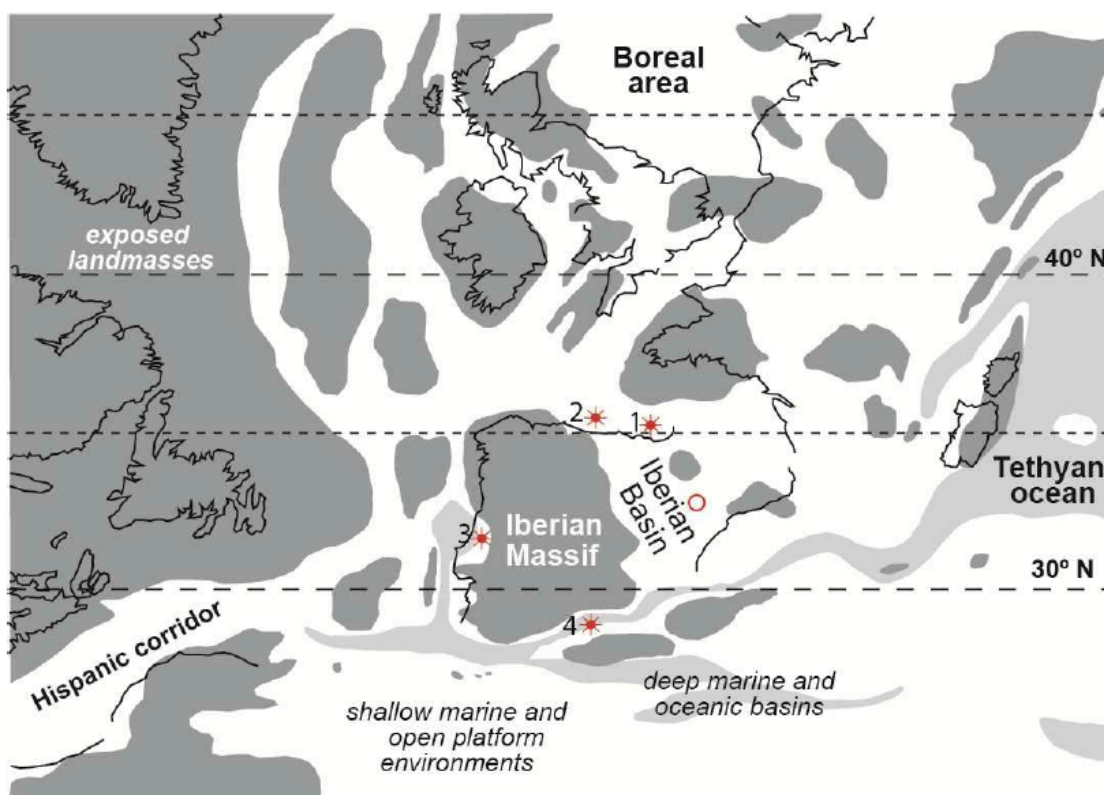


Figura 15. Situación paleogeográfica de las diversas cuencas de Iberia durante el Jurásico Inferior. 1. Cuenca Vasco-Cantábrica. 2. Cuenca Asturiana. 3. Cuenca Lusitánica. 4. Cuenca Subbética. El círculo representa el área estudiada. Modificado de Bádenas *et al.* (2012).

Los autores que han estudiado la biozona *Spinatum* en las otras cuencas marinas circundantes a la placa Ibérica caracterizan para este intervalo del Pliensbachiense Superior una sucesión carbonatada formada por la alternancia de calizas y margas, con una mayor dominancia del componente carbonatado que lo observado en los materiales infrayacentes y suprayacentes.

En el norte de Iberia, en la Cuenca Asturiana, los estudios isotópicos llevados a cabo para el Pliensbachiense Superior-Toarciense Inferior (Gómez y Goy, 2011) muestran que el intervalo de la biozona *Spinatum* registra valores de $\delta^{18}\text{O}$ mayores en comparación a los obtenidos para el Toarciense, calculándose paleotemperaturas de entre 6-14°C para las aguas superficiales.

Al este de Iberia, en la Cuenca Lusitánica, al igual que en la Cuenca Ibérica, el Pliensbachiense Superior está representado por depósitos que registran una tendencia regresiva, indicada por el cambio de un dominio de las facies margosas en la biozona *Margaritatus* a una alternancia de capas de calizas y margas ricas en carbonato en la biozona *Spinatum*, además de reconocerse un cambio ecológico en las asociaciones de nannofósiles. A su vez, los datos de isótopos estables del oxígeno muestran valores negativos, pero con un incremento de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en la biozona *Spinatum* con

respecto a los registrados para las biozonas *Davoei* y *Margaritatus*, lo cual es interpretado como el regreso a unas condiciones climáticas más frías (Reggiani *et al.*, 2010). Suan *et al.* (2010) interpretan para el tránsito de las biozonas *Margaritatus* y *Spinatum* un descenso de alrededor de 5°C en las temperaturas del fondo marino, de acuerdo a los datos isotópicos del oxígeno, medidos en braquiópodos.

En la Cuenca Subbética, en el sur de la Placa Ibérica, la biozona *Spinatum* se corresponde con la biozona *Emaciatum*, donde también se reconoce un intervalo más carbonatado que los materiales infrayacentes y suprayacentes, representado por calizas bioclásticas (Sandoval *et al.*, 2012; Reolid *et al.*, 2013).

Estos estudios han llevado a deducir un descenso de la temperatura a condiciones relativamente más frías (interludio frío) dentro de unas condiciones globales cálidas (Rosales *et al.*, 2006, Dera *et al.*, 2011). La coincidencia de la caída de las temperaturas registrada durante la biozona *Spinatum* con el registro de depósitos regresivos a gran escala en el Pliensbachiense Superior de varias cuencas ibéricas y europeas, ha sido interpretado como que pudiera reflejar el crecimiento de casquetes de hielo polares (Price, 1999).

El análisis sedimentológico de la Fm. Barahona permite observar con claridad que en la Cuenca Ibérica, la etapa regresiva del Pliensbachiense Superior quedó registrada por medio de los materiales de la Fm. Barahona, dominados por las calizas bioclásticas, y con una componente carbonatada mayor que los materiales infrayacentes de la Fm. Cerro del Pez y que los suprayacentes de la Fm. Turmiel. Continúa siendo incógnita si también en esta cuenca existe registro de un descenso de las temperaturas marinas.

Teniendo en cuenta las características paleontológicas de la Fm. Barahona, en concreto la abundancia de braquiópodos y belemnites, se plantea para futuros trabajos el estudio de isótopos estables de O y de la relación Mg/Ca (e.g. Armendáriz *et al.*, 2013) en dichos fósiles, para las series estudiadas para constatar la existencia de dicha etapa de enfriamiento. La realización de estos estudios supondría una herramienta útil que permitiría caracterizar con fiabilidad las temperaturas tanto de las aguas superficiales (belemnites) como de las aguas del fondo marino (braquiópodos) durante el intervalo del Pliensbachiense Superior en la Cuenca Ibérica, y de este modo precisar el marco paleoclimático propuesto de una etapa relativamente fría durante las condiciones globales cálidas del Jurásico.

5.3. SIGNIFICADO DE LAS SECUENCIAS DE ALTO ORDEN

El análisis cicloestratigráfico de la Fm. Barahona (ver apartado 4) ha permitido reconocer 12 secuencias en el perfil de Obón y 11 en el de San Pedro, de potencias métricas, que han podido ser correlacionadas (ver Figura 13) a lo largo de los 15 km de extensión que separan ambos perfiles. Las secuencias identificadas, se encuentran limitadas por superficies de inundación relativa, y corresponden, de acuerdo a los criterios aplicados para su interpretación, a ciclos de evolución de facies profundizante-somerizante, únicamente profundizante, o únicamente somerizante. Estos ciclos, a su vez presentan una evolución a largo término de las facies que ha permitido agruparlos en 4 secuencias profundizantes-somerizantes de menor orden o largo término.

En este trabajo se ha realizado el análisis sedimentológico y secuencial a un nivel de resolución mayor respecto a trabajos previos realizados para la Fm. Barahona, en los que se han caracterizado únicamente 2 secuencias regresivas, separadas por un episodio de profundización (Bordonaba y Aurell, 2002). A estas secuencias de alto rango se las

adscribe a secuencias de 3^{er} orden y en ellas se integran otras secuencias de menor potencia (4^o o 5^o orden). Las 2 secuencias de 3^{er} orden reconocidas por Bordonaba y Aurell (2002) podrían corresponderse respectivamente con las 2 secuencias de largo término inferiores y con las 2 superiores, reconocidas en el presente trabajo.

Teniendo en cuenta la calibración temporal para la biozona *Spinatum*, a la que se asigna una duración de 1,4 Ma (Caruthers *et al.*, 2013), puede realizarse una estimación de la duración temporal de las secuencias de alto orden reconocidas. Considerando para los perfiles estudiados de la Fm. Barahona la máxima extensión propuesta de la biozona *Spinatum* (ver apartado 2), esta biozona se compondría de 12 secuencias, las cuáles tendrían una duración media en torno a 100.000 años. Para el caso más restrictivo, la biozona *Spinatum* se compondría de 8 secuencias, con una duración media de 200.000 años. Este rango de edad media asignado para las secuencias (100.000-200.000 años), podría atribuirse a la impronta de los ciclos de Milankovitch de excentricidad de rango corto.

En cuanto a los 4 ciclos de largo término identificados, tomando en consideración la máxima extensión propuesta para la biozona *Spinatum*, se les puede otorgar una duración temporal media de 350.000 a 400.000 años, valores que encajan muy bien con los ciclos de Milankovitch de excentricidad de rango largo.

Atendiendo al número de capas de caliza que componen estas secuencias, se observa que las secuencias identificadas que incluyen facies pertenecientes a dominios relativamente más profundos de la cuenca presentan un mayor número de capas que las secuencias desarrolladas en dominios someros, aunque en estas últimas es habitual que las capas identificables realmente estén compuestas de conjuntos de capas amalgamadas entre sí de límites difusos. Debido a que la sedimentación en la cuenca está ligada a eventos de tormenta es complicado establecer conclusiones acerca del significado cicloestratigráfico de las capas de caliza que componen las secuencias.

Debido a que como ya se ha deducido en anteriores apartados, el sector estudiado se corresponde con un dominio medio a externo de una plataforma de tipo rampa, en la que el proceso dominante son los flujos asociados a tormentas (ver Figura 12), las secuencias reconocidas serían secuencias submareales (Osleger y Read, 1991). Por ello, los mecanismos que controlaron la evolución sedimentaria de la cuenca no pueden explicarse por factores autocíclicos (i.e. internos a la propia mecánica de la cuenca). Para explicar el origen de las secuencias y de las superficies de inundación que representan sus límites, debe recurrirse a la existencia de un factor externo alocíclico que controlara la producción del sedimento y la generación del espacio de acomodación. Este factor sería responsable de los cambios litológicos registrados por las secuencias mediante variaciones en la producción del carbonato y del aporte de los fangos detríticos desde las zonas someras.

Debido a que la Fm. Barahona es muy homogénea en cuanto a potencia a lo largo de toda la Cordillera Ibérica (Gómez y Goy, 2003), no es probable que el factor alocíclico responsable de la generación de estas secuencias de corto término fueran variaciones relativas del nivel del mar debidas a un origen tectónico. Teniendo en cuenta la calibración temporal de las secuencias, que concuerda perfectamente con variaciones en los parámetros orbitales (i.e. ciclos de excentricidad de corto y largo término), y al hecho de que los cambios climáticos que ello involucraría afectarían al nivel del mar relativo y a la generación del sedimento, fundamentalmente carbonatado, podría adscribirse la génesis de éstas secuencias a la impronta en el registro geológico de dichas variaciones orbitales.

Los cambios climáticos inducidos por las variaciones orbitales habrían producido fluctuaciones del nivel relativo del mar que influirían en la producción de carbonato en las

zonas someras y en los aportes de detríticos. Un aumento del nivel relativo del mar tendría como consecuencia la reducción de la producción de carbonato en los dominios someros, y por tanto también de la resedimentación en los dominios profundos, de modo que la mínima producción y resedimentación se daría en las etapas de máxima inundación y en los límites de secuencia, puesto que vienen marcados por inundaciones relativas. Por el contrario, las etapas de estabilización y de caída del nivel relativo del mar traerían consigo un aumento de la producción de carbonato y de la resedimentación. Mecanismos similares se han propuesto como factores de control principal para explicar secuencias de alto orden en zonas de rampa media y externa (e.g. Bádenas *et al.*, 2005; Colombié *et al.*, 2012).

6. CONCLUSIONES

El estudio de las facies marinas carbonatadas de la Fm. Barahona ha permitido realizar una reconstrucción paleoambiental y establecer un modelo de plataforma carbonatada de tipo rampa para el Pliensbachiense Superior en el sector centro-oriental de la Cuenca Ibérica. El modelo propuesto establece un área fuente de producción de carbonato y de generación del sedimento bioclástico en una hipotética zona de rampa interna altamente energética, sometida a la acción del oleaje de buen tiempo, y una zona más profunda correspondiente con los dominios medio y externo proximal, en la cual se producía la resedimentación de la fracción bioclástica fina, y de fangos carbonatados y detríticos. Esta resedimentación estaba controlada por la acción de las tormentas, de modo que el sedimento era transportado hacia los dominios más distales mediante flujos densos de resaca de tormentas. La pérdida de energía y de capacidad de transporte de estos flujos producía una gradación en el contenido bioclástico, de modo que la textura del sedimento disminuía desde términos granosostenidos packstone en las zonas proximales hasta términos más fangosos en las zonas distales más profundas, a las cuales los flujos densos llegaban diluidos. En estos ambientes más profundos, situados por debajo del oleaje de las tormentas, se produciría el depósito de sedimento puramente margoso.

A partir del análisis secuencial, se ha constatado la presencia de secuencias de alto orden de potencia métrica y evolución de facies profundizante y/o somerizante de distinto rango, cuya génesis estuvo controlada por factores alocíclicos. Mediante la calibración temporal, se postula que dicho factor correspondería a cambios climáticos asociados a la variación de los parámetros orbitales, en concreto de ciclos de Milankovitch de excentricidad de corto y largo término. Estos cambios producirían variaciones en el nivel del mar relativo en las zonas someras, que influirían en la producción del sedimento carbonatado en estas zonas y su resedimentación, así como en los aportes del componente detrítico a la cuenca.

En general, el intervalo estudiado presenta unas características litológicas que permiten hablar de una etapa de regresión generalizada, algo que queda contrastado al compararse con materiales de la misma edad en diferentes cuencas próximas. Como se ha propuesto para dichas cuencas por otros autores, la razón de esta etapa regresiva podría ser la existencia de un interludio frío dentro de las condiciones climáticas cálidas del Jurásico. Para verificar su impronta en la Cuenca Ibérica, se plantea para futuros trabajos el análisis geoquímico de isótopos estables de O y de la relación Mg/Ca, una labor para la cual la Fm. Barahona presenta unas características óptimas, debido a la abundancia de braquiópodos y belemnites. Dichos trabajos permitirían corroborar y establecer un marco paleoclimático que podría afianzar la hipótesis de la regresión asociada a un enfriamiento generalizado.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Armendáriz, M., Rosales, I., Bádenas, B., Aurell, M., García-Ramos, J.C. & Piñuela, L. (2012). High-resolution chemostratigraphic records from Lower Pliensbachian belemnites: palaeoclimatic perturbations, organic facies and water mass exchange (Asturian basin, northern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 333-334, 178-191.
- Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Quesada, S., Rosales, I., Meléndez, G. & García-Ramos, J.C. (2003). Transgressive/Regressive Cycles and Jurassic palaeogeography of Northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, 162: 239-271.
- Bádenas, B. & Aurell, M. (2001). Proximal–distal facies relationships and sedimentary processes in a storm dominated carbonate ramp (Kimmeridgian, northwest of the Iberian Ranges, Spain). *Sedimentary Geology*, 139: 319–340.
- Bádenas, B., Aurell, M., Armendáriz, M., Rosales, I., García-Ramos, J.C. & Piñuela, L. (2012). Sedimentary and chemostratigraphic record of climatic cycles in Lower Pliensbachian marl–limestone platform successions of Asturias (North Spain). *Sedimentary Geology*, 281: 119–138.
- Bádenas, B., Aurell, M. & Gröcke, D.R. (2005). Facies analysis and correlation of high-order sequences in middle-outer ramp successions: variations in exported carbonate in basin-wide $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Kimmeridgian, NE Spain). *Sedimentology*, 52: 1253–1275.
- Bádenas, B., Aurell, M., Rodríguez-Tovar, F.J. & Pardo-Igúzquiza, E. (2003). Sequence stratigraphy and bedding rhythms of an outer ramp limestone succession (Late Kimmeridgian, Northeast Spain). *Sedimentary Geology*, 161: 153–174.
- Bordonaba, A.P. (2003). Evolución sedimentaria del Jurásico Inferior (Hettangiense - Pliensbachiense) en el sector centrorienta de la Cordillera Ibérica. *Tesis Doctoral*. Universidad de Zaragoza. 417 pp.
- Bordonaba, A.P. y Aurell, M. (2002). El Pliensbachiense de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: Análisis de facies y establecimiento de secuencias. *Journal of Iberian Geology*, 28: 31-34.
- Bordonaba, A.P. y Aurell, M. (2004). Primera caracterización de facies de ooides ferruginosos en el Pliensbachiense Superior de la Cordillera Ibérica Nororiental. *Geotemas*, 6 (2): 179-182.
- Bordonaba, A.P., Aurell, M. y Bádenas, B. (2000). La Unidad Almonacid de la Cuba en el sector de Obón – Castel de Cabra (Teruel). *Geotemas*, 1 (2): 163-166.
- Bromley, R.G. & Ekdale, A.A. (1984). Chondrites: a trace fossil indicator of anoxia in sediments. *Science*, 224: 872–874.
- Burchette, T.P. & Wright, V.P. (1992). Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3–57.
- Caruthers, A.H., Smith, P.L. & Gröcke, D.R. (2013). The Pliensbachian-Toarcian (Early Jurassic) extinction, a global multiphased event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 386: 1104-1118.
- Colombié, C., Schnyder, J. & Carcel, D. (2012). Shallow-water marl–limestone alternations in the Late Jurassic of western France: cycles, storm event deposits or both? *Sedimentary Geology*, 271–272: 28–43.
- Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J., Goy, A., Herrero, C., Perilli, N. y Rodrigo, A. (1999). El Jurásico Inferior en la sección de Almonacid de la Cuba (sector central, Zaragoza, España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 25: 27-57.

- Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J., Goy, A. y Rodrigo, A. (1998). El Sinemuriense y el Pliesbachiense en la sección de Alfara, cordillera costero-catalana (Tarragona). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 24: 161-173.
- Dera, G., Brigaud, B., Monna, F., Laffont, R., Pucéat, E., Deconinck, J.-F., Pellenard, P., Joachimski, M.M. & Durllet, C. (2011). Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world. *Geology*, 39: 215–218.
- Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - In: Ham, W.E.(ed.): Classification of carbonate rocks. A symposium American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1: 108-171.
- Gómez, J.J., Comas-Rengifo, M.J. y Goy, A. (2003). Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Inferior de las Cordilleras Ibérica y Costeras Catalanas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 16 (3-4): 227-238.
- Gómez, J.J. y Goy, A. (2011). Warming-driven mass extinction in the Early Toarcian (Early Jurassic) of northern and central Spain. Correlation with other time-equivalent European sections. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 306: 176–195.
- Hallam, A. (1985). A review of Mesozoic climates. *Journal of the Geological Society of London*, 142: 433-445.
- Kreisa, R.D. (1981). Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 823-848.
- Mouterde, R., Fernández-López, S., Goy, A., Linares, A., Rivas, P., Ruget, C. y Suárez-Vega, L.C. (1978). El Jurásico de la región de Obón (Teruel). *Guía de las excursiones al Jurásico de la Cordillera Ibérica*, Grupo Español del Mesozoico, 13 pp.
- Osete, M.L., Villalaín, J.J., Osete, C. y Gialanella, P.R. (2000). Evolución de Iberia durante el Jurásico a partir de datos paleomagnéticos. *Geotemas*, 1 (1): 117-119.
- Price, G.D. (1999). The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 48: 183–210.
- Reggiani, L., Mattioli, E., Pittet, B., Duarte, L.V., Veiga de Oliveira, L.C. & Comas-Rengifo, M.J. (2010). Pliensbachian (Early Jurassic) calcareous nannofossils from the Peniche section (Lusitanian Basin, Portugal): A clue for palaeoenvironmental reconstructions. *Marine Micropaleontology*, 75: 1-16.
- Reolid, M., Nieto, L.M. y Sánchez-Almazo, I.M. (2013). Caracterización geoquímica de facies pobremente oxigenadas en el Toarciense Inferior (Jurásico Inferior) del Subbético Externo. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 26: 69-84.
- Rodríguez-Tovar, F.J. (1993). Evolución sedimentaria y ecoestratigráfica en plataformas epicontinentales del margen sudibérico durante el Kimmeridgiense inferior. *Tesis doctoral, Universidad de Granada*. 374 pp.
- Rosales, I., Quesada, S. & Robles, S. (2006). Geochemical arguments for identifying second-order sea level changes in hemipelagic carbonate ramp deposits. *Terra Nova*, 18: 233–240.
- Sami, T. & Desrochers, A. (1992). Episodic sedimentation on an early Silurian, storm-dominated carbonate ramp, Becscie and Merrimack formations, Anticosti Island, Canada. *Sedimentology*, 39: 355–381.
- Sandoval, J., Bill, M., Aguado, R., O'Dogherty, L., Rivas, P., Morard, A. & Guex, J. (2012). The Toarcian in the Subbetic basin (southern Spain): Bio-events (ammonite and calcareous nannofossils) and carbon-isotope stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 342–343: 40–63.

- Savrda, C.E. & Bottjer, D.J. (1986). Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, 14: 3–6.
- Shourd, M. & Harold, L. (1976). Chondrites in the Upper Plattin Subgroup (Middle Ordovician) of Eastern Missouri. *Journal of Paleontology*. 50: 260-268.
- Stow, D.A.V. & Tabrez, A.R. (1998). Hemipelagites: processes, facies and model. Geological processes on continental margins: In: Stoker, M.S., Evans, D., Cramp, A. (Eds.), *Geological Society*, 129: 317–337.
- Suan, G., Mattioli, E., Pittet, B., Lécuyer, C., Suchéras-Marx, B., Duarte, L.V., Philippe, M., Reggiani, L. & Martineau, F. (2010). Secular environmental precursors to Early Toarcian (Jurassic) extreme climate changes. *Earth and Planetary Science Letters*, 290: 448–458.
- Schwarzacher, W. (2000). Repetitions and cycles in stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 50: 51–75.
- Wright, V.P. & Burchette, T.P. (1996). Shallow-water carbonate environments. In: Reading, H.G. (ed), *Sedimentary environments: processes, facies, stratigraphy*. Blackwell Scientific Publications. Oxford, 325-394.
- Yanin, B.T. & Baraboshkin, E.Y. (2013). *Thalassinoides* Burrows (Decapoda Dwelling Structures) in Lower Cretaceous Sections of Southwestern and Central Crimea. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 21: 280–290.

Agradecimientos

Quiero finalizar este Trabajo Fin de Máster agradeciendo sinceramente a mi tutora Beatriz Bádenas y al profesor Marcos Aurell por todo el apoyo y la dedicación que ambos han entregado a lo largo de su realización, así como por la confianza que desde el primer momento han depositado en mí, y gracias a los cuales ha sido posible la consecución de los objetivos propuestos.

Gracias también a mis compañeros del máster, que han sido un apoyo a lo largo de todo el curso y siempre han estado dispuestos a cualquier tipo de ayuda. En especial a mi compañero Rafa que ha sido una constante en los días de campo, y porque el trabajo de campo entre dos resulta más llevadero, el bocata de tortilla sabe mejor y los coches se desatascan del barro con la mitad de esfuerzo.

Igualmente a esos amigos que se han preocupado por el desarrollo de este trabajo, y que tantas veces han soportado la excusa de “no puedo, tengo que avanzar con el trabajo”. Este TFM ya no volverá a ser excusa, tendré que buscar otra.

Una dedicación especial a mi familia: mis abuelos, mis padres y mi hermano.