

# LA DIFERENCIACIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE LA CUENCA CATALANA AL PRINCIPIO DEL JURÁSICO MEDIO.

S. Fernández-López<sup>1</sup>, F. García Joral<sup>1</sup>, J.J. Gómez<sup>2</sup>, M.H.P. Henriques<sup>3</sup> y G. Martínez

<sup>1</sup>Depto. y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas (UCM) e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), 28040-Madrid.

<sup>2</sup>Depto. y UEI de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas (UCM) e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), 28040-Madrid.

<sup>3</sup>Depto. Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 3049-Coimbra (Portugal).

**Resumen:** Se propone un nuevo sistema de unidades litoestratigráficas, válido para los materiales del Toarciense, Aalenense y Bajociense de la Cuenca Catalana. Las pautas de distribución de estas unidades litoestratigráficas y las variaciones de facies a escala zonal permiten delimitar tres sectores paleogeográficos al principio del Jurásico Medio: el sector de Tivissa-Salou, el sector de Alfara-Cardó y el sector de Los Puertos de Beceite. Estos tres sectores se diferenciaron progresivamente, entre sí y respecto a la Cuenca Ibérica, condicionados por fallas sinsedimentarias durante el Toarciense, el Aalenense y el Bajociense. Dos megaciclos ambientales de profundización/somerización tuvieron lugar en la Cuenca Catalana durante el tránsito Jurásico Inferior-Medio. Los máximos transgresivos de estos dos ciclos de segundo orden ocurrieron respectivamente en los biocronos Bifrons (Toarciense) y Niortense (Bajociense). Estos dos megaciclos estuvieron separados por un máximo regresivo durante el Biocrón Murchisonae (Aalenense medio). La Plataforma de Tortosa, que comprende los sectores de Tivissa-Salou y Alfara-Cardó, alcanzó su máxima subsidencia durante el Bajociense superior.

**Palabras clave:** litoestratigrafía, bioestratigrafía, paleogeografía, ammonites, braquiópodos, Cuenca Catalana.

**Abstract:** A new system of lithostratigraphical units, valid for the Toarcian, Aalenian and Bajocian deposits of the Catalan Basin is defined. Distribution patterns of these lithostratigraphical units and variations of facies to a zonal scale enable the interpretation of three palaeogeographical sectors at the beginning of the Middle Jurassic: Tivissa-Salou, Alfara-Cardó and Los Puertos de Beceite. These three sectors, conditioned by syndimentary faults, were progressively differentiated through the Toarcian, Aalenian and Bajocian. Two environmental deepening/shallowing megacycles were developed in the Catalan Basin during the latest Early Jurassic and the earliest Middle Jurassic. The transgressive peaks of these two second-order cycles occurred respectively in the Bifrons (Toarcian) and Niortense (Bajocian) biochrones. Both megacycles were separated by a regressive peak during the Murchisonae Biochron (Aalenian). The Platform of Tortosa, comprising the sectors of Tivissa-Salou and Alfara-Cardó, reached the maximum subsidence during the late Bajocian.

**Key words:** lithostratigraphy, biostratigraphy, palaeogeography, ammonites, brachiopods, Iberian Basin, Catalan Basin.

Fernández-López, S., García Joral, F., Gómez, J.J., Henriques, M.H.P. y Martínez, G. (1998): La diferenciación paleogeográfica de la Cuenca Catalana al principio del Jurásico Medio. *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (1-2): 3-22

La sedimentación jurásica en la Cuenca Catalana estuvo influenciada por fracturas del basamento que dieron lugar a la diferenciación de varias plataformas carbonáticas y originaron cambios relativos del nivel del mar. El estudio a escala zonal de más de 30 cortes realizados en los materiales del Jurásico Medio que afloran en la Zona de Enlace entre la Cordillera Costero-Catalana y la Cordillera Ibérica (Fig. 1), así como de los datos proporcionados por más de 30 sondeos petrolíferos, nos han permitido reconstruir la configuración paleogeográfica de esta región durante el Jurásico Medio (Fernández-López *et al.*, 1994, 1996, 1997). En la Cuenca

Catalana se desarrollaron secciones expandidas en facies de plataforma abierta durante el Bajociense superior (Biocrón Garantiana), al alcanzarse los mayores valores batimétricos y las condiciones de máxima estabilidad ambiental. Sin embargo, los materiales del Toarciense, Aalenense y Bajociense inferior suelen formar secciones condensadas o faltan en la mayoría de los afloramientos de la misma área geográfica.

Los objetivos principales del presente trabajo son proponer un sistema de unidades litoestratigráficas válido para los materiales toarcienses, aalenenses y bajocienses de la Cuenca Catalana y reconstruir cómo tuvo lugar la diferenciación



**Figura 1.-** Distribución geográfica de los principales afloramientos (zonas dibujadas con tono gris) de Jurásico Medio en la Zona de enlace entre la Cordillera Costero-Catalana y la Cordillera Ibérica, en el límite entre las provincias de Tarragona y Teruel. Las localidades donde han sido estudiadas secciones o columnas estratigráficas están indicadas con un asterisco y un número: 1.- Cap de Salou; 2.- Llaberia (km 36, Barranco de Romullá); 3.- Vandellòs; 4.- Tivissa (La Tossa); 5.- Tivissa (Mas de Rojals); 6.- Cardó; 7.- Tivenys (Coll de l'Argila, km 18, Vall Llarga); 8.- Tivenys (Pedrera de Julián, Punta de Soms, L'Assut); 9.- Alfara; 10.- Mont Caro (El Caragol); 11.- Xerta-Paüls (km 5; Coll del Musu); 12.- En Grilló; 13.- Barranco del Avellanar; 14.- Río dels Estrets; 15.- Barranco del Grevolar; 16.- Beceite.

de la Cuenca Catalana al final del Jurásico inferior y principios del Jurásico Medio.

### Unidades litoestratigráficas

Los materiales de final del Jurásico Inferior y los del principio del Jurásico Medio en la Cuenca Catalana corresponden a la Fm. Sant Blai, que se superpone a la Fm. Barahona y está seguida por la Fm. Cardó (Fig. 2). Antes de exponer en detalle las características de la Fm. Sant Blai, conviene indicar las características que presentan los materiales infra- y suprayacentes (Fm. Barahona y Fm. Cardó) en la misma área geográfica.

#### *Calizas bioclásticas de Barahona*

La Formación Barahona, definida por Goy *et al.* (1976) en la Cordillera Ibérica, puede ser identificada en todo el ámbito de la Cuenca Catalana (Fernández-López *et al.*, 1996). En la mayoría de las localidades, esta unidad se encuentra compuesta por calizas *packstone* bioclásticas, calizas *packstone-wackestone* y calizas *packstone-grainstone* bioclásticas, y en menor proporción calizas *wackestone*. Entre los bioclastos más abundantes se reconocen ostreidos,

bivalvos, equinodermos, braquiópodos, foraminíferos, ostrácodos, gasterópodos, serpúlidos y algas. Tanto los intraclastos como los pelets suelen estar presentes y localmente pueden llegar a ser abundantes. Ocasionalmente se encuentran en escasa proporción granos de cuarzo de tamaño limo. Las calizas suelen presentar superficies de estratificación irregulares u onduladas, y entre las litofacies calizas se disponen intercalados en ocasiones delgados niveles margosos o margocalizos. Las estructuras de bioturbación son abundantes, en particular *Thalassinoides* y *Rhizocorallium*. La unidad se organiza en secuencias estrato- y granocrecientes, con acusada tendencia progradacional. Las últimas capas más gruesas o bancos llegan a sobrepasar un metro de espesor. El techo de la Fm. Barahona suele ser más reciente en los afloramientos más orientales de la Plataforma de Tortosa que en la Plataforma Aragonesa, aunque este límite suele ser diacrónico a escala zonal en ambas plataformas (Fernández-López *et al.*, 1996, 1997; Comas-Rengifo *et al.*, 1997). Entre Vall Llarga y el Coll de l'Argila (región de Tivenys-Sierra de Cardó), se ha encontrado un ejemplar de *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) gr. *semicelatum* (Simpson) en la parte superior de la Fm. Barahona, por lo que dicha formación corresponde no sólo al Pliensbachiense superior

|                   | PISOS           | FORMACIONES   | MIEMBROS propuestos en este trabajo  |
|-------------------|-----------------|---|--|
|                   | JURÁSICO MEDIO  | BAJOCIENSE  | Margas de Cardó (Cadillac <i>et al.</i> , 1981) (0-100m)   |
| AALENIENSE        |                 | Calizas y calizas margosas de Sant Blai (Fernández López <i>et al.</i> , 1996) (0-60 m) | Calizas y calizas margosas de Salou (0-45 m)<br>Calizas con oolitos y ooides ferruginosos y/o fosfáticos de Tivenys (0-2m) |
| JURÁSICO INFERIOR | TOARCIENSE      | Calizas con oolitos ferruginosos de Alfara (0-7 m)                                      | Calizas con oolitos ferruginosos de Alfara (0-7 m)   |
|                   | PLIENSBACHIENSE | Calizas bioclasticas de Barahona (Goy <i>et al.</i> , 1976)                             | Margas y calizas de El Caragol (0-9m)  |

Figura 2.- Equivalencias entre las unidades litoestratigráficas utilizadas en algunos trabajos anteriores y las unidades propuestas en el presente trabajo para la Cuenca Catalana.

sino también al Toarciense inferior (Biozona *Tenuicostatum*; Fernández-López y Mouterde, 1985). Los materiales más recientes de la Fm. Barahona contienen también braquiópodos característicos del Toarciense inferior y del Pliensbachiense superior en el Barranco del Avellanar (al sudeste de Horta de Sant Joan), Mont Caro, Alfara, Xerta-Paüls, Tivenys y Tivissa; en particular: *Liospiriferina falloti* (Corroy) y *Quadratrhyynchia attenuata* (Dubar). Los materiales más recientes de la Fm. Barahona en Vandellós contienen ejemplares de *Soaresirhyynchia bouchardi* (Davidson) que caracteriza la parte inferior de la Biozona *Serpentinus* en la Cordillera Ibérica (Goy *et al.*, 1984; García Joral y Goy, 1994). En Cap de Salou también está representada esta última especie en la parte superior de la Fm. Barahona, y en los niveles más recientes de esta formación han sido identificados representantes de *Homoeorhyynchia batalleri* (Dubar), *Tetrarhyynchia paucicostatae* (Castell *et al.*) y *Telothyris* gr. *jauberti* (Deslongchamps) que en la Cordillera Ibérica se distribuyen entre la parte superior de la Biozona *Serpentinus* y la parte inferior de la Biozona *Bifrons* (Goy *et al.*, 1984; García Joral y Goy, 1994).

Margas de Cardó

Como carácter diferencial de la Cuenca Catalana respecto a la Cuenca Ibérica, sobre la Fm. Barahona se disponen sucesivamente los materiales de la Fm. Sant Blai y los de la Fm. Cardó (Fig. 2). La Fm. Cardó fue propuesta por Cadillac *et al.* (1981) y está constituida por calizas margosas y calizas *mudstone* con intercalaciones de margas, amarillentas en superficie, con texturas y estructuras de bioturbación abundantes, especialmente *Zoophycos*. Los fósiles son abundantes; en particular, ammonites y bivalvos del género *Bositra*. Aunque otros macrofósiles son escasos, también contienen restos de belemnites, braquiópodos, algunos bivalvos bentónicos y equisetales. Los restos de organismos bentónicos sésiles (por ejemplo, crinoideos, espongiarios, briozoarios, serpúlidos o corales) están prácticamente ausentes. Las capas no suelen tener señales de cementaciones tempranas, substratos endurecidos o perforaciones biogénicas. La unidad tiene menor proporción de niveles margosos hacia la parte superior y pasa a ser progresivamente más carbonática. Las superficies de estratificación son netas y la continuidad de las capas suele sobrepasar varios cientos de metros. Los materiales se orga-

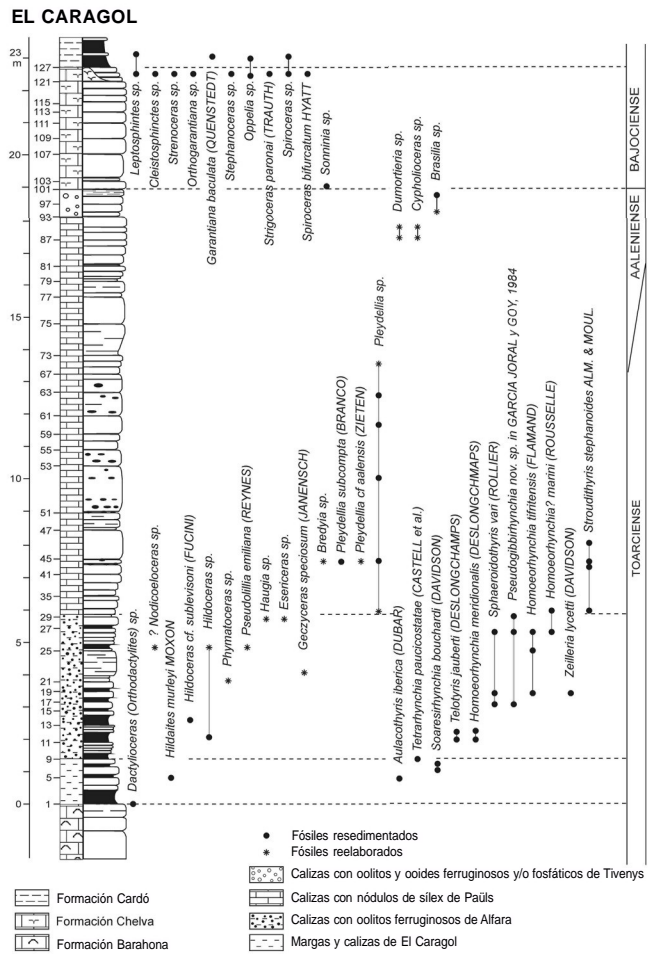
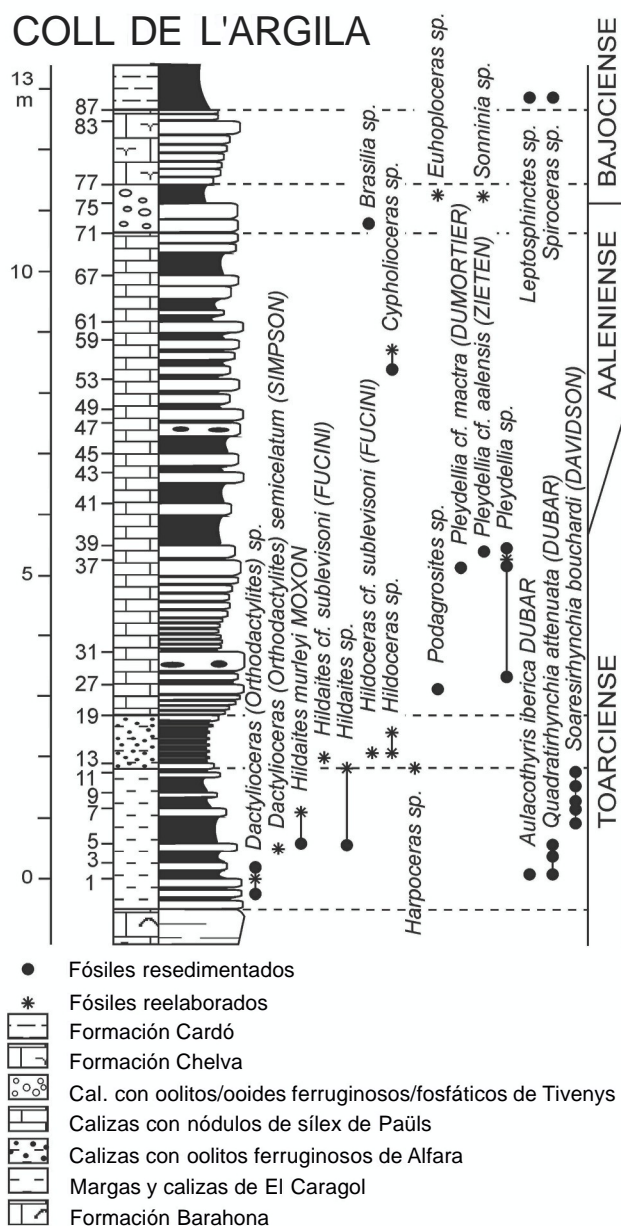


Figura 3.- Columna estratigráfica de los materiales toarcienses aalenienenses y bajocienses en el El Caragol, la localidad tipo del Miembro El Caragol. Localidad número 10 en la figura 1.

nizan en secuencias estrato- y granocrecientes de espesores métricos y poco acusadas; a excepción de algunas secuencias estrato- y granodecrecientes observadas en la base de la unidad en las regiones de Tivenys, Tivissa y Vandellós. El límite inferior de la Fm. Cardó es neto y corresponde en la mayoría de los casos a un substrato endurecido, o *hard-ground*, con perforaciones biogénicas y costras ferruginosas, desarrollado sobre los materiales de la Fm. Sant Blai. La Fm. Cardó sobrepasa 100 m de potencia en la región de Tivenys-Sierra de Cardó. Hacia áreas más septentrionales (Llaberia y Cap de Salou) y occidentales (Xerta-Paüls, Mont Caro, Alfara) disminuye su espesor hasta alcanzar valores inferiores a 5 m. Al sur de Horta de Sant Joan (Río dels Estrets) el valor de su potencia llega a ser menor de un metro. La Fm. Cardó no está representada en los afloramientos más occidentales (En Grilló, Barranco del Avellanar, Beceite), donde los materiales de la misma edad están representados por las facies carbonatadas de la Fm. Chelva (Gómez y Goy, 1979). La base de la Fm. Cardó es diacrónica a escala zonal. Los materiales basales de esta formación corresponden al Bajociense inferior (biozonas *Humphriesianum* y *Propinquans*) en las regiones de Sierra de Cardó, Tivissa, Vandellós, Llaberia y Cap de Salou, en tanto que las primeras capas de la formación pertenecen al Bajociense superior (Biozona *Niortense*) en las regiones de Tivenys, Xerta-Paüls (Fernández-López,

## COLL DE L'ARGILA

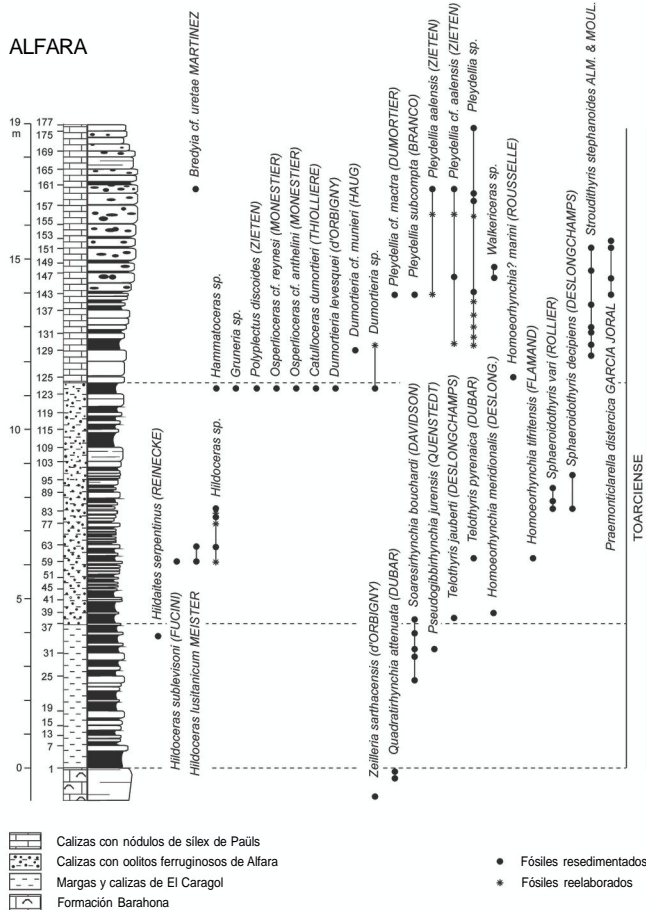


**Figura 4.-** Columna estratigráfica de los materiales toarcienses, aalenenses y bajocienses en el Coll de l'Argila (Tivenys). Localidad número 7 en la figura 1.

1983, 1985; Fernández-López y Mouterde, 1985), Mont Caro, Alfara, Río dels Estrets y Barranco del Grevolar (Fernández-López *et al.*, 1996).

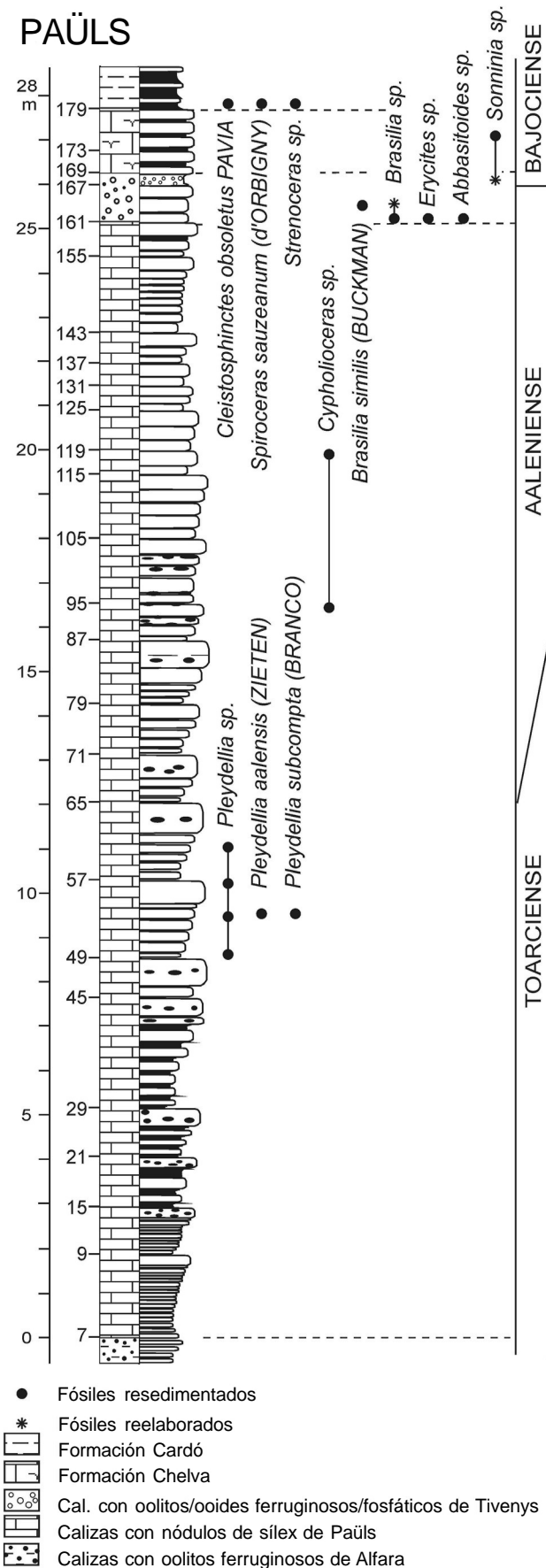
#### Calizas y calizas margosas de Sant Blai

La Fm. Sant Blai tiene unos 55 m de espesor en el corte tipo y está constituida por calizas *mudstone* a *wackestone*, a veces *wackestone* bioclásticas, entre las que se intercalan delgados niveles de margas y calizas margosas (Fernández-López *et al.*, 1996). Los materiales de esta unidad se organizan por lo general en secuencias estrato- y granocrecientes, de espesor métrico; a excepción de algunas secuencias estrato- y granodecresientes desarrolladas en la parte superior, como se observa en las regiones de Tivissa, Vandellós y Llaberia. Las superficies de estratificación suelen ser onduladas o irregulares, y las capas tienen a menudo aspecto



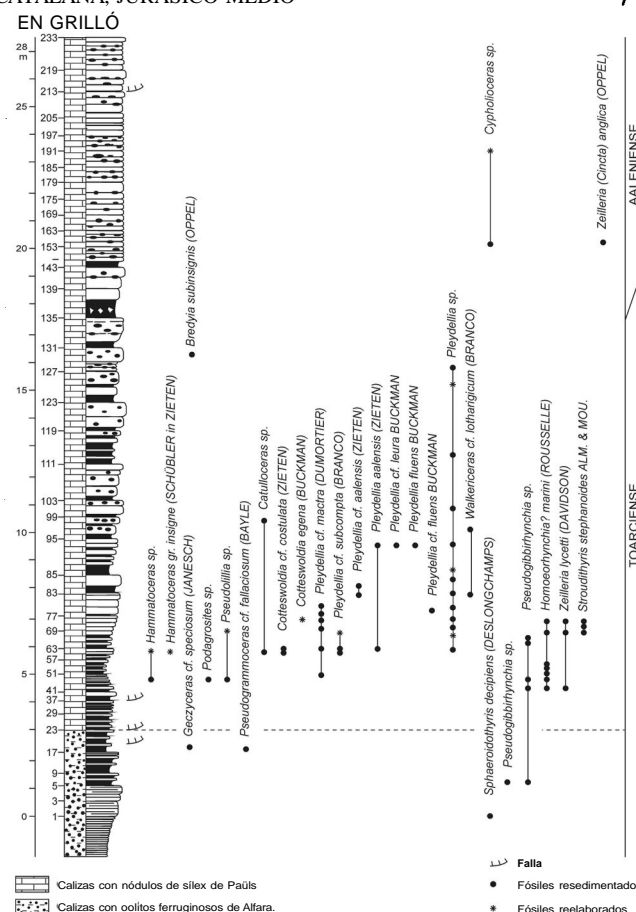
**Figura 5.-** Columna estratigráfica de los materiales toarcienses en la localidad tipo del Miembro Alfara. Localidad número 9 en la figura 1.

noduloso y escasa continuidad lateral. Las estructuras de bioturbación son abundantes en los materiales de esta formación, en particular *Zoophycos*, *Thalassinoides* y *Rhizocorallium*. Los restos de ammonites, belemnites y de organismos bentónicos (bivalvos, braquiópodos, crinoideos, serpúlidos, gasterópodos, corales ahermatípicos, briozoarios) son frecuentes en los materiales de la parte inferior y media de la unidad. En esta última parte, asociados a las facies de ooides y oolitos ferruginosos, también son frecuentes los restos de espongiarios y localmente se encuentran restos vegetales flotados y restos óseos fragmentados. Los límites inferior y superior de la Fm. Sant Blai suelen ser netos, al estar marcados por substratos endurecidos, con perforaciones biogénicas y costras ferruginosas. La Fm. Barahona presenta facies de calizas *packstone* a *wackestone* en las que los bioclastos de bivalvos, braquiópodos, ostreoides y equinodermos, entre otros, suelen ser mucho más abundantes que en la Fm. Sant Blai. La base de la Fm. Sant Blai es diacrónica a escala de piso. En la localidad tipo, los materiales basales contienen *Hildaites* y corresponden al Toarciense inferior (Biozona *Serpentinus*). Este tramo inferior está representado en las regiones de Tivenys-Sierra de Cardó, Xerta-Paüls y Mont Caro-Aliara; en cambio, está muy reducido o ausente en Llaberia y Cap de Salou, donde los materiales basales de la formación corresponden al Bajociense inferior. La Fm. Sant Blai ha sido reconocida en Cap de Salou, Llaberia, Vandellos, Tivissa, Sierra de Cardó, Tivenys, así como en las



- Fósiles resedimentados
- \* Fósiles reelaborados
- Formación Cardó
- Formación Chelva
- Cal. con oolitos/ooides ferruginosos/fosfáticos de Tivenys
- Calizas con nódulos de sílex de Paüls
- Calizas con oolitos ferruginosos de Alfara

**Figura 6.-** Columna estratigráfica de los materiales toarcienses, aalenieses y bajocienses en la localidad tipo del Miembro Paüls. Localidad número 11 en la figura 1.



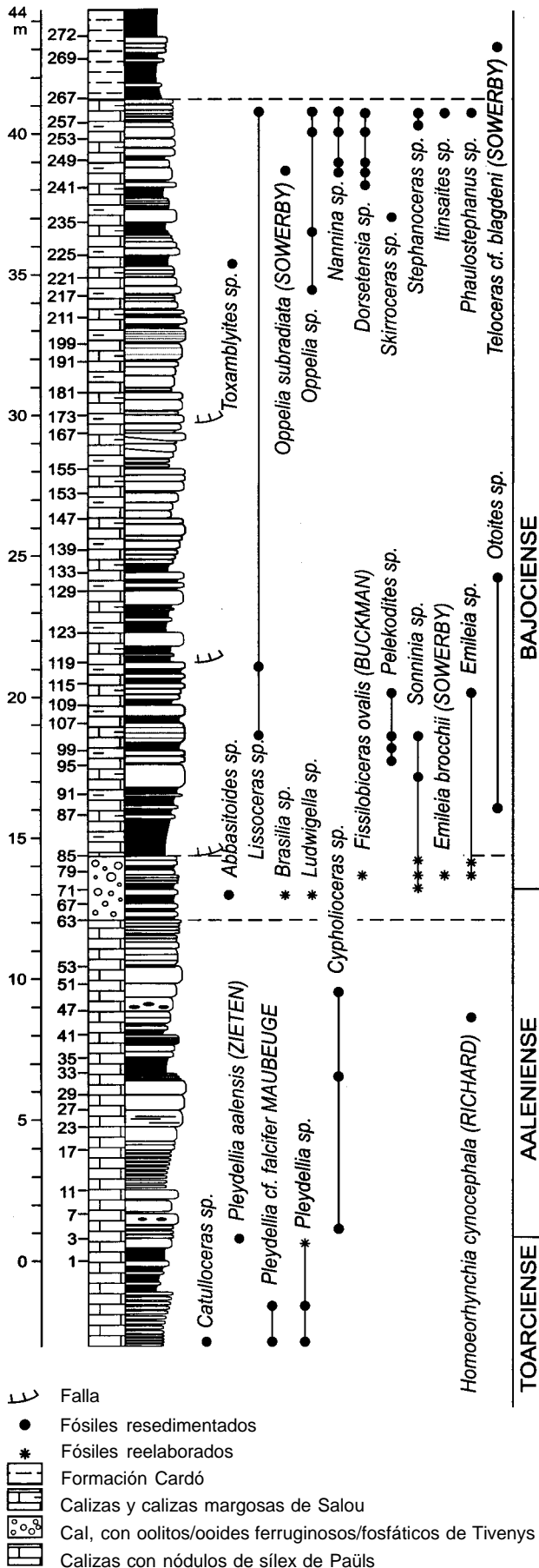
**Figura 7.-** Columna estratigráfica de los materiales del Toarciense superior y del Aaleniese inferior en el En Grilló (unos 5 km al este de Horta de Sant Joan). Localidad número 12 en la figura 1.

regiones de Xerta-Paüls, Mont Caro (El Caragol), Alfara y Horta de Sant Joan (En Grilló, Barranco del Avellanar, Río dels Estrets). Los materiales que constituyen la Fm. Sant Blai pueden ser agrupados en cinco unidades litoestratigráficas con el rango de miembro que presentan notables variaciones de espesor y distintas pautas de distribución geográfica dentro de la Cuenca Catalana. A continuación se definen formalmente estos cinco miembros.

*Margasy calizas de El Caragol:* El corte tipo del Miembro El Caragol (Fig. 3) se encuentra en un desmonte de la carretera de Tortosa a Mont Caro, en el término municipal de Tortosa, en el paraje denominado El Caragol en la Hoja del MTN 31-20 (521), Beceite, siendo sus coordenadas geográficas: 40°49'00"y 0°23'10".

Esta unidad está constituida por margas grises y amarillentas, entre las que se intercalan calizas *packstone* bioclásticas a calizas *wackestone* y en menor proporción calizas *mudstone*. Entre los bioclastos predominan los restos de equinodermos, bivalvos y braquiópodos, que llegan a ser muy abundantes, además de foraminíferos, ostrácodos y gasterópodos. Los intraclastos pueden ser abundantes, y ocasionalmente contienen pelets en cantidad significativa. En algunas localidades contienen granos de cuarzo tamaño limo y pirita framboidal. Las calizas se disponen en capas generalmente delgadas, con superficies de estratificación onduladas, y en ocasiones de aspecto noduloso, cuya continuidad lateral

## MAS DE ROJALS



suele ser superior a una decena de metros. Las capas más gruesas no sobrepasan los 0,5 m de espesor. Las estructuras de bioturbación son cuentes.

Los materiales de esta unidad alcanzan los 8 m de espesor cerca de Horta de Sant Joan (En Grilló, Barranco del Avellanar, Río dels Estrets, Barranco del Grevolar), pero su espesor disminuye hacia el sudeste (Xerta-Paüls, Alfara, Mont Caro, Tivenys, Cardó). Hacia áreas más occidentales de los Puertos de Beceite (por ejemplo, en Beceite), las margas y calizas del Mb. El Caragol pasan lateralmente a materiales de la Fm. Turmiel. El Mb. El Caragol alcanza los 9 m de espesor en la región de Tivissa, se acuña hacia el noreste y no está representado en Llaberia y Cap de Salou. Los materiales de este miembro se organizan en vanas secuencias estrato- y granocrecientes, e espesor decimétrico y poco marcadas, con tendencia agradacional o retrogradacional.

La base del Mb. El Caragol y, por tanto, de la Fm. Sant Blai es diacrónica a escala de piso. El tramo inferior de este miembro en la localidad tipo (Fig. 3) contiene *Hildaites murleyi* Moxon y corresponde al Toarciense inferior (Biozona Serpentinus). En la localidad tipo de esta unidad también se encuentran abundantes braquiópodos de las biozonas Tenuicostatum y Serpentinus, en particular: *Aulacothyris iberica* (Dubar) y *Soaresirhynchia bouchardi* (Davidson) respectivamente. Los niveles inferiores contienen frecuentes ejemplares de *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) en el Coll de l'Argila (Fig. 4), entre los que hemos identificado la especie *D. (O.) semicelatum* (Simpson). Los materiales de la parte superior contienen *Hildaites serpentinus* (Reinecke) en Alfara.

*Calizas con oolitos ferruginosos de Alfara:* El corte tipo del Miembro Alfara (Fig. 5) se encuentra en un desmonte de la carretera de Regués a Alfara de Carlés, a 6,2 km de esta última localidad, unos 200 m al SE del Molino del Puente, en la vertiente septentrional del monte Peñafió y en el término municipal de Aldover. Sus coordenadas geográficas en la Hoja del MTN 31-19 (496), Horta de San Juan, son: 40°51'45"y0°25'26".

El Mb. Alfara está compuesto por calizas *packstone*, *packstone-wackestone*, *wackestone-packstone* y *wackestone* con oolitos ferruginosos más o menos abundantes. Los oolitos ferruginosos suelen estar fragmentados, siendo a su vez algunos de estos fragmentos los núcleos de otros oolitos. En ocasiones estos oolitos se encuentran total o parcialmente calcitizados. Los bioclastos suelen ser abundantes y corresponden a restos de equinodermos, bivalvos, microfilamentos, foraminíferos, braquiópodos, belemnites, gasterópodos, ostrácodos, y ocasionalmente serpúlidos, esponjas, briozoos y apticus. Tanto los intraclastos como los pelets suelen ser escasos en esta unidad. En algunas localidades, como ocurre en Alfara, Mont Caro y Tivissa, el Mb. Alfara contiene frecuentes intercalaciones de margas y margocalizas, que llegan a constituir una alternancia irregular con los términos calizos. Las capas calizas suelen presentar aspecto noduloso, con

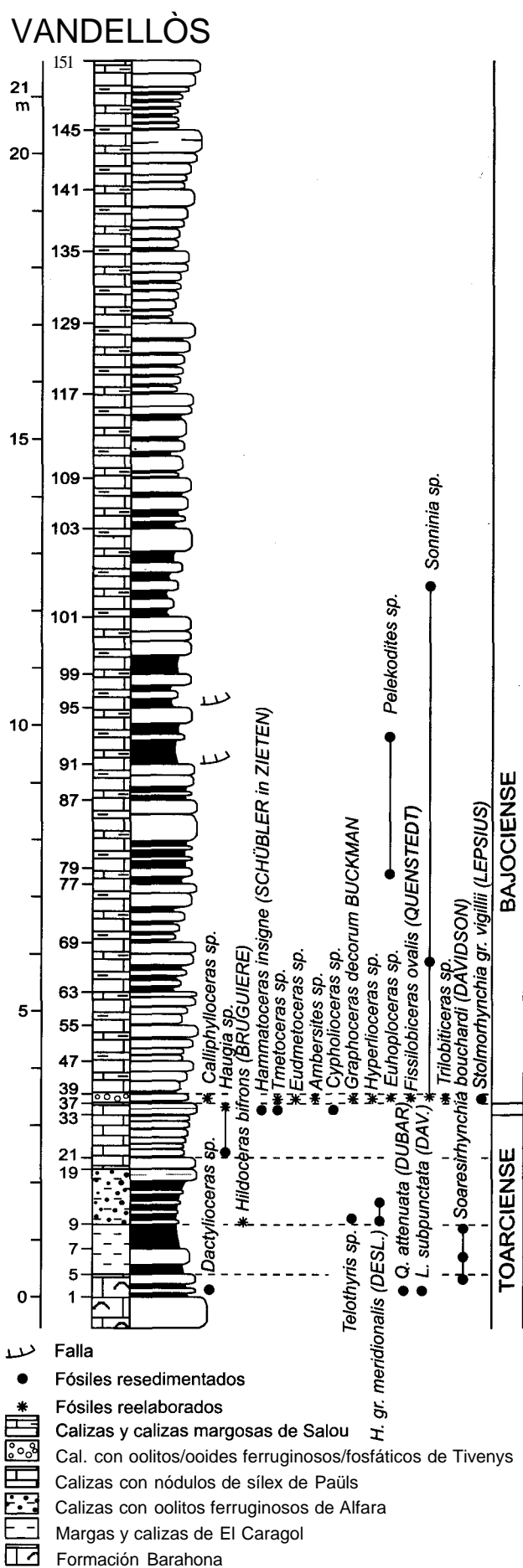
**Figura 8.-** Columna estratigráfica de los materiales del Toarciense superior, Aaleniese y Bajociense inferior en Mas de Rojals (Tivissa), localidad tipo de la Fm, Sant Blai. Localidad número 5 en la figura 1,

superficies de estratificación onduladas o irregulares y perforaciones biogénicas que representan substratos endurecidos, cada vez más frecuentes hacia el techo de la unidad (Xerta-Pauils, La Tossa). La continuidad lateral de las capas suele ser de sólo unos pocos metros. Las estructuras de bioturbación son abundantes.

El Mb. Alfara está representado en prácticamente toda la Cuenca Catalana, aunque los espesores de esta unidad son relativamente reducidos y no sobrepasan los 7 m. Este tramo inferior de la Fm. San Blai también corresponde al Toarciense y está representado en las regiones de Horta de Sant Joan (unos 4 m en el Barranco del Grevolar, Río dels Estrets, Barranco del Avellanar, En Grilló), Xerta-Pauils (2,5 m), Mont Caro (4,5 m), Alfara (7 m), y por menos de 2 m en las regiones de Tivenys, Sierra de Cardó, Tivissa y Vandellòs. El Mb. Alfara está muy reducido o ausente en Llaberia y Cap de Salou, donde los materiales basales de la Fm. Sant Blai corresponden al Bajociense inferior. Los materiales de este miembro se organizan en varias secuencias estrato- y granocrecientes, de espesor decimétrico y poco marcadas, con tendencia agradacional o retrogradacional, al igual que los materiales del miembro anterior.

Los representantes de *Hildoceras lusitanicum* Meister e *Hildoceras bifrons* (Bruguière), característicos de la Biozona Bifrons, son frecuentes en los niveles basales de las Calizas con oolitos ferruginosos de Alfara. Los materiales más recientes del Mb. Alfara en la localidad tipo contienen *Dumortieria* y otros ammonites característicos de la Biozona Pseudoradiosa del Toarciense superior. Sin embargo, los materiales más recientes de esta unidad parecen ser más antiguos en los afloramientos más orientales; por ejemplo, en Vandellòs, donde los niveles más recientes del Mb. Alfara corresponden a la Biozona Bifrons. El intervalo estratigráfico que comprende las biozonas Variabilis, Thouarsense e Insigne es el que presenta mayor grado de condensación estratigráfica en la Cuenca Catalana durante el Toarciense (cf. Fernández-López y Mouterde, 1985; Fernández-López *et al.*, 1996). La aparente escasez de Phymatoceratinae y Grammocerotinae en la Cuenca Catalana no es un indicador paleobiogeográfico (cf. Elmi *et al.*, 1989) sino una consecuencia de la escasez de registro estratigráfico, ya que se han encontrado algunos ammonites reelaborados cuyos moldes contienen oolitos ferruginosos y forman parte de asociaciones condensadas en las regiones de Xerta-Pauils, Mont Caro y Alfara. También se han reconocido varias especies de braquiópodos características de las biozonas Variabilis, Thouarsense e Insigne en El Caragol, Alfara y En Grilló. En concreto, la asociación de *Sphaeroidothyris vari* (Rollier), *S. decipiens* (Deslongchamps) y *Homoeorhynchia tifritensis* (Flamand) es característica de la parte superior de la Biozona Bifrons y de la Biozona Variabilis. Por otra parte, la asociación de *Homoeorhynchia? marini* (Rousselle) y *Pseudogibbirhynchia* nov. sp. in García Joral y Goy (1984) es característica de las biozonas Thouarsense e Insigne en la Cuenca Ibérica (Goy *et al.*, 1984; García Joral y Goy, 1994).

Figura 9.- Columna estratigráfica de los materiales de la Fm. Sant Blai en Vandellòs. Localidad número 4 en la figura 1.



## SALOU

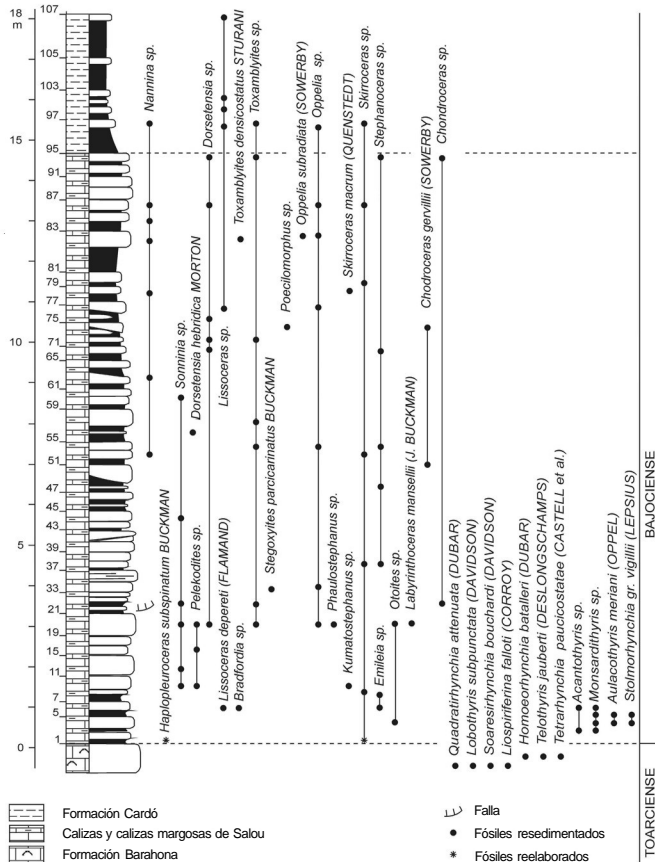


Figura 10.- Columna estratigráfica de los materiales del Mb. Salou en la localidad tipo. Localidad número 1 en la figura 1.

*Calizas con nódulos de sílex de Paüls:* El corte tipo del Miembro Paüls (Fig. 6) está situado a unos 500 m al NNE del punto kilométrico 5 de la carretera de Paüls a Xerta, en el término municipal de Paüls, siendo sus coordenadas geográficas en la Hoja del MTN 31-19 (496), Horta de San Juan: 40°55'45"y0°27'00".

El Mb. Paüls está compuesto por calizas *packstone*, *packstone-wackestone*, *wackestone-packstone* y en menor proporción por calizas *wackestone*, y calizas *packstone-grainstone*, que se disponen bien estratificadas en capas finas a medias, con nódulos de sílex generalmente abundantes, aunque en algunas localidades llegan a ser relativamente escasos (por ejemplo, en la región de Tivissa: Mas de Rojals y La Tossa). Entre los bioclastos, que suelen ser muy abundantes, predominan los microfilitamentos, equinodermos, bivalvos, foraminíferos, esponjas (espículas, fragmentos y tuberosidades), braquiópodos, ostrácodos, gasterópodos, serpúlidos, briozoos y localmente oncolitos (áreas de Tivenys y Tivissa). Los pelets suelen ser abundantes, y con cierta frecuencia se encuentran intraclastos. En algunas localidades (Cardó, Tivissa, Alfara, El Caragol) se encuentra cierta proporción de granos de cuarzo de tamaño arena, limo e incluso grava (hasta 15 cm de diámetro en Tivissa), que en ocasiones, llega a ser significativa. Entre las litofacies calizas suelen intercalarse niveles generalmente poco potentes de margas y margocalizas, que ocasionalmente pueden contener

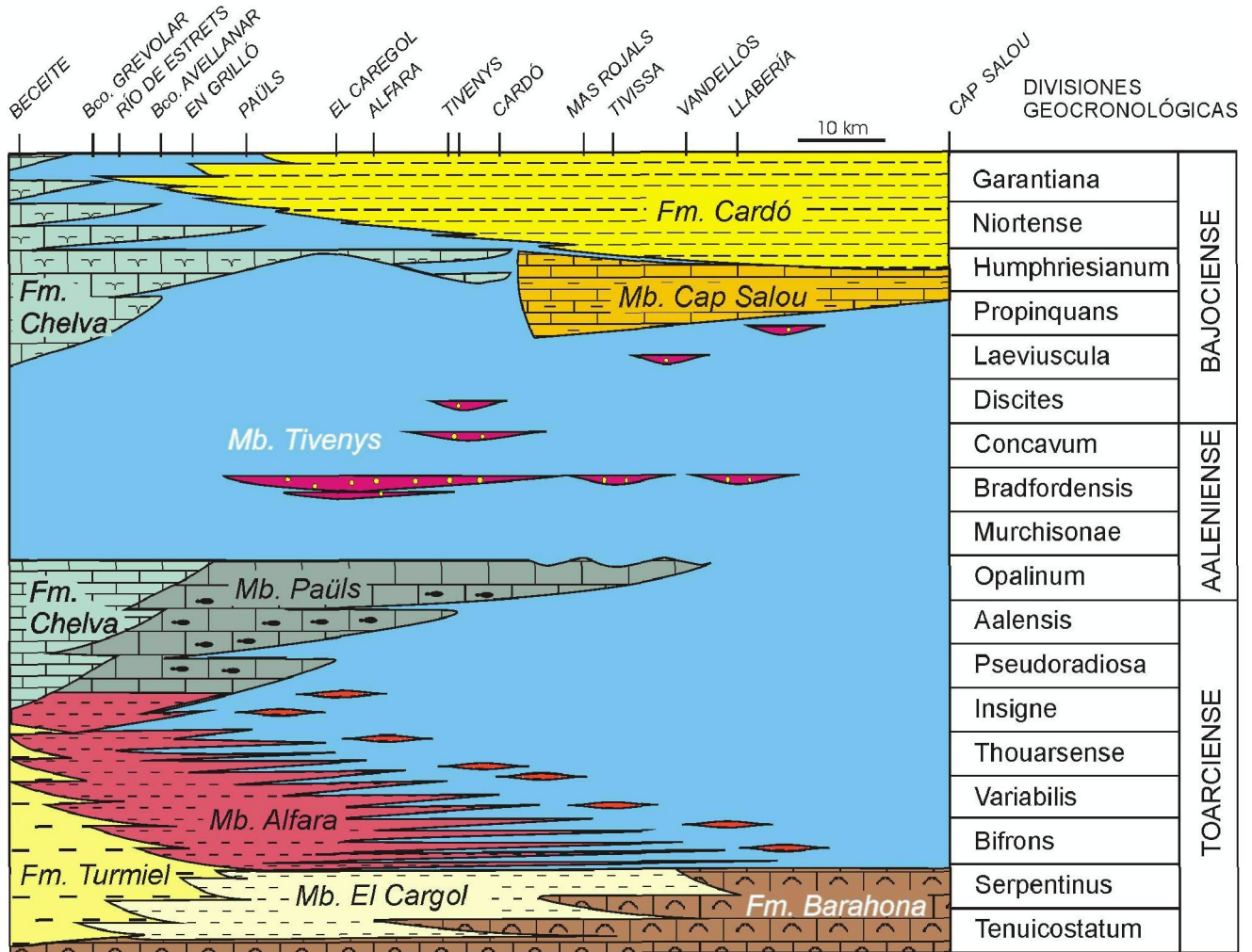
litoclastos de carbonatos (por ejemplo, en el nivel 135 de la columna En Grilló, Fig. 7) y que en ocasiones llegan a predominar en parte de la unidad (por ejemplo, en la parte inferior de la unidad en la localidad tipo, Fig. 6). Los términos calizas suelen alternar con niveles margosos o margocalizas que pueden sobrepasar los 0,5 m de espesor. Los términos calizas se suelen disponer en bancos medios a gruesos que pueden llegar a sobrepasar el metro de espesor y alcanza una continuidad lateral del orden de varias decenas de metros. Es frecuente la presencia de *hard-grounds* con perforaciones biogénicas, que a veces se sitúan a techo de la unidad (Vandellós y Tivissa), así como las icnofacies de *Zoophycos*, *Rhizocorallium* y *Thalassinoides*. Asociada a las facies de mayor energía (*packstone-grainstone*), se reconoce laminación cruzada de pequeña escala debida a *ripples* (Tivenys).

El Mb. Paüls llega a alcanzar los 30 m de espesor en el área tipo y cerca de Horta de Sant Joan (En Grilló y Barranco del Avellanar), así como en la región de Tivissa (Mas de Rojals, La Tossa). Los materiales de esta unidad disminuyen de espesor hacia áreas más meridionales (unos 10 m de espesor en el Río dels Estrets, Barranco del Grevolar, Mont Caro, Alfara, Tivenys y Sierra de Cardó). La unidad llega a estar reducida a menos de un metro de espesor en Vandellós, y está ausente en Llaberia y Salou. Las capas de esta unidad se organizan en secuencias de somerización muy acusadas, estrato- y granocrecientes, de espesor métrico, con tendencia claramente progradante.

En estos materiales son frecuentes los representantes de *Pleydellia*, *Cotteswoldia* y *Leioceras* junto a los de otros grupos taxonómicos más escasos como *Tmetoceras* y *Vacekia*, que permiten reconocer las biozonas Aalensis y Opalinum (Toarciense superior y Aaleniense inferior respectivamente). En el En Grilló (Fig. 7) los materiales del Mb. Paüls corresponden a las biozonas Pseudoradiosa y Aalensis del Toarciense superior, así como a la Biozona Opalinum del Aaleniense inferior. En El Caragol y en Alfara, los primeros niveles del Mb. Paüls contienen una asociación de braquiópodos (*Homoeorhynchia? marini* y *Stroudithyris stephanoides*) que en la Cordillera Ibérica no aparece por encima de la Biozona Pseudoradiosa (Goy *et al.*, 1984; García Joral y Goy, 1994).

*Calizas con ooides ferruginosos y/o fosfáticos de Tivenys:* El corte tipo del Miembro Tivenys se encuentra junto al borde meridional de la Pedrera de Julián, a mitad de camino entre el punto kilométrico 17,5 de la carretera de Tivenys a Benifallet y la orilla izquierda del Río Ebro, unos 500 m al este de ésta última, en el término municipal de Benifallet, siendo sus coordenadas geográficas en la Hoja del MTN 32-19 (497), Perelló: 40°56'14" y 0°29'49".

El Mb. Tivenys está compuesto por calizas *packstone-wackestone* y *wackestone-packstone*, y en menor proporción por calizas *packstone*, calizas *packstone-grainstone* y calizas *wackestone*, en todos los casos con una proporción variable de oolitos y ooides ferruginosos y/o fosfáticos. Los ooides pueden llegar a tener varios centímetros de diámetro y los oolitos son con frecuencia de formas irregulares, a veces tienen una sola capa oolítica, y suelen presentar signos de



**Figura 11.-** Relaciones geocronológicas entre las distintas unidades litoestratigráficas reconocidas en la Cuenca Catalana en los materiales toarcienses, aalenienenses y bajocienses. Los espacios sin trama representan lagunas estratigráficas.

retrabajamiento tales como fragmentación, núcleos de oolitos constituidos por fragmentos de otros oolitos, etc. A veces estos oolitos se encuentran total o parcialmente calcitizados. Entre los bioclastos, generalmente abundantes, se reconocen equinodermos, microfilamentos, bivalvos, braquiópodos, foraminíferos, esponjas (espículas, fragmentos y tuberoides), que localmente pueden ser abundantes (por ejemplo, en Sant Blai), así como belemnites, ostrácodos, gasterópodos y briozoos que suelen estar en menor proporción. En la localidad tipo se encuentran restos vegetales flotados y restos óseos fragmentados. Los pelets son frecuentes y, al igual que los intraclastos, llegan a ser abundantes y ocasionalmente de gran tamaño (como en Vandellòs, Tivissa, Tivenys y Xerta-Paüls). Ocasionalmente, junto a la matriz de micrita se encuentra cemento ferruginoso, y es frecuente la presencia de pirita. En algunas localidades se reconocen granos de cuarzo de tamaño limo y arena, y localmente (por ejemplo, en El Caragol) son frecuentes las estructuras de bioturbación como *Thalassinoides* y *Rhizocorallium*. La continuidad lateral de las capas rara vez sobrepasa unos pocos metros. Los niveles más recientes suele presentar *hard-grounds* con perforaciones biogénicas y superficies ferruginosas, así como superficies que pueden ser interpretadas como generadas por procesos de carstificación.

Aunque no suele sobrepasar los 2 m de espesor, la presencia del Mb. Tivenys ha podido ser comprobada en la mayoría de los afloramientos de la Cuenca Catalana, con excepción del área más oriental: entre 1,5 y 2 m en la región de Tivissa (Mas de Rojals, La Tossa); unos 0,5 m en Tivenys (Coll de l'Argila, Km 18, Vall Llarga, Pedrera de Julián, Punta de Soms, L'Assut); menos de 0,3 m en Xerta-Paüls, Sierra de Cardó y Llaberia.

Los niveles basales del Mb. Tivenys corresponden a la Biozona *Bradfordensis* (Aaleniese). No se ha encontrado registro estratigráfico ni registro fósil de la Biozona *Murchisonae*. En las biozonas *Bradfordensis* y *Concavum* también predominan los *Graphoceratinae*, aunque los *Hammatoceratinae* y *Tmetoceratinae* son más frecuentes que en el Aaleniese inferior. El límite Aaleniese-Bajociense suele estar en el techo de esta unidad, donde las calizas *wackestone* contienen ooides y oolitos ferruginosos asociados a niveles de removilización con lito- y bioclastos abundantes, que presenta asociaciones condensadas con fósiles característicos de las zonas *Concavum*, *Discites* y *Laeviuscula* (Figs. 4 y 8). Los niveles más recientes de esta unidad han sido identificados en Llaberia y Vandellòs (Fig. 9) y corresponden al Bajociense inferior (base de la Biozona *Propinquans*, ex Biozona *Sauzei*, aunque contienen asocia-

ciones mezcladas con fósiles toarcienses, aalienienses y bajocienses).

*Calizas y calizas margosas de Salou:* El corte tipo del Miembro Salou (Fig. 10) se encuentra cerca del Cap de Salou, a unos 350 m en dirección NW, en la orilla occidental de la Cala des Crancs, junto a la orilla del mar, en el término municipal de Salou, siendo sus coordenadas geográficas en la Hoja del MTN 34-18 (473), Tarragona: 41°03'27" y 1°10'05".

El Mb. Salou, cuyo espesor dentro de la Cuenca Catalana llega a alcanzar los 45 m, está constituido por calizas *mudstone* con intercalaciones margosas. En este tramo superior de la Fm. Sant Blai, los fósiles son más escasos y los restos de ammonites predominan sobre los de otros grupos taxonómicos, a excepción de los bivalvos del género *Bositra* que localmente son abundantes. Las superficies de estratificación son netas y homogéneas. Las capas presentan una continuidad lateral que a menudo sobrepasa el centenar de metros. Las estructuras de bioturbación son abundantes, en particular *Zoophycos*.

Esta unidad sobrepasa los 15 m de espesor en el corte tipo, y alcanza unos 18 m en Vandellòs, 22 m en Tivissa y 45 m en Llaberia. Los materiales del Mb. Salou suelen estar organizados en secuencias estrato- y granocrecientes de espesor métrico, salvo algunas secuencias estrato- y granodecipientes de espesor decimétrico o métrico, desarrolladas en la parte superior de la unidad en las regiones de Tivissa, Vandellòs y Llaberia. La tendencia de las sucesivas secuencias es agradacional o retrogradacional poco acusada.

Lateralmente, hacia las áreas más meridionales y occidentales de la Cuenca Catalana, las Calizas y calizas margosas de Salou pasan a calizas de la Fm. Chelva; Generalmente corresponden a calizas *wackestone*, aunque también son frecuentes las calizas *wackestone-packstone* y en menor proporción calizas *packstone*. Entre los bioclastos predominan los microfilamentos, equinodermos, bivalvos, braquiópodos, foraminíferos, ostrácodos, esponjas (fragmentos, espículas, tuberosidades), gasterópodos, belemnites, apticus y algas. Es frecuente la presencia de pelets, que son muy abundantes en algunas localidades, así como la presencia de intraclastos. Localmente, aunque en escasa proporción, se encuentran oolitos calcáreos (por ejemplo, en el Coll de l'Argila) y, aunque generalmente escasos, se encuentran granos de cuarzo de tamaño limo (por ejemplo, en la región de Tivenys-Sierra de Cardó). Las calizas se disponen en bancos delgados que no suelen sobrepasar los 0,5 m de espesor, y entre las litofacies calizas se intercalan, en algunas localidades, delgados niveles de margas y margocalizas. La continuidad lateral de las capas no suele sobrepasar una decena de metros. Localmente, como en el área de El Caragol, pueden observarse en la parte superior de la unidad montículos de altura inferior a 1 m, bioconstruidos por espongiarios. Las estructuras de bioturbación como *Zoophycos* y *Thalassinoides* son abundantes en todo el miembro. Los *hard-grounds* con perforaciones biogénicas son frecuentes, sobre todo en la parte superior de esta unidad y coincidiendo con la superficie basal de la Fm. Cardó.

En Cap de Salou, la localidad tipo, sobre las calizas

bioclásticas de la Fm. Barahona de edad Toarciense inferior, hay más de 15 m de calizas con intercalaciones margosas del Mb. Salou que pertenecen a las zonas Propinquans y Humphriesianum del Bajociense inferior (Fig. 10). Los materiales del Mb. Salou también corresponden al Bajociense inferior (biozonas Propinquans y Humphriesianum) en Llaberia, Vandellòs y Tivissa, pero los límites de la unidad son diacrónicos a escala zonal. Los límites inferior y superior del Mb. Salou son respectivamente más antiguos y más recientes en la región de Tivissa (La Tossa y Mas de Rojals; Fig. 11) que en la localidad tipo.

### Taforregistros de ammonites y paleoambientes sedimentarios de la Formación Sant Blai

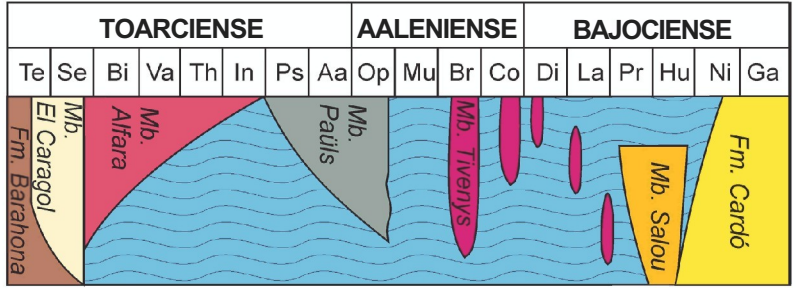
Las relaciones geocronológicas entre los distintos miembros de la Fm. Sant Blai, que se encuentran por encima de los materiales de la Fm. Barahona y por debajo de los materiales de la Fm. Cardó, están representadas en la figura 11. Los materiales de la Fm. Sant Blai se formaron en ambientes marinos abiertos de plataforma epicontinental carbonática. Teniendo en cuenta el estado de conservación de los ammonites y la distribución de las sucesivas asociaciones registradas, es posible distinguir sucesivos taforregistros formados en distintos paleoambientes sedimentarios (Fig. 12).

En general, los procesos bioestratinómicos de biodegradación-descomposición fueron intensos, porque la mayoría de las conchas debieron carecer de partes blandas y de apticus en la cámara de habitación, así como de periostraco, y de anillos conectivos en el sifón antes de ser enterradas.

En el Mb. El Caragol, y en las biozonas *Tenuicostatum* y *Serpentinus*, las conchas de ammonites suelen estar resedimentadas. Los elementos reelaborados son escasos y las asociaciones registradas más recientes presentan menor grado de herencia tafonómica (*i.e.*, menor proporción de elementos reelaborados). Las poblaciones tafónicas de tipo 3 predominan sobre las de tipo 2 y no hay evidencias de poblaciones tafónicas de tipo 1. Las conchas suelen estar dispersas en la matriz sedimentaria, y la concentración de las asociaciones suele ser baja. Las asociaciones registradas de ammonites tienen valores muy variables de grado de empaquetamiento (estimado por el valor de la diferencia entre el número de ejemplares y el número de niveles fosilíferos respecto al número de niveles fosilíferos) según las áreas. Las asociaciones de ammonites se caracterizan por tener valores muy bajos de persistencia estratigráfica (proporción de niveles estratigráficos con restos de ammonites) y escasa continuidad lateral. El tubo sifonal suele estar articulado en las

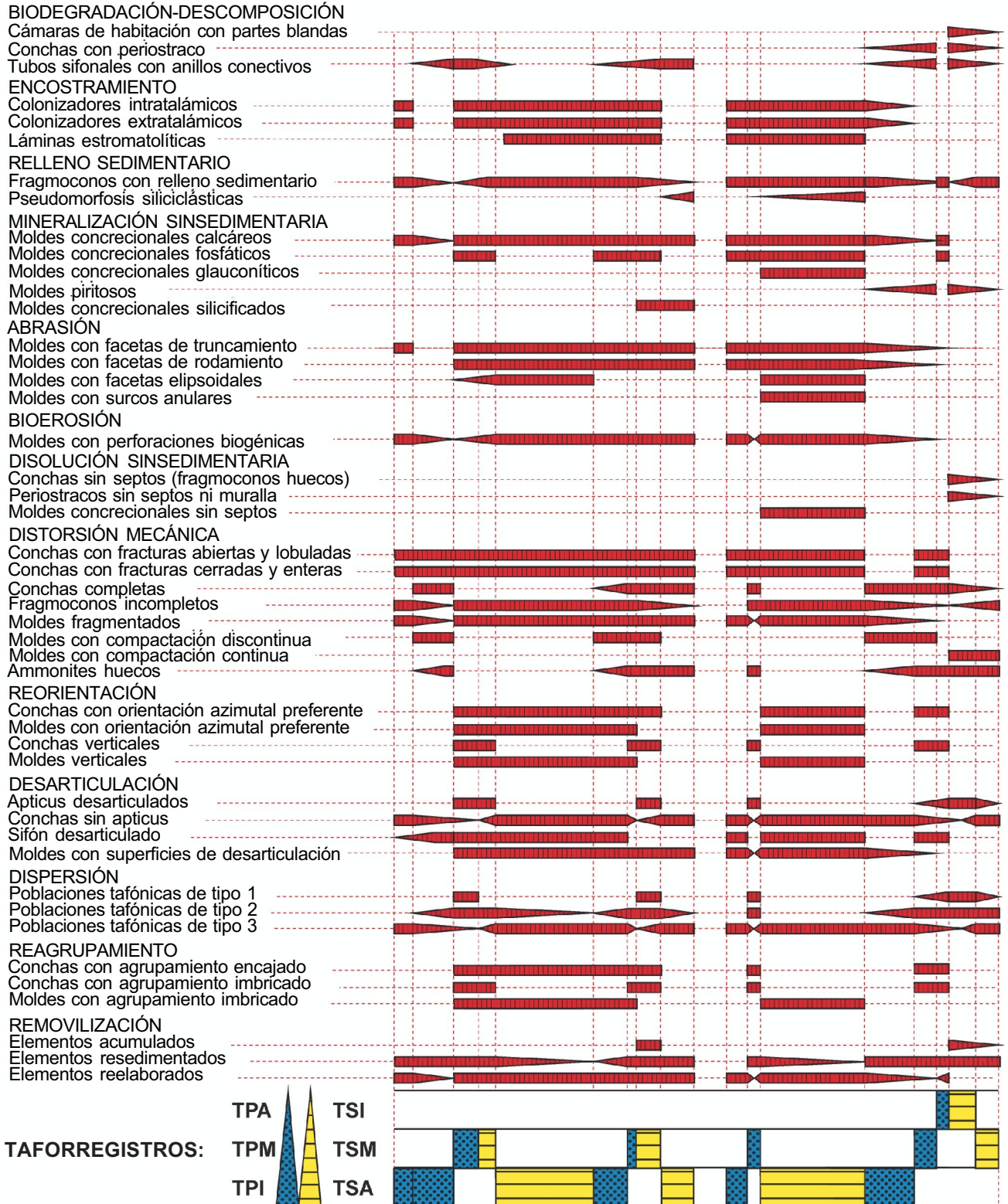
**Figura 12.-** Mecanismos de alteración tafonómica y resultados observables en los ammonites toarcienses, aalienienses y bajocienses de la Cuenca Catalana. En la parte inferior están representados los sucesivos taforregistros: TPI= taforregistro de profundización incipiente; TPM= taforregistro de profundización media; TPA= taforregistro de profundización avanzada; TSI= taforregistro de somerización incipiente; TSM= taforregistro de somerización media; TSA= taforregistro de somerización avanzada.

**DIVISIONES GEOCRONOLÓGICAS:**



**UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS:**

**MECANISMOS DE ALTERACIÓN TAFONÓMICA y resultados:**



conchas más recientes. Entre las conchas resedimentadas son frecuentes los ammonites huecos (*i.e.*, fragmoconos sin relleno sedimentario), especialmente en las asociaciones más recientes, que son indicativos de procesos de relleno sedimentario muy rápidos y tasas de acumulación de sedimento altas. Sin embargo, estos ammonites huecos suelen conservar su volumen y forma como consecuencia de la rápida cementación temprana y las bajas tasas de sedimentación. Las conchas no suelen presentar encostramientos microbianos, desarrollados durante la resedimentación, o restos esqueléticos de organismos colonizadores muy diversos, que serían indicativos de procesos de deriva necropláctónica intensos y duraderos. Las sucesivas asociaciones registradas de este miembro constituyen tafosecuencias positivas poco acusadas, de moderada a baja turbulencia (Fernández-López, 1997b). En consecuencia, las asociaciones registradas de ammonites del Mb. El Caragol constituyen un taforregistro de profundización incipiente a media. Los materiales del Mb. El Caragol, durante los biocronos Tenuicostatum y Serpentinus, fueron depositados en ambientes marinos abiertos, de plataforma externa, situados por debajo del nivel de base del oleaje, durante una fase de profundización respecto a las condiciones de sedimentación de los materiales de la Fm. Barahona. La intensa bioturbación sugiere el predominio de substratos blandos, estables y oxigenados.

Los ammonites característicos de la parte superior de la Biocronozona Serpentinus (los primeros *Harporceras* y los frecuentes *Hildaites*) o de la Biocronozona Bifrons (los frecuentes *Hildoceras*) muestran mayor proporción de elementos reelaborados y grados crecientes de herencia tafonómica respecto a las asociaciones anteriores. Sin embargo, las poblaciones tafónicas de tipo 2 predominan sobre las de tipo 3, y localmente hay evidencias de poblaciones tafónicas de tipo 1 que son indicativas de producción biogénica autóctona, sin señales de selección o clasificación por necrocinesis. Las asociaciones de ammonites suelen presentar valores relativamente bajos de grado de empaquetamiento, pero relativamente altos de persistencia estratigráfica. El tubo sifonal no suele estar desarticulado. Los restos de organismos cementantes, intratalámicos o extratalámicos, aparecen preferentemente desarrollados en los elementos conservados de las poblaciones tafónicas de tipo 2 o 3. El grado de removilización y el grado de herencia tafonómicas adquieren valores relativamente altos. Se suelen formar moldes internos concrecionales de la cámara de habitación y del fragmocono, indicativos de bajas tasas de acumulación de sedimentos. Son frecuentes los niveles de removilización, con moldes concrecionales carbonáticos o fosfáticos. Los moldes reelaborados suelen presentar superficies de desarticulación con márgenes agudos y pueden aparecer moldes concrecionales fragmentados, pero sin señales acusadas de rodamiento, encostramiento o bioerosión, como consecuencia del bajo grado de turbulencia del ambiente externo. No obstante, localmente, los moldes y las conchas pueden estar reagrupados de manera imbricada o presentar orientación azimutal preferente. Estas sucesivas asociaciones registradas de la parte superior de la Biocronozona Serpentinus o de la Biocronozona Bifrons constituyen tafosecuencias positivas poco acusadas de moderada turbulencia. Más concretamente,

las asociaciones de la parte superior de la Biocronozona Serpentinus y de la parte inferior de la Biocronozona Bifrons, que contienen poblaciones tafónicas de tipo 1, constituyen un taforregistro de profundización media. Las asociaciones de la parte superior de la Biocronozona Bifrons, sin poblaciones tafónicas de tipo 1, representan el comienzo de un nuevo hem ciclo de somerización y constituyen un taforregistro de somerización media.

Los ammonites toarcienses de las biocronozonas Variabilis, Thouarsense e Insigne también muestran moldes internos carbonáticos con oolitos ferruginosos dispersos pero suelen estar reelaborados e incluidos en materiales más recientes. Los ammonites de estas tres cronozonas constituyen un taforregistro de somerización avanzada que sólo suele estar desarrollado en las áreas más deprimidas o profundas. Predominan las poblaciones tafónicas de tipo 3, resedimentadas o reelaboradas. Predominan los moldes internos parciales de las cámaras de habitación, indicativos de procesos de relleno sedimentario muy rápidos y tasas de acumulación de sedimentos altas. Los ammonites huecos, que conservan su volumen y forma como consecuencia de la baja tasa de sedimentación y la rápida cementación temprana, sólo son frecuentes en algunos niveles locales. Las conchas pueden presentar encostramientos microbianos desarrollados durante la resedimentación y restos esqueléticos de organismos colonizadores muy diversos, indicativos de procesos de deriva necropláctónica intensos y duraderos. Las tafosecuencias positivas son muy acusadas. Los elementos reelaborados de las asociaciones condensadas que se encuentran en la base de las parasecuencias pueden presentar evidencias de exposición subaérea, erosión y transporte, e incluso ser más antiguos que los sedimentos del techo de la parasecuencia anterior. Los materiales del Mb. Alfara, durante los biocronos Bifrons, Variabilis, Thouarsense e Insigne del Toarciense, se formaron en ambientes marinos abiertos, en condiciones de turbulencia moderada o baja, y tasas de sedimentación mínimas o nulas.

Los ammonites de la Biocronozona Pseudoradiosa (Toarciense superior) están representados en Alfara en la base del Miembro Paüls y constituyen un taforregistro de profundización incipiente. Después de una fase de descenso relativo del nivel del mar en la plataforma externa, las conchas de ammonites pueden acumularse en las áreas más distales o deprimidas, pero suelen ser rápidamente resedimentadas y reelaboradas. La importación de conchas por deriva necropláctónica suele ser baja. Predominan las poblaciones tafónicas de tipo 3. Las asociaciones conservadas de ammonites tienen valores muy variables de grado de empaquetamiento y valores muy bajos de persistencia estratigráfica. Entre las conchas resedimentadas y enterradas son frecuentes los fragmoconos sin relleno sedimentario, indicativos de procesos de relleno sedimentario muy rápidos y tasas de acumulación de sedimentos altas, y los ammonites huecos que conservan su volumen y forma como consecuencia de la rápida cementación temprana. Las conchas pueden presentar encostramientos microbianos, desarrollados durante la resedimentación, y restos esqueléticos de organismos colonizadores muy diversos, indicativos de procesos de deriva necropláctónica intensos y duraderos. Sobre las conchas

resedimentadas y sobre los moldes reelaborados se desarrollan láminas estromatolíticas calcáreas, a veces fosfáticas y/o ferruginosas. Los moldes reelaborados pueden presentar facetas de rodamiento y facetas de truncamiento. Es frecuente que los elementos conservados estén reorientados y reagrupados, formando agrupamientos encajados o imbricados.

Los ammonites de la Biocronozona Aalensis (Toarciense superior) están representados en la parte inferior y media del Miembro Paüls y constituyen un taforregistro de turbulencia moderada, con un máximo de profundización en la parte media. Las asociaciones conservadas de ammonites pueden llegar a ocupar algunas áreas más proximales y someras de la plataforma externa, al aumentar lentamente el nivel relativo del mar respecto al Biocrón Pseudoradiosa. La importación de conchas derivadas suele ser alta, debido al aumento del espacio de acomodación. Predominan las poblaciones tafónicas de tipo 2 y 3, pero localmente se encuentran poblaciones de tipo 1. Los patrones de distribución de las conchas suelen ser agrupados, y tanto el grado de empaquetamiento como la persistencia estratigráfica de las asociaciones registradas de ammonites suelen ser muy variables según las áreas. El grado de herencia tafonómica y el grado de removilización de las sucesivas asociaciones de ammonites disminuyen rápidamente en los niveles más recientes. Las tasas de acumulación de sedimentos suelen ser altas, pero las tasas de sedimentación son muy variables de unas áreas a otras. Las conchas acumuladas son escasas, y predominan las conchas resedimentadas. Localmente, coincidiendo con los límites de las parasecuencias, se forman moldes internos reelaborados, con facetas de rodamiento y de truncamiento. Los procesos bioestratinómicos de biodegradación-descomposición son menos intensos que en la fase anterior de profundización incipiente. Las conchas suelen carecer de partes blandas y de apticus en la cámara de habitación, pero pueden mantener el periostraco y los anillos conectivos durante la fase de enterramiento. Se suelen formar moldes internos parciales de las cámaras de habitación, indicativos de tasas de acumulación de sedimentos muy altas, y abundan los ammonites huecos. Sobre las conchas resedimentadas se pueden desarrollar organismos incrustantes, intratálámicos y extratálámicos. Sobre los moldes reelaborados se forman láminas estromatolíticas. Los moldes concrecionales pueden ser carbonáticos o fosfáticos. Localmente, asociados a sedimentos formados en condiciones de alta tasa de acumulación pero baja tasa de sedimentación, se encuentran moldes concrecionales de sílex o silicificados.

Los ammonites de la Biocronozona Opalinum (Aaleniense inferior) están representados en la parte superior del Mb. Paüls y constituyen un taforregistro de somerización avanzada, de turbulencia media a alta. En las asociaciones registradas de ammonites predominan las poblaciones tafónicas de tipo 3, resedimentadas o reelaboradas. Los procesos bioestratinómicos de biodegradación-descomposición son intensos. Las conchas suelen carecer de partes blandas y de apticus en la cámara de habitación, así como de periostraco antes del enterramiento. El tubo sifonal puede estar articulado. Las asociaciones de ammonites muestran valores muy variables de grado de empaquetamiento y valores altos de persistencia estratigráfica. Predominan los moldes

internos parciales de las cámaras de habitación, indicativos de procesos de relleno sedimentario muy rápidos y tasas de acumulación de sedimentos altas. También son frecuentes los ammonites huecos que conservan su volumen y forma, como consecuencia de la baja tasa de sedimentación y la rápida cementación temprana. Las tafosecuencias positivas son muy acusadas. Los elementos reelaborados de las asociaciones condensadas que se encuentran en la base de las parasecuencias pueden presentar evidencias de exposición subaérea, erosión y transporte, e incluso ser más antiguos que los sedimentos del techo de la parasecuencia anterior (por ejemplo, en El Caragol se encuentran ejemplares reelaborados de *Dumortieria* y *Cypholloceras* en los materiales más recientes del Mb. Paüls, que corresponden al Aaleniense inferior, Fig. 3).

Los materiales del Mb. Paüls, durante los biocronos Pseudoradiosa, Aalensis y Opalinum, del Toarciense y del Aaleniense, se formaron en ambientes marinos, situados por encima del nivel de base del oleaje. La presencia de laminaciones cruzadas y granclasificación normal es indicativa de flujos de corriente sobre el fondo marino. La progradación de los sedimentos y el aporte de partículas siliciclásticas son indicios de disminución en la profundidad relativa e intensificación de los procesos de erosión.

Los únicos ammonites encontrados hasta ahora que pueden corresponder a la Biocronozona Murchisonae son algunos elementos reelaborados encontrados en el área tipo del Mb. Tivenys. Los ammonites resedimentados incluidos en este miembro representan un taforregistro de profundización incipiente a media desarrollado durante el Biocrón Bradfordensis. La importación de conchas por deriva necroplanctónica suele ser baja, aunque localmente puede haber altas concentraciones. Predominan las poblaciones tafónicas de tipo 3 sobre las de tipo 2, resedimentadas o reelaboradas, pero localmente se encuentran poblaciones tafónicas de tipo 1. Según las áreas, las asociaciones conservadas de ammonites tienen valores muy variables de grado de empaquetamiento. Las asociaciones de ammonites se caracterizan por tener valores muy bajos de persistencia estratigráfica y escasa continuidad lateral. Los procesos bioestratinómicos de biodegradación-descomposición fueron intensos. Las conchas suelen carecer de partes blandas y de apticus en la cámara de habitación, así como de periostraco, y de anillos conectivos en el sifón. El tubo sifonal suele estar totalmente desarticulado. Entre las conchas resedimentadas y enterradas son frecuentes los fragmoconos sin relleno sedimentario, indicativos de procesos de relleno sedimentario muy rápidos y tasas de acumulación de sedimentos altas, y los ammonites huecos que conservan su volumen y forma como consecuencia de la rápida cementación temprana. Las conchas pueden presentar encostramientos microbianos, desarrollados durante la resedimentación, y restos esqueléticos de organismos colonizadores muy diversos, indicativos de procesos de deriva necroplanctónica intensos y duraderos. Sobre las conchas resedimentadas y sobre los moldes reelaborados se desarrollan láminas estromatolíticas calcáreas, a veces fosfáticas y/o ferruginosas. Los moldes reelaborados pueden presentar facetas de rodamiento y facetas de truncamiento. Es frecuente que los elementos con-

servados estén reorientados y reagrupados, formando agrupamientos encajados o imbricados, incluso cuando están incluidos en depósitos de facies canalizadas o formados por eventos locales de turbulencia.

Los ammonites de las biocronozonas *Concavum*, *Discites* y *Laeviuscula* constituyen un taforregistro de somerización avanzada. Las asociaciones conservadas de ammonites ocupan sólo las áreas más distales o deprimidas de la plataforma externa. Predominan las poblaciones tafónicas de tipo 3, resedimentadas o reelaboradas. Los procesos bioestratinómicos de biodegradación-descomposición son intensos. Las conchas carecen de partes blandas y de apticus en la cámara de habitación, así como de periostraco y tubo sifonal. Predominan los moldes internos parciales de las cámaras de habitación, indicativos de procesos de relleno sedimentario muy rápidos y tasas de acumulación de sedimentos altas. Las conchas pueden presentar encostramientos microbianos desarrollados durante la resedimentación y restos esqueléticos de organismos colonizadores muy diversos, indicativos de procesos de deriva necroplanctónica intensos y duraderos. Las tafosecuencias positivas son muy acusadas. Los elementos reelaborados de las asociaciones condensadas que se encuentran en la base de las parasecuencias pueden presentar evidencias de exposición subaérea, erosión y transporte, e incluso ser más antiguos que los sedimentos del techo de la parasecuencia anterior (por ejemplo, en *Llaberia* se encuentran ejemplares reelaborados de *Hildoceras* en materiales del Bajociense inferior y por encima de sedimentos del Aalenense; Fernández-López *et al.*, 1996, 1997). Las asociaciones registradas de ammonites de las áreas más someras y proximales suelen ser asociaciones condensadas, locales y de escasa continuidad lateral. Las sucesivas asociaciones registradas suelen presentar variaciones acusadas en su estado de conservación. Predominan los moldes concrecionales calcáreos, fosfáticos o glauconíticos, con múltiples fases de relleno sedimentario. Sobre las conchas resedimentadas y sobre los moldes reelaborados se desarrollan láminas estromatolíticas calcáreas, a veces fosfáticas y/o ferruginosas, así como organismos cementantes (en particular, serpúlidos, briozoos y ostreidos). Los moldes reelaborados pueden presentar facetas de rodamiento, facetas de truncamiento, facetas elipsoidales de desgaste o surcos anulares. Por procesos de disolución temprana, durante la reelaboración, también se forman moldes concrecionales sin septos (Fernández-López, 1997a, b). Es frecuente que los elementos formen agrupamientos encajados o imbricados durante los episodios de menor tasa de acumulación de sedimentos, y que las asociaciones muestren granoclasificación cuando están incluidas en depósitos formados por eventos de turbulencia.

Los niveles del Mb. *Tivenys*, durante los biocronos *Bradfordensis*, *Concavum*, *Discites* y *Laeviuscula* del Aalenense y del Bajociense, fueron formados en ambientes marinos abiertos, poco profundos y por encima del nivel de base del oleaje. Las evidencias locales de exposición subaérea (grietas de desecación, moldes concrecionales sin septos, moldes con facetas elipsoidales y surcos anulares) son indicativas de ambientes intermareales y submareales poco profundos. En cambio, la presencia local de poblaciones

tafónicas de tipo 1 es indicativa de un incremento en la accesibilidad desde los ambientes de mar abierto y en la influencia pelágica.

Los ammonites de las biocronozonas *Propinquans* y *Humphriesianum* constituyen respectivamente taforregistros de profundización incipiente y media, de turbulencia moderada a baja. Los materiales micríticos del Mb. *Salou*, durante los biocronos *Propinquans* y *Humphriesianum* del Bajociense, fueron formados en ambientes marinos abiertos, por debajo del nivel de base del oleaje y en condiciones de baja turbulencia. La intensa bioturbación de tipo *Zoophycos* sugiere el predominio de substratos blandos, estables y oxigenados.

En el Mb. *Salou*, las conchas de ammonites suelen estar resedimentadas. Los elementos reelaborados son escasos, y las asociaciones registradas más recientes presentan menor grado de herencia tafonómica. Las poblaciones tafónicas de tipo 3 predominan sobre las de tipo 2 en las primeras asociaciones registradas, pero estos valores se invierten en las asociaciones más recientes que localmente presentan algunas poblaciones tafónicas de tipo 1. Las conchas suelen estar dispersas en la matriz sedimentaria, y la concentración de las asociaciones suele ser baja. Las asociaciones registradas de ammonites tienen valores muy variables de grado de empaquetamiento según las áreas. Las asociaciones de ammonites se caracterizan, por tener valores medios de persistencia estratigráfica y de continuidad lateral. Los procesos bioestratinómicos de biodegradación-descomposición fueron cada vez menos intensos. El tubo sifonal suele estar articulado en las conchas más recientes. Entre las conchas resedimentadas son frecuentes los ammonites huecos (*i.e.*, fragmoconos sin relleno sedimentario), especialmente en las asociaciones más recientes, que son indicativos de procesos de relleno sedimentario muy rápidos y tasas de acumulación de sedimentos altas. Sin embargo, estos ammonites huecos no suelen conservar su volumen ni su forma como consecuencia de las altas tasas de sedimentación. Las conchas no suelen presentar encostramientos microbianos, desarrollados durante la resedimentación, o restos esqueléticos de organismos colonizadores muy diversos, que serían indicativos de procesos de deriva necroplanctónica intensos y duraderos.

Los niveles basales de las Fm. *Cardó* son diacrónicos a escala zonal. Las asociaciones registradas de ammonites de estos niveles corresponden al final del Biocrón *Humphriesianum* y al principio del Biocrón *Niortense*, según las regiones, y representan taforregistros de baja turbulencia y de profundización media a avanzada. Los episodios finales de esta fase de profundización corresponden a los estadios de máxima profundización alcanzados en la Cuenca Catalana durante el Jurásico Medio (Fernández-López *et al.*, 1996; Fernández-López, 1997a, b). Durante la Subcronozona *Polygyralis* (Biocrón *Niortense*) se produjeron poblaciones tafónicas de tipo 1, 2 y 3. La presencia de poblaciones tafónicas de tipo 1 es indicativa de producción biogénica autóctona, sin señales de selección o clasificación por necrocinesis. Las asociaciones de ammonites suelen presentar valores relativamente bajos de grado de empaquetamiento, pero relativamente altos de persistencia estratigráfica. Los procesos bioestratinómicos de

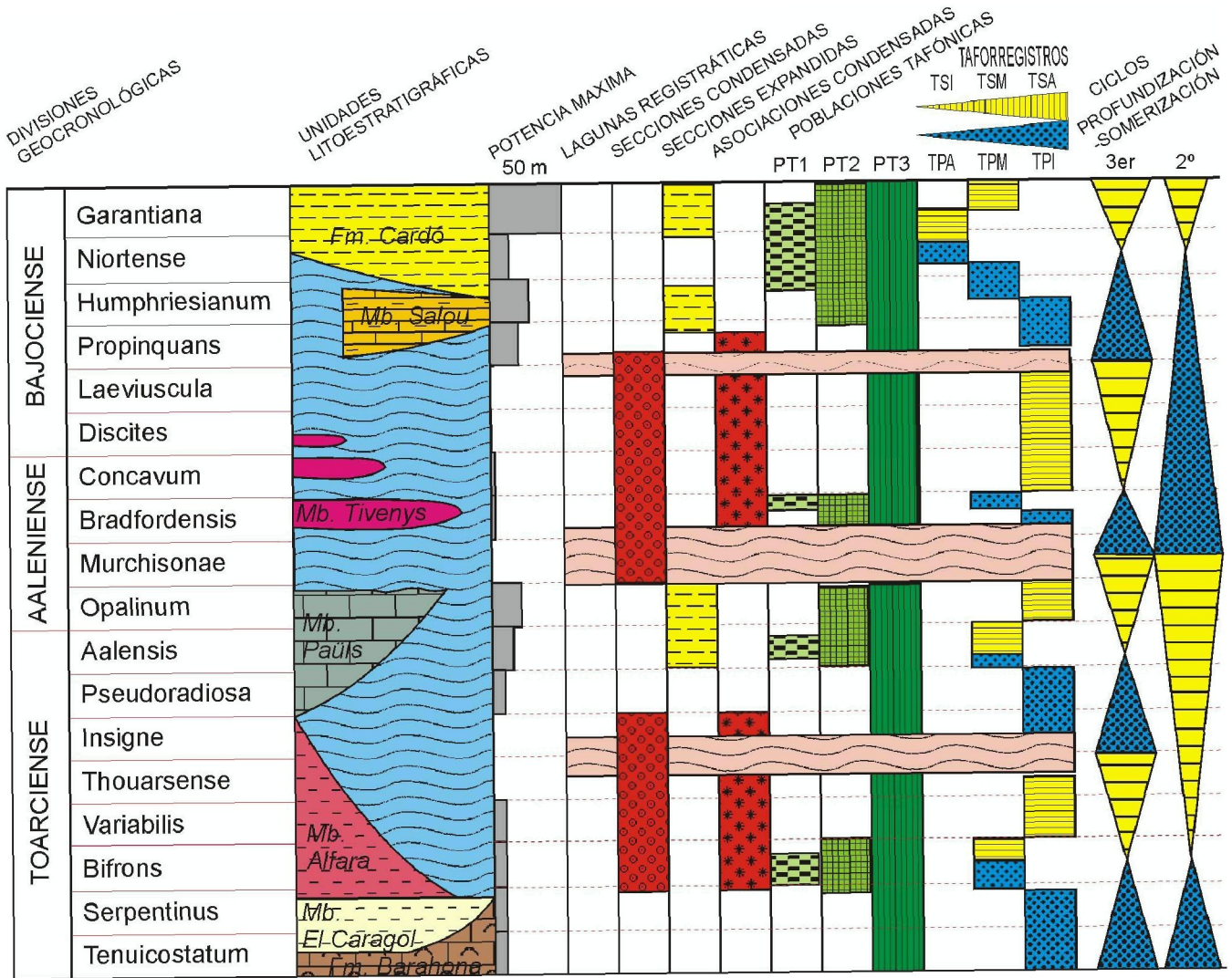


Figura 13.- Ciclos de profundización/somerización, de tercer y segundo orden, reconocidos en la Cuenca Catalana teniendo en cuenta los sucesivos taforregistros de ammonites y otros caracteres en los materiales toarcienses, aalenienenses y bajocienses.

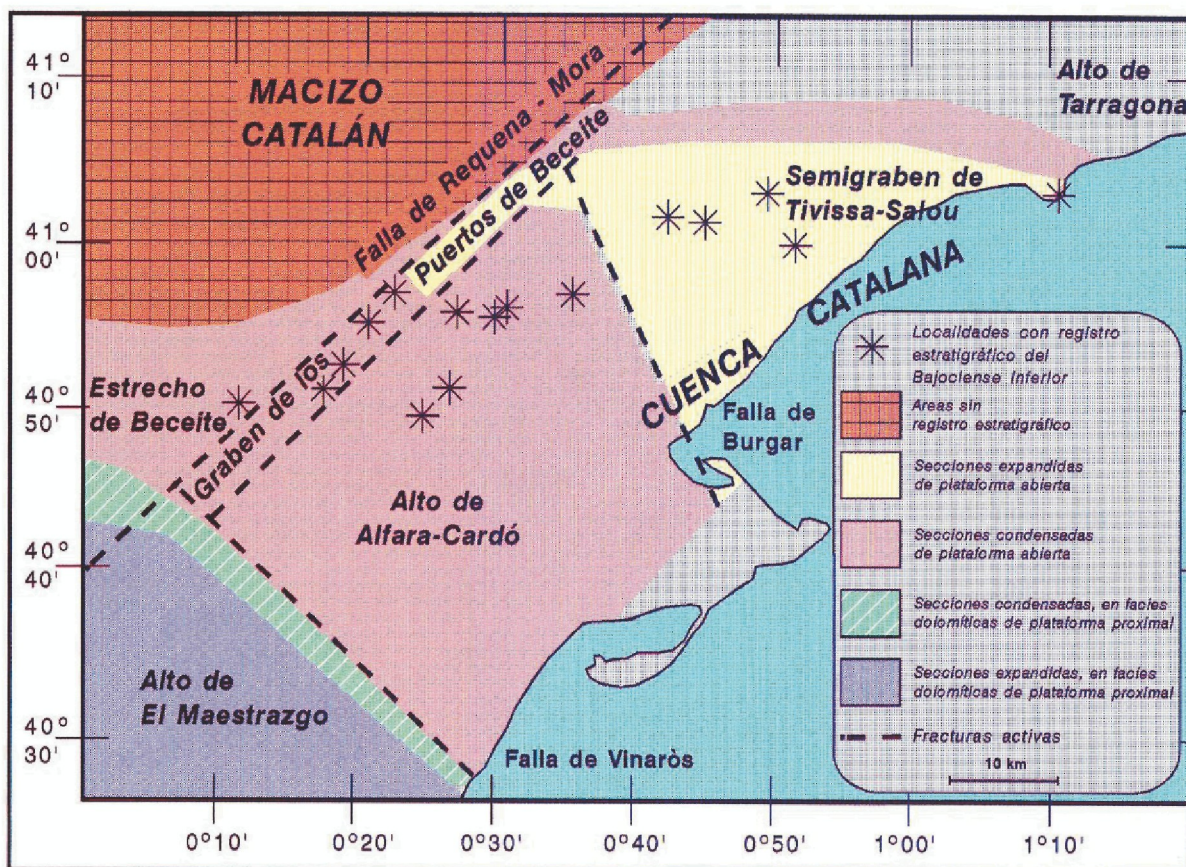
biodegradación-descomposición son intensos. Las conchas carecen de partes blandas, apticus y periostraco antes de ser enterradas. El tubo sifonal suele estar desarticulado. El grado de removilización y el grado de herencia tafonómicas adquieren valores relativamente altos. Se suelen formar moldes internos concrecionales de la cámara de habitación y del fragmacono, indicativos de bajas tasas de acumulación de sedimentos. Son frecuentes los niveles de removilización, con moldes concrecionales carbonáticos o fosfáticos. Localmente se forman núcleos piritosos. Los moldes reelaborados suelen presentar superficies de desarticulación con márgenes agudos y pueden aparecer moldes concrecionales fragmentados, pero sin señales acusadas de rodamiento, encostramiento o bioerosión, como consecuencia del bajo grado de turbulencia del ambiente externo. No obstante, localmente, los moldes y las conchas pueden estar reagrupados de manera imbricada o presentar orientación azimutal preferente.

**Ciclos de profundización/somerización durante el desarrollo de la Fm. Sant Blai**

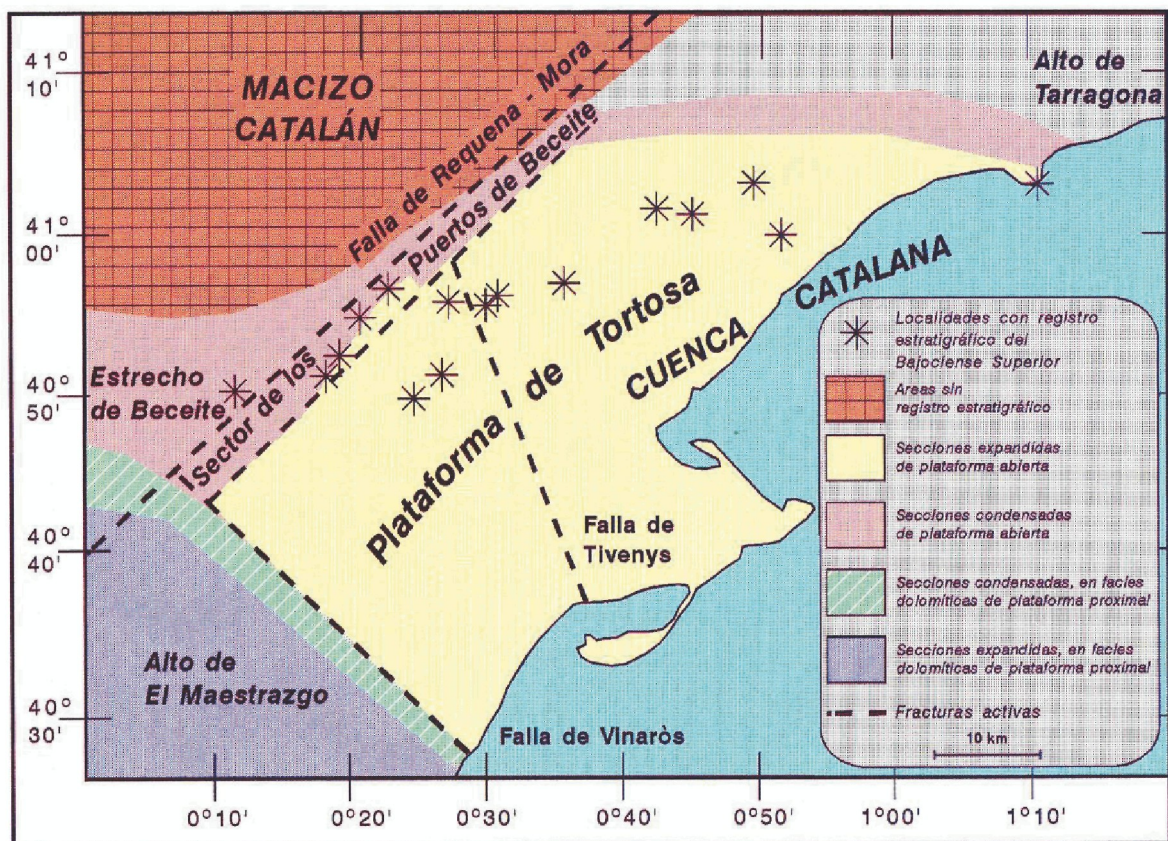
Cuatro ciclos sucesivos de profundización/somerización ocurrieron durante el Toarciense, Aalenienense y Bajociense en

el área ocupada por la Cuenca Catalana, que representan cuatro ciclos transgresivo/regresivos de tercer orden (Fig. 13). Durante los biocronos Bifrons, Aalensis, Bradfordensis, Humphriesianum, Niortense y Garantiana se formaron poblaciones tafónicas de tipo 1, y se alcanzaron los mayores valores de profundidad. En estas poblaciones tafónicas de tipo-1 predominan los individuos jóvenes, las distribuciones de frecuencias de tamaño para los representantes de cada género son unimodales y asimétricas con sesgo positivo, suelen ser monoespecíficas y están representadas macroconchas y microconchas. Por el contrario, en el tránsito entre las cronozonas Thouarsense e Insigne, durante el Biocrón Murchisonae y en el tránsito entre las cronozonas Laeviuscula y Propinquans se formaron sendas lagunas registráticas en la Cuenca Catalana y se alcanzaron los mínimos valores batimétricos (Fernández-López, 1997a, b).

Tanto los restos de ammonites como los de diversos organismos bentónicos (braquiópodos, bivalvos, crinoideos y gasterópodos) son frecuentes en los materiales del Jurásico Medio desarrollados en la Plataforma de Tortosa. Las asociaciones registradas de ammonites suelen estar constituidas por poblaciones tafónicas de tipo-3 o de tipo-2 (Fernández-López, 1983, 1985, 1995; Fernández-López y Mouterde,



**Figura 14.-** Mapa de isotasas de los materiales del Bajociense inferior en la Cuenca Catalana, Alto de El Maestrazgo y sector oriental de la Plataforma Aragonesa.



**Figura 15.-** Mapa de isotasas de los materiales del Bajociense superior en la Cuenca Catalana, Alto de El Maestrazgo y sector oriental de la Plataforma Aragonesa.

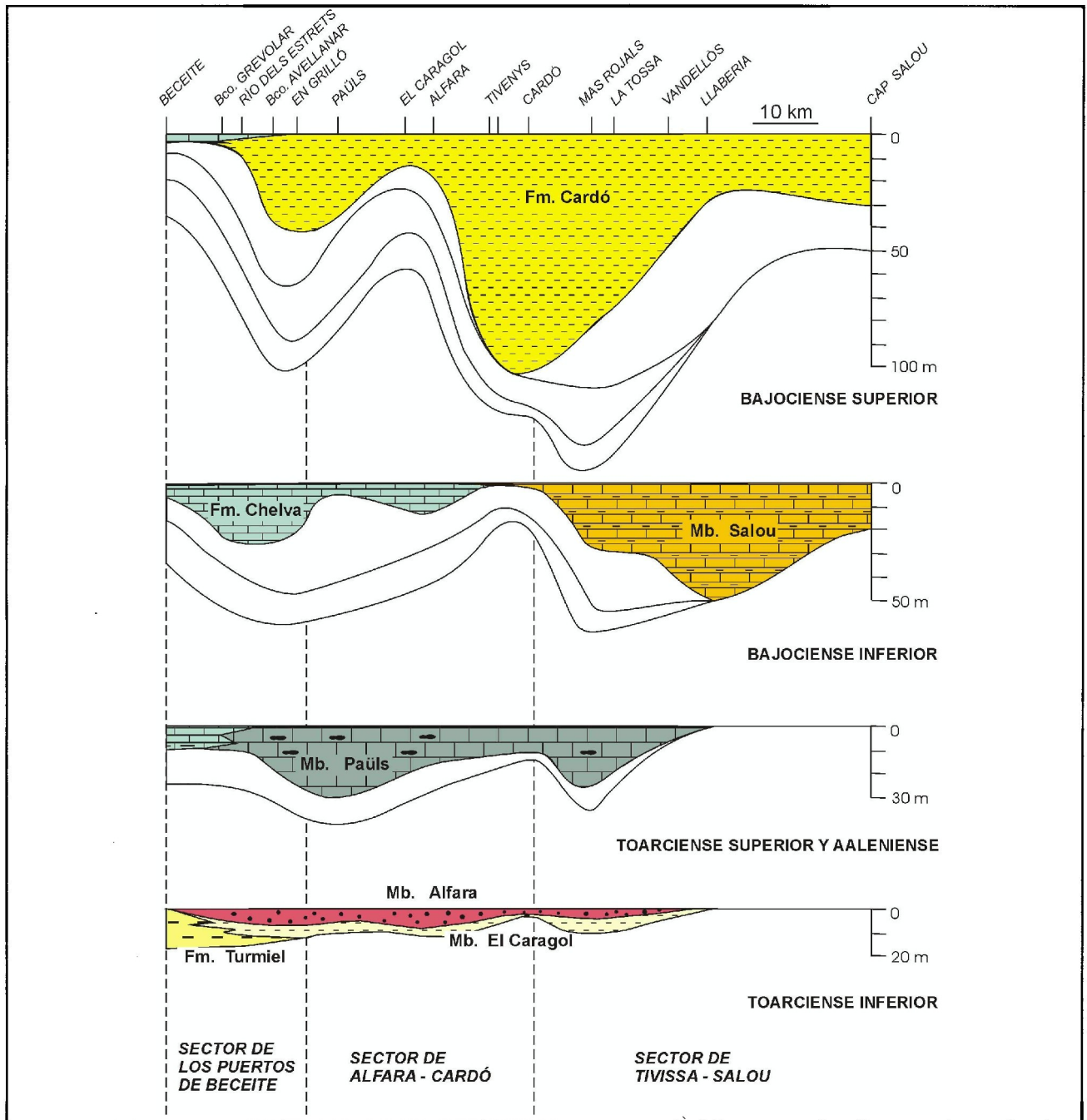
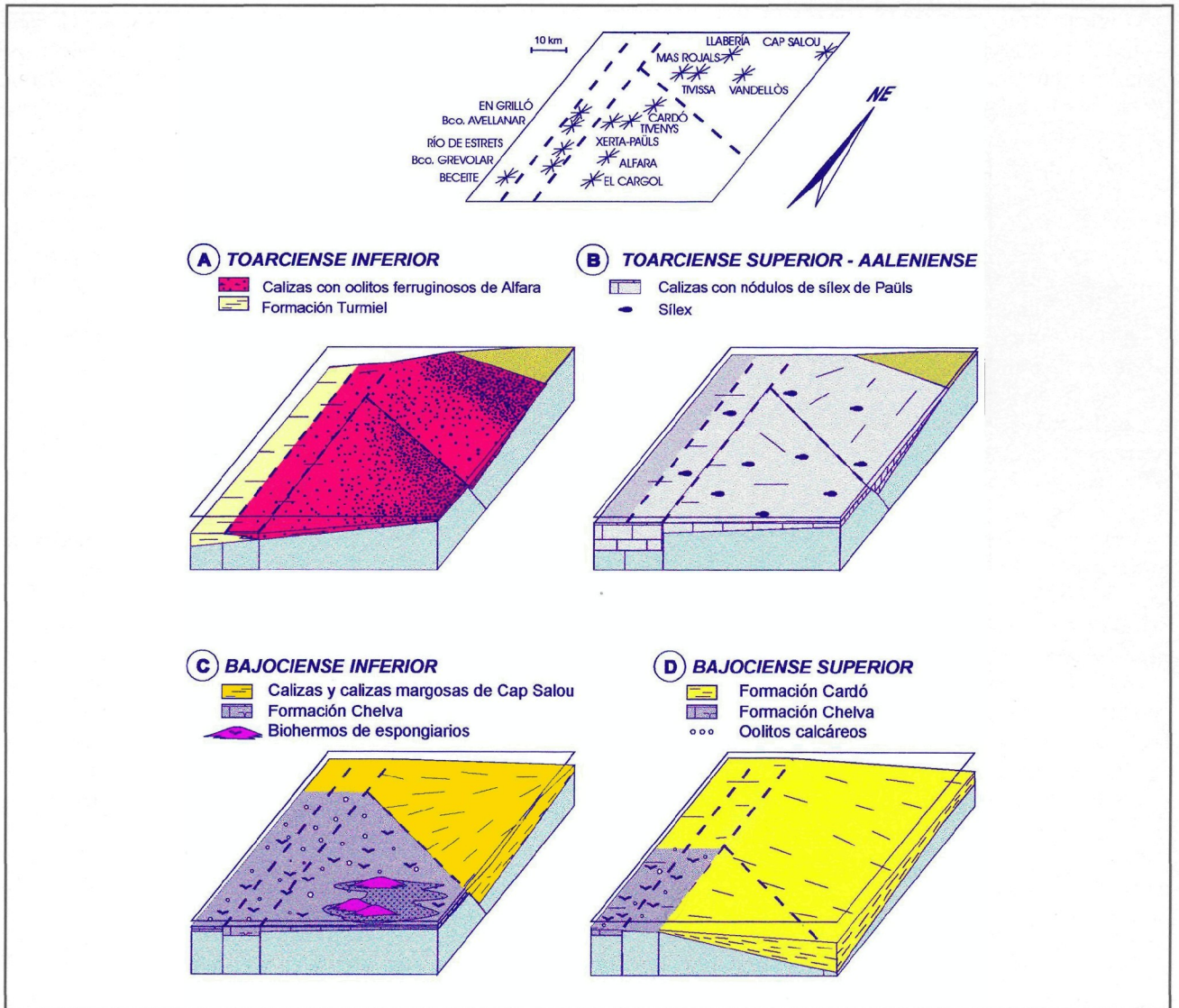


Figura 16.- Geometría y variaciones de espesor de las sucesivas unidades litoestratigráficas reconocidas en la Cuenca Catalana, con indicación de los tres principales sectores paleogeográficos durante el Toarciense, Aalenense y Bajociense: Tivissa-Salou, Alfara-Cardó y Los Puertos de Beceite.

1985) con elementos resedimentados o reelaborados. En estas poblaciones, los representantes de cada género muestran predominio de conchas adultas, tienen distribuciones de frecuencias de tamaño normales o con sesgo negativo, los individuos juveniles son muy escasos o están ausentes, la proporción entre el número de elementos conservados y el número de especies representadas tiene valores muy bajos, y puede estar representado sólo uno de los dimorfos (las macroconchas o las microconchas). Los datos estratigráficos y sedimentológicos junto a los tafonómicos y paleoecológicos indican que los valores paleobatimétricos máximos en esta cuenca se alcanzaron durante los biocronos Niortense y Garantiana, cuando la cuenca llegó a ser colonizada por algu-

nas poblaciones de ammonites (Fernández-López y Mouterde, 1985; Fernández-López, 1995; Fernández-López y Meléndez, 1996). Por el contrario, los valores paleobatimétricos mínimos corresponden a intervalos del Toarciense (biocronos Variabilis, Thouarsense e Insigne), Aalenense-Bajociense inferior (biocronos Murchisonae, Concavum, Discites y Laeviuscula). Durante estos episodios con valores paleobatimétricos mínimos se desarrollaron secciones condensadas constituidas por sedimentos expandidos, que contienen asociaciones de tipo-3 con altos valores de condensación tafonómica y elementos reelaborados que muestran facetas elipsoidales de desgaste (Fernández-López y Gómez, 1991; Gómez y Fernández-López, 1994;



**Figura 17.-** Principales sectores paleogeográficos durante el Toarciense, Aalenense y Bajociense en la zona de entronque entre las cordilleras Costero-Catalana e Ibérica. Los límites entre estos sectores estuvieron controlados por fallas activas durante la sedimentación. Cuatro estadios de desarrollo pueden ser distinguidos durante el proceso de diferenciación de la Cuenca Catalana al final del Jurásico Inferior y el principio del Jurásico Medio: en el Toarciense inferior (A), en el Toarciense superior-Aalenense inferior (B), en el Bajociense inferior (C) y en el Bajociense superior (D).

Fernández-López y Meléndez, 1994, 1995).

En conclusión, durante el tránsito Jurásico Inferior-Medio en la Cuenca Catalana tuvieron lugar dos megaciclos ambientales de profundización/somerización (Fig. 13). Los máximos transgresivos de estos dos ciclos de segundo orden ocurrieron respectivamente en los biocronos Bifrons (Toarciense) y Niortense (Bajociense). Estos dos megaciclos estuvieron separados por un máximo regresivo, que representa un pico regresivo de segundo orden, durante el Biocrón Murchisonae (Aalenense medio).

### La diferenciación paleogeográfica de la Cuenca Catalana

En la reconstrucción paleogeográfica de la Zona de Enlace (Guimerà, 1983,1984) entre la Cordillera Costero-Catalana y la Cordillera Ibérica, durante el Jurásico Medio, cabe distinguir los siguientes elementos paleogeográficos: la Plataforma de Tortosa, la Plataforma Aragonesa, el Macizo Ca-

talán y el Alto de El Maestrazgo (Fernández-López *et al.*, 1994,1996,1997). La configuración de estas, diferentes áreas de sedimentación se enmarca dentro del régimen tectónico extensivo prácticamente generalizado en la Península Ibérica durante el Jurásico Medio. Por ejemplo, el tránsito relativamente brusco entre el Alto de El Maestrazgo y la Plataforma de Tortosa durante el Bajociense sugiere que la articulación entre ambos elementos paleogeográficos estuvo controlada por una zona de fractura de orientación noroeste-sudeste, a la que hemos denominado Falla de Vinarós (Figs. 14 y 15). Con orientación subparalela a esta zona de falla existen otros accidentes a lo largo de la Cuenca Catalana, como por ejemplo la Falla del Llobregat próxima a Barcelona (Llopis Lladó, 1943; Anadón *et al.*, 1982; Salas, 1991; Salas y Casas, 1993). También cabe destacar por su gran desarrollo longitudinal la falla que controla el límite sudeste del Macizo Catalán, la Falla de Requena-Mora (Simón Gómez, 1994), cuya prolongación hacia el sudoeste condicionó la distribución de espesores y facies en el Alto de El Maestrazgo.

Durante el Jurásico Medio, en la Cuenca Catalana puede distinguirse una plataforma subsidente, la Plataforma de Tortosa, y un Alto de Tarragona (Fernández-López *et al.*, 1994, 1996). La Plataforma de Tortosa comenzó a diferenciarse durante el Toarciense (Fig. 16).

Cuatro estadios de desarrollo pueden ser distinguidos durante el proceso de diferenciación de la Cuenca Catalana al final del Jurásico Inferior y el principio del Jurásico Medio (Figs. 16 y 17).

En un primer estadio, al principio del Toarciense inferior, se desarrolló una rampa carbonática, en continuidad lateral con la Plataforma Aragonesa y más profunda hacia las áreas occidentales (Fig. 17A). El paso desde las Calizas bioclásticas de Barahona hasta las Margas y calizas de El Caragol representa una fase de profundización de la plataforma carbonática inicial.

En un segundo estadio, a partir de la rampa carbonática homogénea del Toarciense inferior se diferenciaron varias plataformas carbonáticas, delimitadas por fracturas activas, durante el Toarciense superior y el Aalenense (Fig. 17B). Los aportes siliciclásticos llegados a la cuenca parecen provenir de áreas situadas al SW, mientras los depocentros se sitúan, durante este segundo estadio, en las áreas más occidentales.

En un tercer estadio, el Sector de los Puertos de Beceite permitió la diferenciación de la Cuenca Catalana durante el Bajociense inferior (Figs. 14 y 17C). El Sector de Tivissa-Salou se diferenció del Sector de Alfara-Cardó, a favor de la Falla del Burgar (Anadón *et al.*, 1982), y se formaron las Calizas y calizas Margosas de Salou con un depocentro en la región de Llaberia durante el Bajociense inferior (Fig. 16). Estos depósitos representan ambientes marinos abiertos, profundos y de baja turbulencia. Mientras tanto, en el Sector de Alfara-Cardó se desarrollaron facies marinas abiertas, someras y de alta turbulencia, en continuidad con las condiciones ambientales de la Plataforma Aragonesa. Los materiales bajocienses de la Cuenca Catalana representan un nuevo ciclo transgresivo/regresivo de tercer orden. Durante el Biocrón Niortense (subcronozonas Polygyralis y Baculata) se formaron taforregistros de profundización avanzada y de somerización incipiente respectivamente, y se alcanzaron los máximos valores de profundidad en la Cuenca Catalana.

En un cuarto estadio, al principio del Biocrón Garantiana y durante el desarrollo de la Fm. Cardó, la Plataforma de Tortosa estaba situada al NE del Alto del Maestrazgo y al SW del Alto de Tarragona, y muestra una migración del depocentro de la Cuenca Catalana hacia el SW durante el Bajociense superior, probablemente debido al control estructural ejercido por la Falla de Tivenys (Figs. 15, 16 y 17D). Es durante este cuarto estadio cuando en la Cuenca Catalana se desarrollaron los ambientes marinos más estables, homogéneos y profundos del Jurásico Medio.

## Conclusiones

Los materiales que constituyen la Fm. Sant Blai llegan a alcanzar 55 m de espesor y pueden ser agrupados en cinco unidades litoestratigráficas con el rango de miembro que presentan notables variaciones de espesor y distintas pautas de distribución geográfica dentro de la Cuenca Catalana. El Mb.

El Caragol y el Mb. Alfara son toarcienses. El Mb. Paüls comprende materiales del Toarciense superior y del Aalenense inferior. Los materiales del Mb. Tivenys corresponden al Aalenense y al Bajociense inferior. El Mb. Salou comprende exclusivamente materiales del Bajociense inferior.

El análisis a escala zonal de los diferentes tipos de facies y de las pautas de distribución de las unidades litoestratigráficas permite delimitar varios sectores paleogeográficos de la Cuenca Catalana durante el Jurásico Medio: el Sector de Tivissa-Salou, el Sector de Alfara-Cardó y el Sector de Los Puertos de Beceite. Este último sector actuó como una zona de transición entre la Cuenca Catalana y la Plataforma Aragonesa. Durante el Toarciense y el Aalenense, estos tres sectores se diferenciaron progresivamente, entre sí y respecto a la Cuenca Ibérica, condicionados por fracturas activas durante la sedimentación. Durante el Bajociense inferior, entre el Alto de Tarragona y el Alto de El Maestrazgo, se diferenciaron el Sector de Tivissa-Salou y el Sector de Alfara-Cardó. Dos megaciclos ambientales de profundización/somerización tuvieron lugar en la Cuenca Catalana durante el tránsito Jurásico Inferior-Medio. Los máximos transgresivos de estos dos ciclos de segundo orden ocurrieron respectivamente en los biocronos Bifrons (Toarciense) y Niortense (Bajociense). Estos dos megaciclos estuvieron separados por un máximo regresivo durante el Biocrón Murchisonae (Aalenense medio). La Plataforma de Tortosa, que comprende los sectores de Tivissa-Salou y Alfara-Cardó, alcanzó su máximo desarrollo durante el Bajociense superior.

Este trabajo es una contribución al proyecto PB96-0838 de la DGICYT.

## Bibliografía

- Anadón, P., Colombo, R., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P., y Solé Sugrañés, L.I. (1982): Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hisp.* (Hom. L. Solé i Sabarís, 1979), 14: 242-270.
- Cadillac, H., Canerot, J. y Faure, Ph. (1981): Le Jurassique inférieur aux confins des Ibérides et des Catalanides (Espagne). *Estudios Geol.*, 37: 187-198.
- Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J., Goy, A. y Rodrigo, A. (1997): El Sinemuriense y el Pliensbachense en la sección de Alfara, Cordillera Costero-Catalana (Tarragona). *Publ. Sem. Paleontol. Zragoza*, 3: 161-173.
- Elmi, S., Goy, A., Mouterde, R., Rivas, P. y Rocha, R. (1989): Correlaciones bioestratigráficas en el Toarciense de la Península Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 265-277.
- Fernández-López, S. (1983): La Biozona Garantiana (Bajociense, Jurásico medio) en la región de Tivenys-Sierra de Cardó (Tarragona). *Estudios Geol.*, 38 (1982): 75-93.
- Fernández-López, S., (1985): *El Bajociense en la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 850 p.
- Fernández-López, S. (1995): Taphonomie et interprétation des paléoenvironnements. En: *First European Palaeontological Congress*, Lyon 1993 (M. Gayet y B. Courtinat, Eds.). *Geobios*, M.S. 18: 137-154.
- Fernández-López, S. (1997a): Ammonites, clinos tafonómicos y ambientes sedimentarios. *Rev. Esp. Paleontol.*, 12: 102-128.
- Fernández-López, S. (1997b): Ammonites, ciclos tafonómicos y

- ciclos estratigráficos en plataformas epicontinentales carbonáticas. *Rev. Esp. Paleontol.*, 12: 151-174.
- Fernández-López, S. y Gómez, J.J. (1991): Condensación: significados y aplicaciones al análisis de cuencas. *Estudios Geol.* 47: 169-181.
- Fernández-López, S. y Meléndez, G. (1994): Abrasion surfaces on inner moulds of ammonites as palaeobathymetric indicators. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 110: 29-42.
- Fernández-López, S. y Meléndez, G. (1995): Taphonomic gradients in Middle Jurassic ammonites of the Iberian Range (Spain). En: *First European Palaeontological Congress*, Lyon 1993 (M. Gayet y B. Courtinat, Eds.). *Geobios*, M.S. 18: 155-165.
- Fernández-López, S. y Meléndez, G. (1996): Phylloceratina ammonoids in the Iberian Basin during the Middle Jurassic: a model of biogeographical and taphonomic dispersal related to relative sea-level changes. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 120: 291-302.
- Fernández-López, S. y Moutarde, R. (1985): Le Toarcien, l'Aalénien et le Bajocien dans le secteur de Tivenys: nouvelles données biostratigraphiques. *Strata*, 2: 71-88.
- Fernández-López, S., Aurell, M., García Joral, F., Gómez, J.J., Henriques, M.H.P., Martínez, G., Meléndez, G. y Suárez Vega, L.C. (1994): La configuración paleogeográfica de la Cuenca Catalana durante el Jurásico Medio. En: *Comunicaciones X Jornadas de Paleontología*, Madrid (S. Fernández-López, Coord.): 69-72.
- Fernández-López, S., Aurell, M., García Joral, F., Gómez, J.J., Henriques, M.H.P., Martínez, G., Meléndez, G. y Suárez Vega, L.C. (1996): El Jurásico Medio de la Cuenca Catalana: unidades litoestratigráficas y elementos paleogeográficos. *Rev. Esp. Paleontol.*, n° extraordinario: 122-139.
- Fernández-López, S., Aurell, M., García Joral, F., Gómez, J.J., Henriques, M.H.P., Martínez, G., Meléndez, G. y Suárez Vega, L.C. (1997): El Jurásico Medio en la Plataforma de Tortosa (Cuenca Catalana): unidades litoestratigráficas, paleogeografía y ciclos ambientales. *Publ. Sem. Paleontol. Zaragoza*, 3: 177-213.
- García-Joral, F. y Goy, A. (1994): Los braquiópodos del Toarciense de la Cordillera Ibérica. En: *Comunicaciones X Jornadas de Paleontología*, Madrid (S. Fernández-López, Coord.): 81-83.
- Gómez, J.J. y Fernández-López, S. (1994): Condensation processes in shallow platforms. *Sedim. Geol.*, 92: 147-159.
- Gómez, J.J. y Goy, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geol.*, 35: 569-598.
- Goy, A., Gómez, J.J. y Yébenes, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte): I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geol.*, 32: 391-423.
- Goy, A., Comas-Rengifo, M.J. y García Joral, F. (1984): The Liassic brachiopods of the Iberian Range (Spain): stratigraphic distribution and biozonation. En: *International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Erlangen (O. Michelsen y A. Zeiss, Eds.). *Symposium volume 1*: 227-250.
- Guimerà, J. (1983): Evolution de la déformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne Côtière Catalane. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 297: 425-430.
- Guimerà, J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121:413-420.
- Llopis Lladó, N. (1943): *Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides*. Instituto Lucas Mallada-CSIC, sección de Geomorfología (1947), Barcelona, 372 p.
- Salas, R. (1991): *Evolución de la Cuenca del Maestrat durante el Malm y el Neocomiense*. Guía de Campo, Universitat de Barcelona: 118 p.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Simón Gómez, J.L. (1994): Esquema de evolución dinámica de la Cordillera Ibérica centro-oriental. *XXVIII Curso de Geología Práctica, Teruel*: 1-22.

*Manuscrito recibido el 18 de Agosto de 1997*

*Aceptado el manuscrito revisado el 2 de Enero de 1998*