

Tesi doctoral

**ARQUITECTURA I BIOESTRATIGRAFIA DELS MACROFORAMINÍFERS
DE LA UNITAT *MARGUES I ARGILES DE LA FONT DE LES BAGASSES*
(CAMPANIÀ INFERIOR, NE DE LA PENÍNSULA IBÈRICA)**



Sergi Albrich Viñas

Directora: Esmeralda Caus i Gracia

Desembre 2015



**Universitat
Autònoma
de Barcelona**

Tesi Doctoral

**ARQUITECTURA I BIOESTRATIGRAFIA DELS MACROFORAMINÍFERS
DE LA UNITAT *MARGUES I ARGILES DE LA FONT DE LES
BAGASSES*
(CAMPANIÀ INFERIOR, NE DE LA PENÍNSULA IBÈRICA)**

Dra. Esmeralda Caus i Gràcia
Directora de la tesi

Sr. Sergi Albrich Viñas
Doctorand

**Doctorat en Geologia
Departament de Geologia
Unitat de Paleontologia
9 de desembre del 2015**

“Cada fracàs ensenya a l’home alguna cosa que necessitava aprendre”

Charles Dickens

Als meus pares,

Agraïments

En primera instància vull donar les gràcies a la Dra. Esmeralda Caus per haver-me donat l'oportunitat d'aprendre, entendre i aprofundir amb l'inacabable món de la micropaleontologia i dels foraminífers i, sobretot, per la paciència que ha abonat al llarg de tots aquests anys fent possible la realització d'aquesta tesi doctoral. Sense la teva paciència i capacitat de treball hagués sigut impossible compaginar la meva activitat laboral i social amb la voluntat investigadora.

Als Drs. Josep Maria Pons, Ricard Martínez i Enric Vicenç per la seva bona predisposició a donar-me un cop de mà sempre que ha calgut.

Als meus primers companys de batalla, el Dr. Vicent Vicedo, la Dra. Carme Boix, la Dra. Raquel Villalonga i el quasi Dr. Lluís Troya. Els records d'aquesta etapa aniran, de ben segur lligats al vostre costat i a totes les experiències que hem viscut conjuntament.

A la Dra. Raquel Robles i en Lorenzo Consorti, l'Erzika Cruz, la Maru Arriaga i el Dr. Gerard Lucena, pel vostre optimisme i per ajudar-me a solucionar tot allò que ha calgut al llarg dels últims anys.

A la Marta Arnan, en Pere Mas i en Martí Capellas per acompanyar-me durant diverses jornades de camp per tal de realitzar les seccions estratigràfiques descrites en aquest treball.

Als responsables del laboratori de làmines primes de la Universitat Autònoma de Barcelona per la seva bona i continua disposició per realitzar el material.

A tots aquells familiars, amics i companys i companyes de feina que han cregut amb mi, m'han aguantat, m'han patit, m'han donat el seu suport i, sobretot, m'han encoratjat a continuar endavant amb la redacció d'aquesta tesi doctoral.

A la Lluïsa i l'Elisenda, per preocupar-se i animar-me al llarg d'aquests últims mesos.

A la Montse Boix, per ajudar-me i donar-me un cop de mà amb la correcció i revisió final d'aquesta memòria.

I a en Joan. Si, finalment l'he acabat!

biostratigraphy. 57

9.2. Article 2. Selected agglutinated larger foraminifera from the
Font de les Bagasses Unit (Early Campanian, Southern
Pyrenees). 71

1. Resultats

a/ La utilització de la tècnica de SIS (*Strontium Isotope Stratigraphy*) ha permès establir una edat del Campanià inferior pels sediments de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses a la serra de Montsec i no del Santonià superior, tal com havien estat considerats fins al moment. Les mostres analitzades permeten atribuir aquests sediments a les zones d'ammonits *Placenticeras bidorsatum* i *Menabites delawarensis* i a la zona de foraminífers planctònics de *Globotruncanita elevata*.

b/ S'ha establert una distribució bioestratigràfica precisa dels principals gèneres i espècies de macroforaminífers de plataforma soma del Campanià inferior.

c/ L'estudi dels macroforaminífers aglutinats continguts als sediments del Campanià inferior de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses ha permès identificar 5 gèneres i 6 espècies, que han sigut adscrits a 4 subfamílies, 3 famílies, 2 superfamílies i 2 subordres, respectivament; totes dins el mateix ordre Loftusiida. Les espècies estudiades són: *Choffatella* aff. *rugoretis*, *Hemicyclammina chalmasi*, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Cuneolina conica*, *C. cylindrica* i *Dictyopsella kiliani*.

Es discuteix i es modifica la classificació dels foraminífers aglutinats de Kaminski (2014). La subfamília Choffatellinae s'inclou dins la família Spirocyclinidae en lloc de la família Cyclamminidae, tal com va apuntar Kaminski (2014). La subfamília Amijiellinae, inclosa dins el subordre Orbitolinina per Kaminski (2004), s'inclou al subordre Loftusiina i es manté l'atribució del gènere *Cuneolina* a la família Dicyclinidae en lloc de la família Cuneolinidae. A més, el gènere *Gendrotella* es considera no vàlid.

d/ Les espècies més antigues d'*Orbitoides* vàlides (*O. hottingeri*, *O. sanctae-pelagiae* i *O. douvillei*), es substitueixen temporalment durant el Campanià

inferior, fet que en permet l'ús en biostratigrafia. L'evolució de les espècies es caracteritza per: 1) l'increment de la mida de la closca adulta en generacions macro i microesfèriques; 2) la transició de morfologies discoïdals irregulars amb l'aparell embrionari no centrat a morfologies lenticulars amb l'aparell embrionari situat a l'equador de la closca; 3) la variació morfològica i l'augment de la mida de les cambres embrionàries en les generacions macroesfèriques; i 4) el desenvolupament de *veritables* cambretes laterals, que Astre (1927) va denominar *vacuoles*. L'espècie *Orbitoides dordoniensis*, descrita per Hofker l'any 1959 a Belvès (França), es considera sinònima d'*Orbitoides sanctae-pelagiae*, descrita per Astre l'any 1927 a Alinyà, al nord-est de la península Ibèrica.

2. Introducció

2.1. Els macroforaminífers

Els macroforaminífers corresponen a un grup d'organismes unicel·lulars, tant fòssils com vivents, que poden arribar a assolir una mida centimètrica i que fixen la seva superfície cel·lular mitjançant una closca mineralitzada, mecànicament resistent i que actua de protecció de les parts toves (protoplasma) situades a l'interior. La presència d'una closca mineralitzada permet que aquest grup d'éssers vius fossilitzi fàcilment.

Els macroforaminífers són un grup extremadament abundant en oceans i mars tropicals i subtropicals d'àrees oligotròfiques i mesotròfiques. Es localitzen entre la zona litoral i el límit inferior de la zona fòtica, marcat per l'absència de llum, i ocupen nombrosos ecosistemes, tals com àrees deltaïques, plataformes carbonatades o plataformes mixtes. Els diversos grups de macroforaminífers s'han anat substituint, des del Carbonífer superior fins a l'actualitat, en nínxols ecològics equivalents, que han donat lloc als successius cicles globals de maduració de les comunitats de macroforaminífers (GCMC de Hottinger, 1998; 2001). No hi ha cap diferència a l'hora de fer una classificació sistemàtica entre les formes recents i les fòssils, fet que facilita l'estudi de tot el grup.

Al Cretaci superior van tenir un gran desenvolupament, i va aparèixer un gran nombre de morfologies noves, com per exemple les formes orbitoïdals i les formes amb esquelet suplementari.

La closca dels macroforaminífers està formada per una o més cambres, producte de diverses etapes consecutives de creixement, que indiquen l'ontogènia de cada individu. Presenten un cicle de reproducció complex en el qual alternen generacions sexuals i asexuals que poden ser responsables de morfologies i mides diferents dins d'una mateixa espècie.

La gran majoria de formes de mida gran presenta estructures esquelètiques internes i l'anàlisi d'aquestes, conjuntament amb la morfologia general de la closca, és utilitzada per a determinar-ne el gènere mitjançant l'ús de mètodes d'anatomia comparada. Metodologia que permet separar els caràcters evolutius, que es poden fer servir per a la interpretació biostratigràfica i poden ser útils per a obtenir l'edat dels dipòsits que els contenen, dels caràcters adaptatius, que són indicatius del medi de dipòsit en el qual varen viure els macroforaminífers.

Les complexes estructures de la closca permeten identificar-los, com a mínim pel que fa al gènere, sense separar-los de la roca mitjançant la realització de làmines primes, la qual cosa és molt important quan es treballa amb roques dures, tals com les calcàries dipositades en plataformes carbonatades d'aigües poc fondes.

2.2. Els macroforaminífers del Cretaci superior del Pirineu: antecedents

Els foraminífers del Cretaci superior dels Pirineus, i especialment els atribuïts històricament al Santonià superior, han sigut àmpliament estudiats des de l'inici dels treballs geològics realitzats a Catalunya. Fou Luís Mariano Vidal qui, durant la realització del primer mapa geològic de la província de Lleida, va identificar la presència d'aquest grup d'organismes als sediments de l'àrea de l'antic municipi de Tragó de Noguera (comarca de la Noguera), els va mostrejar i va enviar les mostres recollides al naturalista francès Charles Schlumberger per tal que aquest les estudiés. El resultat en fou la identificació de diversos gèneres i espècies de foraminífers, descrits amb anterioritat a França, i la descripció de nous gèneres i espècies identificats a la mateixa àrea de Tragó de Noguera, i aquesta va esdevenir la seva localitat tipus. Així, d'entre els foraminífers que Schlumberger va identificar el 1899, cal destacar-ne *Idalina antiqua*, *Cornuspira cretacea*, *Lacazina elongata*, *Tritaxia tricarinata*, *Cuneolina conica* i *Meandropsina vidali*, i descrigué *Vidalina hispanica*, *Nonionina cretacea*, *Dictyopsella kiliani*, *Dictyopsella chalmasi* i una nova espècie de *Periloculina*, a la qual no va atribuir cap nom (**figura 1**).

Aquest treball, de les acaballes del segle XIX, va representar una fita molt important per a la paleontologia dels foraminífers, així com pels sediments que els contenien, ja que van passar a formar part de la bibliografia paleontològica com les *fàcies de Tragó de Noguera*, les quals han estat considerades, tant a Europa com a la resta del món, com un nivell de referència. A partir del treball de Schlumberger, altres investigadors es van interessar pels foraminífers del Santonià superior del vessant sud dels Pirineus. Cal destacar-ne Astre que, l'any 1927, va descriure una nova espècie del gènere *Orbitoides*, *O. santa-pelagiae*, la qual deu el seu nom a l'ermita de Santa Pelàgia, situada prop del poble d'Alinyà (Alt Urgell), però que malauradament no va ésser considerada ni utilitzada per la majoria d'autors de l'època ni tampoc per altres de posteriors, fins que Albrich et al. (2014) li van donar validesa.

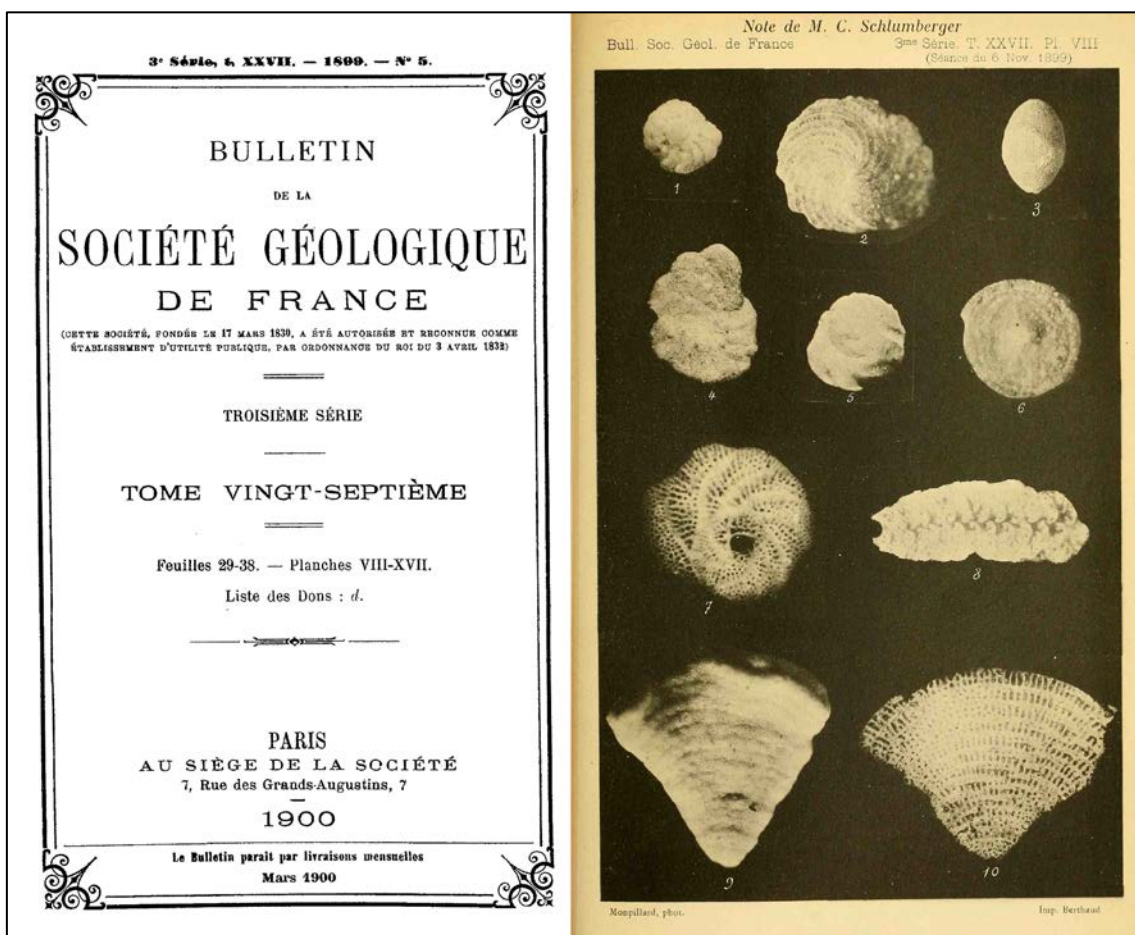


Figura 1. Detall del treball de Charles Schlumberger publicat per la Societat Geològica de França l'any 1899, on l'autor va citar: 1. *Nonionina cretacea* Schlumberger; 2. *Meandropsina vidali* Schlumberger; 3. *Lacazina elongata* Munier-Chalmas; 4. *Dictyopsella chalmasi* Schlumberger; 5,7. *Dictyopsella kiliani* Munier-Chalmas; 6. *Vidalina hispànica* Schlumberger; 8-10. *Cuneolina conica* Orbigny.

Bataller, a l'any 1947, va citar a la publicació denominada *Sinopsis de las especies nuevas del Cretácico de España*, les espècies *Vidalina hispanica*, *Lacazina elongata*, *Fascispira colomi*, *Meandropsina vidali*, *Dictyopsella chalmasi*, *Dictyopsella kiliani*, *Monolepidorbis sanctae-pelagiae* i *Nonionina cretacea*, al Santonià de la serra del Montsec, de Tragó de Noguera i de la Muntanya de Sant Corneli.

Tot i que l'any 1964 l'antic municipi de Tragó de Noguera va ser negat sota les aigües de l'embassament de Santa Anna, els dipòsits de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses es consideren equivalents a les *fàcies de Tragó de Noguera* i conformen una unitat ben definida estesa al llarg de la serra del Montsec. Motiu que ha permès que l'estudi d'aquests sediments continuï fins a l'actualitat.

Durant els anys 60 i 70 de la segona meitat del segle passat, novament, els investigadors van fixar-se en els macroforaminífers de fàcies, que consideraren equivalents en edat a les denominades *fàcies de Tragó de Noguera* i, així, van centrar les seves recerques a la serra del Montsec. Hottinger (1966) va realitzar una secció a la vall del riu Noguera-Pallaresa, a l'àrea coneguda com la Font de les Bagasses, on va citar la presència de *Dictyopsella chalmasi*, *Dictyopsella kiliani*, *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Vidalina hispanica*, *Meandropsina vidali*, *Fascispira colomi*, *Nummofallotia*, *Idalina antiqua*, *Lacazina elongata*, *Monolepidorbis dordoniensis*, *Monolepidorbis sanctae-pelagiae*, *Pararotalia cf. tuberculifera* i *Goupillaudina lecointrei*. van Hinte, el 1966, utilitzant material cedit per Hottinger descrigué una nova espècie del gènere *Orbitoides*, *O. hottingeri*. Cornella (1977) va estudiar els foraminífers del barranc de la Font de la Plata, unes fàcies equivalents situades a l'est de la Font de les Bagasses, i Caus, Cornella i Pons (1978) van adscriure *Dictyopsella chalmasi* al gènere *Hemicyclammina*. Wannier (1983) descrigué una nova espècie del gènere *Praesiderolites*, *P. santoniensis*.

Nogués, l'any 2000, en un treball de màster, va realitzar una important tasca de recol·lecció i classificació sistemàtica de macroforaminífers, on va citar

Pseudocyclamina sphaeroidea, *Cuneolina cylindrica*, *Dictyopsella kiliani*, *Hemicyclamina chalmasi*, *Cornuspira cretacea*, *Vidalina hispanica*, *Nummofallotia cretacea*, *Meandropsina vidali*, *Idalina antiqua*, *Lacazina elongata*, *Goupillaudina* i *Orbitoides sp.* Nogués va citar en el seu treball una nova forma de meandropsínid que, en honor al descobridor, Hottinger i Caus (2009), en la seva publicació detallada sobre els meandropsínids, van denominar-la *Alexina papyracea*. A part d'aquests autors, molts d'altres han contribuït a donar a conèixer aquests sediments arreu del món.

Tanmateix, tot i el gran nombre d'investigadors que ha estudiat aquests materials, fins al moment no s'ha dut a terme un estudi exhaustiu que inclogui la seva repartició estratigràfica ni una anàlisi acurada de l'estructura de la totalitat de les formes més rellevants dels grups de macroforaminífers que conformen la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses. D'aquesta manera, només alguns tipus de macroforaminífers de paret porcellanada, com els lacazínids (Hottinger et al., 1989) i els meandropsínids (Hottinger i Caus, 2009), i algunes espècies de macroforaminífers de paret lamel·lar perforada, com *Praesiderolites santoniensis* (Wannier, 1983); *Praestorsella roestae* (Hottinger i Caus, 1993); i *Pararotalia tuberculífera*, *Pyrenerotalia longifolia* i *Rotorbinella spp.* (Boix, 2007), han rebut una especial atenció per part dels investigadors, mentre que altres no disposen d'estudis detallats ni precisos, tals com els macroforaminífers de paret aglutinada i alguns de paret lamel·lar perforada. D'aquests últims, el gènere més representatiu a les fàcies estudiades és el gènere *Orbitoides*, les espècies del qual eren poc clares i havien generat certa controvèrsia històrica a l'hora d'identificar-les.

Per tant, l'objectiu principal de la present tesi doctoral és aprofundir en el coneixement dels foraminífers de mida gran de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses, incloent-hi els foraminífers de paret aglutinada i el grup dels orbitoídids, com a representants dels foraminífers de paret lamel·lar perforada. Perquè l'estudi fos complet i útil en l'aplicació biostratigràfica d'alta resolució, s'ha establert la repartició temporal de tots els macroforaminífers

presentes a la unitat, tant els estudiats en aquesta tesi com els descrits anteriorment.

Aquest treball s'ha dut a terme principalment a l'àrea de la serra del Montsec, però també s'han recollit i obtingut mostres d'altres indrets, entre els quals cal destacar la serra del Turp (municipi d'Alinyà, comarca de l'Alt Urgell). També s'han utilitzat mostres amb una finalitat comparativa de localitats geològicament contemporànies del sud de França, concretament de la perifèria de la població de Belvès (departament de la Dordodgne, regió de l'Aquitània). A la **figura 2** s'indiquen totes les àrees de les quals s'ha estudiat el material.

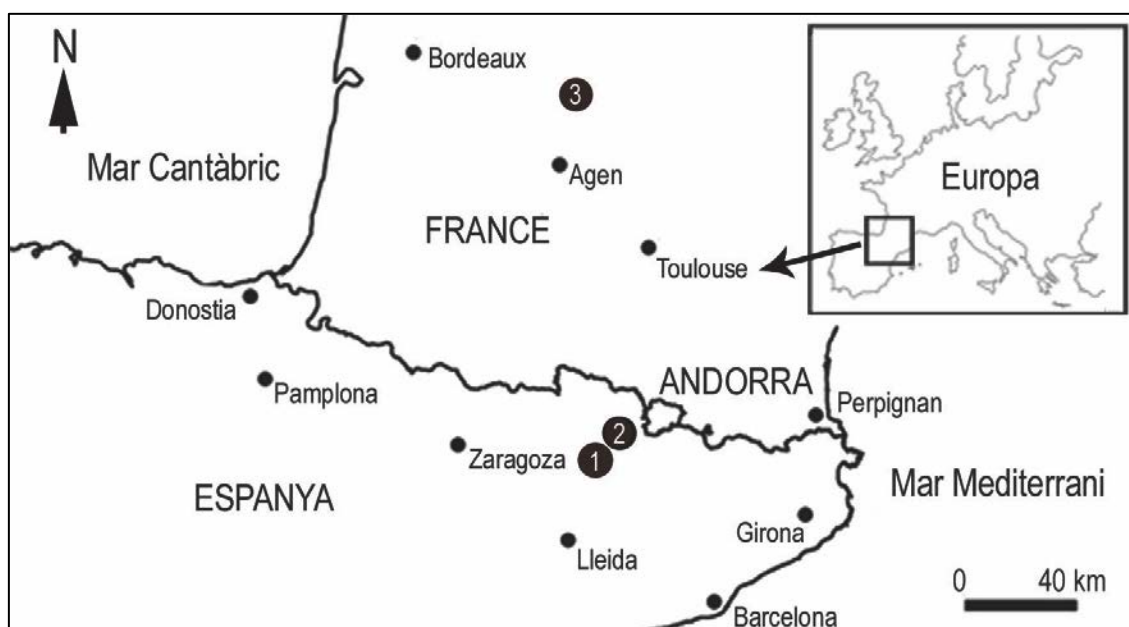


Figura 2. Situació geogràfica de les àrees d'estudi: (1) serra del Montsec; (2) serra del Turp; i (3) Belvès. Modificat d'Albrich et al. 2014.

El treball presentat aprofundeix en l'estudi dels macroforaminífers del Cretaci superior per tal d'assolir la construcció de biozones globals per als sediments d'aigües poc fondes (KSBZ), on K significa Cretaci superior i les sigles SBZ es refereixen a biozones de foraminífers bentònics (*shallow benthic zones*, en anglès). L'estudi ha estat finançat pels projectes CGL2009-08371 i CGL2012-33160 i forma part del conjunt de treballs duts a terme pel grup de Micropaleontologia de la Unitat de Paleontologia del Departament de Geologia de la Universitat Autònoma de Barcelona que, al llarg de l'última dècada, ha posat

en valor la biostratigrafia del Cretaci superior del Pirineu mitjançant una acurada distribució temporal i espacial dels macroforaminífers.

3. Geografia i geologia de l'àrea d'estudi

La serra del Montsec (àrea central de l'estudi) correspon a una carena muntanyosa que s'estén de forma contínua al llarg de més de cinquanta quilòmetres, en direcció est-oest, al sud dels Pirineus i entre les conques de Tremp, al nord, i les d'Àger i de Vilanova de Meià, al sud, i esdevé el límit entre les comarques de la Noguera i del Pallars Jussà. Els rius Noguera Ribagorçana, Noguera Pallaresa i Boix, que discorren en direcció nord a sud, subdivideixen la serra del Montsec en tres unitats geogràfiques ben diferenciades i que d'oest a est prenen la denominació de Montsec d'Estall, Montsec d'Ares i Montsec de Rúbies.

Les serres d'Aubenç i del Turp corresponen a unes carenes muntanyoses que s'estenen, respectivament, a oest i est del riu Segre i estan constituïdes per materials sedimentaris equivalents als de la serra del Montsec, de la qual resten separades per dipòsits conglomeràtics més recents. La serra d'Aubenç correspon al límit entre els termes municipals de Coll de Nargó, al nord, i de Peramola, al sud, i la serra del Turp correspon al límit entre els termes municipals de Coll de Nargó, al nord-oest, i d'Oliana, al sud-est, tots pertanyents a la comarca de l'Alt Urgell (figura 3).

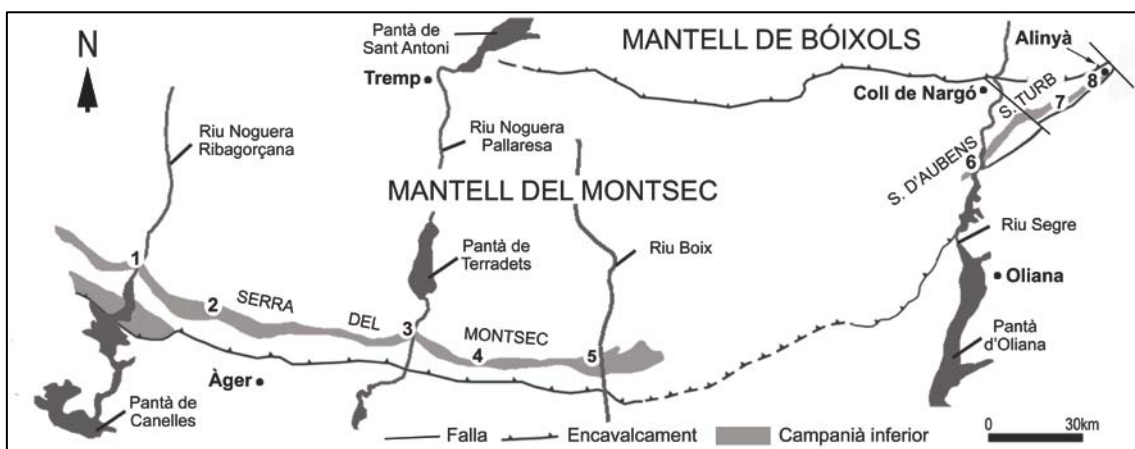


Figura 3. Sediments del Campanià inferior que formen el Mantell del Montsec. Situació de les seccions estratigràfiques: 1. Congost de Montrebei; 2. Clot d'Olsí; 3. Congost de Terradets; 4. Font de la Plata; 5. Riu Boix; 6. Riu Segre; 7. Barranc de l'Ossa; 8. Perles. Modificat d'Albrich et al. 2014.

Des d'un punt de vista geològic, tant la serra del Montsec com les serres d'Aubeng i del Turp formen part de la làmina d'encavalcament del Montsec, i de la unitat al·lòctona dels Mantells Superiors del Pirineu (Muñoz, 1985) o Unitat Sudpirinenca Central (Seguret, 1972). El mantell del Montsec, conjuntament amb els de Bóixols, al nord, i el de les serres Marginals, al sud, conformen un sistema d'encavalcament tipus *piggy-back*, que s'estén en direcció nord-sud.

La serra del Montsec correspon a una estructura anticlinal situada al front de la làmina encavalcant del Montsec (Teixell i Muñoz, 2000), al nord de la qual es desenvolupa una estructura sinclinal constituïda per materials paleògens que conformen la Conca de Tremps-Graus (Muñoz, 1992; Teixell i Muñoz, 2000). Al seu torn, l'anticlinal de serra del Montsec es disposa sobre les conques d'Àger i de Vilanova de Meià, constituïdes per materials també paleògens (ilerdians i cuisians) (figura 4).

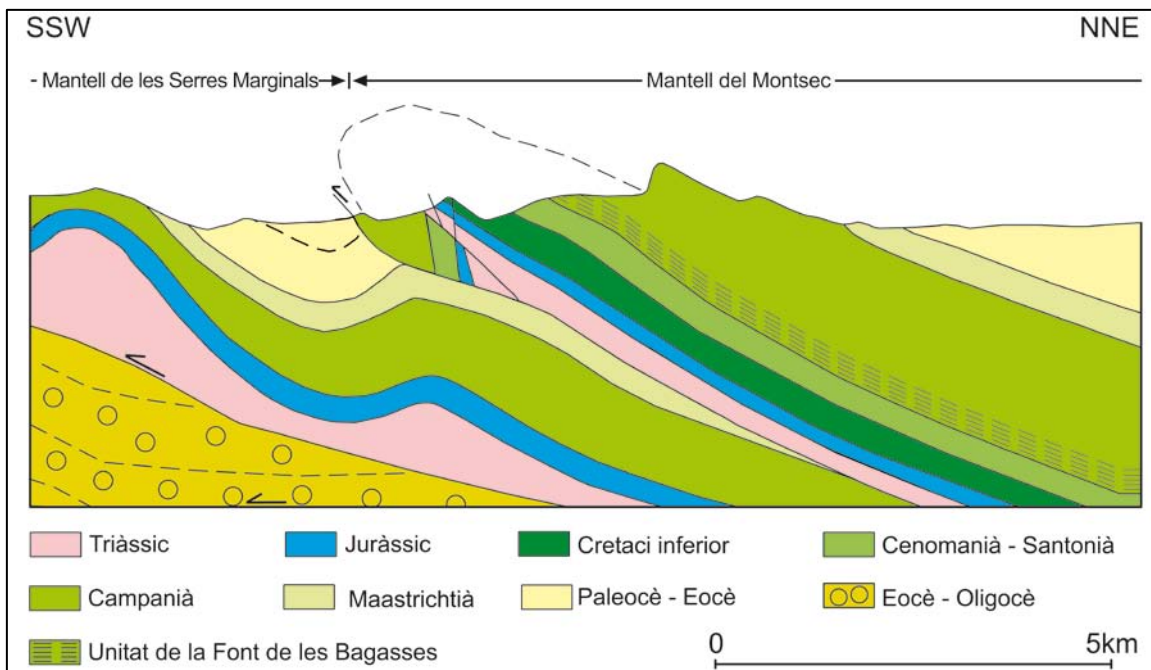


Figura 4. Tall geològic simplificat del Mantell del Montsec a la vertical del congost de Mont Rebei (Riu Noguera Ribagorçana). Modificat de Teixell i Muñoz (2000).

La serra del Turp se situa a l'extrem oriental de la làmina encavalcant del Montsec i, com la serra del Montsec, també desenvolupa una estructura anticlinal al front del mantell encavalcant (Caus et al., 1988). Tanmateix, aquesta zona és

tectònicament més complexa a causa de l'existència de les múltiples falles, fet que en dificulta l'aixecament de bones seccions estratigràfiques.

Tant la serra del Montsec (**figura 4**) com la serra del Turp estan constituïdes per una àmplia i quasi completa seqüència del Cretaci superior, que pot superar els 1000 metres de potència. Paleogeogràficament, aquests sediments van dipositar-se al marge sud de la conca Pirinenca, que s'estenia en direcció est-oest i s'obria vers l'oceà Atlàntic, al golf de Biscaia. La conca se situava a una latitud aproximada de 30°N (Dercourt et al. 1985; 1988, entre altres), en un clima càlid (Pucéat et al. 2003) i sota un nivell del mar que s'interpreta cinquanta metres superior al nivell dels mars actuals (Miller et al., 2005).

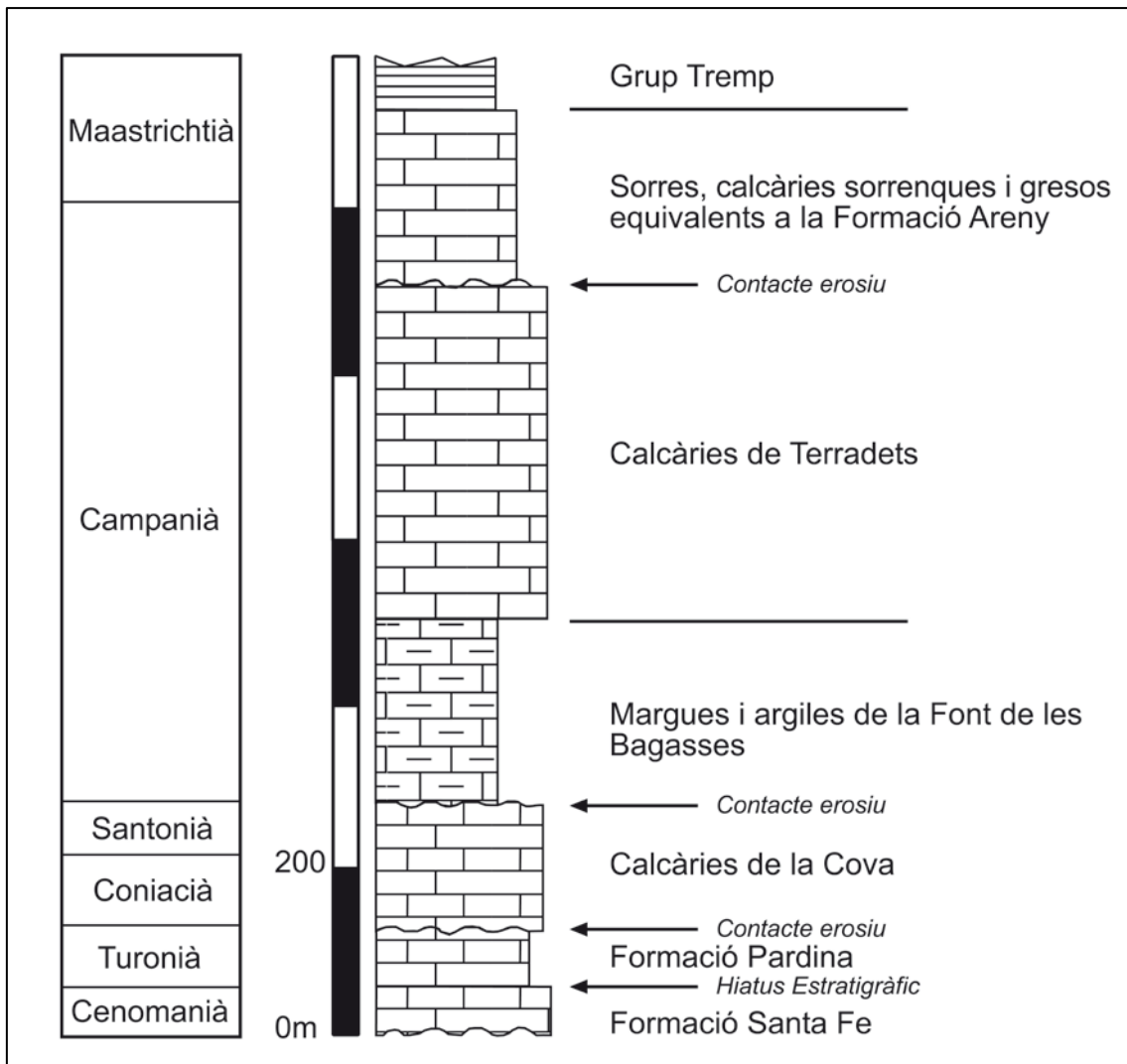


Figura 5. Estratigrafia del Cretaci superior de l'àrea d'estudi. Modificat de Boix et al. (2011).

De base a sostre, el Cretaci superior de l'àrea estudiada es pot dividir en set unitats estratigràfiques. A continuació es descriuen primer les unitats de la serra del Montsec (**figura 5**) i, posteriorment, s'expliquen les diferències vers l'est, a les serres d'Aubenç i Turp. Així, les unitats del Cretaci superior de la serra del Montsec i de baix a dalt són:

Formació Santa Fe (Mey et al., 1968, modificada per Caus et al., 1993). Calcàries ben estratificades amb praealveolines dipositades discordantment sobre els sediments del Cretaci inferior. A aquesta unitat s'hi han reconegut les zones de *Praealveolina debilis* i *Praealveolina tenuis* (Calonge et al., 2002) i se li ha atribuït una edat Cenomanià mitjà–superior (Hottinger i Rosell, 1973; Caus et al., 1997).

Formació Pardina (Caus et al., 1993). Calcàries micrítiques de color gris amb una abundància destacada de calciesferes. La presència de foraminífers planctònics de les zones de *Helvetoglobotruncana helvetica* i *Marginotruncana schneegansi* permeten atribuir una edat Turonià a aquests sediments (Caus et al., 1993).

Calcàries de la Cova (Pons, 1977). Calcàries massives que s'intercalen amb margues i margocalcàries noduloses de coloració ocre i abundant fauna fòssil, principalment rudistes, coralls, gasteròpodes i foraminífers. Aquesta unitat s'ha correlacionat amb la zona de foraminífers planctònics de *Dicarinella concavata* i les zones d'ammonits de *Peroniceras tridorsatum* i *Texanites gallicus* i se li ha atribuït una edat Coniacià inferior – Santonià inferior (Boix et al., 2011).

Margues i argiles de la Font de les Bagasses (Pons, 1977). Margues de coloració grisa o groguenques, que s'alternen amb calcàries margoses de la mateixa tonalitat amb nivells de sorres, i amb un alt contingut fòssil, principalment equinoderms, coralls solitaris i colonials, braquiòpodes, gasteròpodes, rudistes, foraminífers i espícules d'esponja als nivells superiors. Les Margues i Argiles de la Font de les Bagasses s'interpreten dipositades a la zona fòtica, a ambients circalitorals i infralitorals. Els sediments d'aquesta unitat s'estenen uniformement, en direcció est a oest, al llarg del vessant sud de la serra del Montsec amb un

angle de cabussament de 35°–40°N, descansen discordantment damunt dels dipòsits de la Unitat Calcàries de Cova i es disposen mitjançant una transició gradual vers els sediments calcaris de la unitat superior. Aquesta unitat s'havia atribuït històricament al Santonià superior (Hottinger, 1966; Pons, 1977; Caus i Gómez–Garrido, 1989a,b, entre d'altres) però Albrich et al. (2014), la van situar al Campanià inferior mitjançant l'aplicació de la tècnica de SIS i la van correlacionar amb les zones d'ammonits *Placenticerias bidorsatum* i *Menabites delawarensis*.

Calcàries de Terradets (Pons, 1977). Calcàries de coloració ocre amb presència abundant de bioclasts que s'alternen amb calcàries noduloses de color grisós amb un alt contingut fòssil (briozous, rudistes, algues i, esporàdicament, esponges). Entre els macroforaminífers cal destacar la presència d'orbitoids i siderolítids. Els sediments d'aquesta unitat s'han correlacionat amb les zones de foraminífers planctònics de *Globotruncanita elevata*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanita calcarata* i *Globotruncana falsotuarti*, i se'ls ha atribuït una edat Campanià inferior–superior (Caus i Cornella, 1983; Villalonga, 2009).

Sorres, calcàries sorrenques i gresos de la Formació Areny (Pons, 1977). Calcàries sorrenques i calcarenites intercalades amb gresos i microconglomerats amb rudistes, braquiòpodes, orbitoids i siderolítids. La part superior d'aquesta unitat està constituïda per gresos, lignits i calcàries lacustres amb caròfits i gasteròpodes lacustres, que indiquen una etapa de transició vers els medis continentals de la Formació Trepmp (Mey et al., 1968). S'han correlacionat amb la zona de foraminífers planctònics de *Globotruncana falsotuarti* i *Gansserina gansseri* i se'ls ha atribuït una edat Campanià superior–Maastrichtià inferior (Pons, 1977; Caus i Gómez–Garrido, 1989b; Caus et al., 2016).

Grup Trepmp (Mey et al., 1968). Calcàries micrítiques ben estratificades de color grisós que s'alternen amb calcàries amb gasteròpodes i nivells argilosos de color vermellós amb restes de dinosaures a la seva part inferior. El límit Cretaci–Terciari es localitza a l'interior d'aquesta unitat (López–Martínez et al., 2006).

A les serres d'Aubenç i del Turp, les tres unitats inferiors descrites a la serra del Montsec (Formacions Santa Fe, Pardina i Calcàries de La Cova) hi estan escassament representades com a conseqüència de l'existència d'abundants accidents tectònics. A la seva part superior, es poden descriure les següents unitats:

Margues i argiles de la Font de les Bagasses, que a aquesta àrea s'han denominat **Calcàries d'Alinyà** (Solé Sugrañés, 1970) i **Margues i calcàries del barranc de l'Ossa** (Caus et al. 1988). Nivells de gresos a la base, que vers la part superior passen a calcàries gresoses i calcàries margoses i noduloses amb una abundant fauna fòssil, tals com coralls, rudistes i gasteròpodes, i d'entre els macroforaminífers, cal destacar-ne *Orbitoides hottingeri* i *O. santae-pelagiae*, *Lacazina elongata*, *Idalinga antiqua* i *Nummofallotia cretacea*. Caus et al. (1988) atribueixen una edat Santonià superior a aquests sediments, però a Albrich et al. (2014) es demostra que corresponen al Campanià inferior. No obstant això, la part superior de les Margues i calcàries del barranc de l'Ossa es consideren equivalents a la base de les Calcàries de Terradets.

Calcàries de la serra del Turp (Caus et al. 1988). Calcàries noduloses i calcàries bioclàstiques, que a la base són riques en espícules d'esponges, mentre que a la part superior hi predominen els rudistes. Presenten una microfauna molt diversificada representada per *Nummofallotia cretacea*, *Pseudosiderolites cf. vidali*, *Praesiderolites douvillei*, *Orbitoides tissoti* i *O. media*, *Praestorsella roestae*, *Goupillaudina spp.* i *Lepidorbitoides sp.* entre d'altres. Caus et al. (1988) els atribueixen una edat campaniana i l'estableixen equivalent a la Unitat Terradets de la serra del Montsec.

Formació Margues de Perles (Solé Sugrañés 1970). Margues i argiles entre les quals s'alternen nivells de poca potència de gresos de gra fi i limolites. Presència de bivalves, equinoderms i espícules d'esponja. A la part superior, hi ha una abundant presència de macroforaminífers, entre els quals cal destacar *Siderolites aff. calcitrapoides*, *Orbitoides aff. apiculata* i *Lepidorbitoides socialis*. Caus et al. (1988) l'atribueixen al Maastrichtià.

Les unitats **Sorres, calcàries sorrenques i gresos de la Formació Areny (Pons, 1977)** i **Grup Tremp (Mey et al., 1968)** presenten unes característiques similars a les definides a la serra del Montsec.

Tal com s'ha comentat anteriorment, en aquest treball també s'han utilitzat mostres recollides a zones properes a les localitats de Belvès i Larzac (regió de l'Aquitània, sud-oest de França, **figura 2**). Tanmateix, la poca i pobra existència d'afloraments òptims va impossibilitar la realització de seccions estratigràfiques, per la qual cosa es va procedir a recollir algunes mostres de roca aïllades per tal d'estudiar-ne el contingut. En aquest sentit, s'han recollit mostres de dos nivells sedimentaris consecutius que Neumann (1987) va considerar dipositats entre el Santonià i el Campanià inferior: un nivell inferior (mostres amb la numeració Belv-3) constituït per calcàries de coloració grisa i margues amb rudistes i altres bivalves indeterminats, equinoderms, briozous, ostràcodes i macroforaminífers, tals com *Nummofallotia cretacea*, *Vidalina hispànica* i *Orbitoides sanctae-pelagiae*. I un nivell superior (mostra amb la numeració Belv-6) constituït per calcarenites de coloració blanca i grisa amb margues amb equinoderms, braquiòpodes, bivalves, anèl·lids, espícules d'esponja i macroforaminífers, entre els quals cal destacar *Subalveolina dordonica* i *Orbitoides douvillei*.

4. Metodologia de treball

Els resultats que es detallen als articles adjunts del final d'aquesta memòria són el producte d'un metòdic procés de treball que presenta quatre grans etapes, realitzades generalment de forma successiva, si bé algunes vegades s'han dut a terme de forma paral·lela; a) Recerca bibliogràfica; b) Treball de camp; c) Treball de laboratori, i d) Estudi, anàlisi del material i interpretació dels resultats.

4.1. Recerca bibliogràfica

L'estudi bibliogràfic s'ha basat en la recerca dels treballs existents sobre la geologia general i de detall de la zona d'estudi, i dels treballs paleontològics sobre la fauna identificada històricament en aquesta. Així, s'ha pogut obtenir una informació acurada de les característiques geològiques dels Mantells Superiors del Pirineu, dels sediments del Cretaci superior de la làmina encavalcant del Montsec i, especialment, de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses. D'altra banda, els treballs paleontològics, i específicament els de caire micropaleontològic, han permès aprofundir vers l'arquitectura dels gèneres i de les espècies identificades als sediments estudiats a fi de precisar-ne la sistemàtica i establir-ne la repartició bioestratigràfica. L'estudi de les espècies estudiades ha requerit la recerca de bibliografia paleontològica d'altres àrees geogràfiques i d'espècies no localitzades als sediments estudiats per comparació.

4.2. Treball de Camp

La utilització de mapes geològics i ortofotomapes a escala 1:50000, el mateix estudi bibliogràfic i un conjunt de visites prèvies al territori varen permetre escollir les àrees més accessibles, les menys afectades per la tectònica i les més idònies on els sediments de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses presentessin unes fàcies favorables per la presència de macroforaminífers.

Posteriorment, es va procedir a l'aixecament de vuit seccions estratigràfiques al més representatives possible i que, d'oest a est, són (**figura 3**): 1) Congost de Mont Rebei (coordenades UTM ETRS89 31T X: 307891,0 i Y: 4660320,0); 2) Barranc de Clot d'Olsí (coordenades UTM ETRS89 31T X: 311246,8 i Y: 4657201); 3) Congost de Terradets (coordenades UTM ETRS89 31T X: 324903,0 i Y: 4655864,0); 4) Barranc de la Font de la Plata (coordenades UTM ETRS89 31T X: 328852,3 i Y: 4654008,6); 5) Riu Boix (coordenades UTM ETRS89 31T X: 337158,1 i Y: 46533781,1); 6) Riu Segre (coordenades UTM ETRS89 31T X: 360470,0 i Y: 4666903,0); 7) Barranc de l'Ossa (coordenades UTM ETRS89 31T X: 364206,0 i Y: 4668404,0); 8) Riu Perles (coordenades UTM ETRS89 31T X: 367228,7 i Y: 4670604,8). A cada una de les seccions es va mesurar l'orientació dels seus estrats mitjançant la utilització d'una brúixola, es va mesurar la potència de la totalitat dels estrats amb una cinta mètrica i/o la utilització d'una barra de Jacob i es van descriure els estrats a les corresponents llibretes de camp des d'un punt de vista litològic, textural i paleontològic, per tal de definir-ne les estructures sedimentàries i el contingut fòssil (macro i microfòssils) més representatiu. Per a l'estudi micropaleontològic es varen recollir un total de 203 mostres, de les quals 192 són mostres dures i 11 són mostres toves o disgregables. Totes foren degudament etiquetades i referenciades a llurs columnes estratigràfiques per ser analitzades en posterioritat al laboratori. A la columna del congost de Mont Rebei es varen recollir un total de 18 mostres amb la numeració de ME-23 a ME-40; a la columna del Barranc de Clot d'Olsí es varen recollir un total de 41 mostres amb la numeració de CO-28 a CO-68; a la columna del congost de Terradets es varen recollir un total de 56 mostres, amb la numeració de MARG-122 a MARG-177; a la columna del Barranc de la Font de la Plata es varen recollir un total de 37 mostres amb la numeració de SG-7 a SG-43; a la columna del riu Boix es varen recollir un total de 8 mostres amb la numeració de B-1 a B-8; a la columna del riu Segre es varen recollir un total de 12 mostres amb la numeració de CN-1 a CN-12; a la columna del Barranc de l'Ossa es varen recollir un total de 23 mostres amb la numeració de DR-1 a DR-23; i a la columna del riu Perles es varen recollir un total de 8 mostres amb la numeració de AL-1 a AL-8.

Per aprofundir en l'estudi dels macroforaminífers de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses s'ha utilitzat material prèviament recollit al camp per Joan Rossell, Esmeralda Caus, Anna Cornella i Àlex Nogués. Així mateix, també s'ha utilitzat material provinent de Belvès (Belv-3 i Belv-6), recollit per Esmeralda Caus i Jean Paul Colin, i de les Martigues (Bouches du Rhone, sud-est de França), recollit per Lukas Hottinger i Esmeralda Caus, per tal de poder establir una comparació exhaustiva amb el material estudiat en aquest treball. Tot aquest material forma part de la col·lecció de Paleontologia de la Unitat de Paleontologia del Departament de Geologia de la UAB.

A més, es va recollir un total de dotze mostres específiques per a l'estudi dels isòtops d'estronci (veure l'apartat 4.3.4).

4.3. Treball de laboratori

El treball de laboratori presenta quatre fases clarament diferenciades: a) Registre de les mostres; b) Preparació de les mostres; c) Descripció i fotografia de les mostres; d) Aplicació de la tècnica SIS.

4.3.1. Registre de les mostres

Per tal de poder gestionar eficientment el material recollit al llarg de les diverses campanyes de camp, les mostres s'han incorporat a la base de dades de la Unitat de Paleontologia de la Universitat Autònoma de Barcelona.

4.3.2. Preparació de les mostres

La preparació de les mostres ha seguit cursos diferents en funció de si corresponien a mostres consolidades o bé a mostres disgregables.

Les mostres consolidades s'han seccionat al laboratori de làmines primes de la Universitat Autònoma de Barcelona per tal d'obtenir el nombre de làmines primes

necessari per a un òptim estudi de les mostres. En total aquesta memòria ha requerit de la preparació de més de 400 làmines primes.

Les mostres toves o disgregables s'han tractat mitjançant solucions de Peròxid d'Hidrogen (H_2O_2) i aigua, amb proporcions variables en funció de cada mostra, per tal de separar els possibles microfòssils de les fraccions d'argila i matèria orgànica que els contenen. Posteriorment, les mostres s'han filtrat mitjançant tamisos de llums de diàmetre 0.125, 0.21 i 0.35 mm amb la voluntat d'obtenir fraccions de diverses granulometries. Algunes mostres s'han tractat mitjançant ultrasons per tal de separar els microfòssils de possibles residus enganxats a les respectives closques. I, finalment, les mostres s'han classificat, etiquetat i registrat amb cel·les micropaleontològiques per al seu posterior estudi.

Una gran majoria dels exemplars fòssils individualitzats s'ha preparat per tal d'obtenir seccions orientades (axials, equatorials i tangencials) a fi de poder conèixer-ne l'estructura interna. El procés de preparació consisteix a col·locar un portaobjectes de vidre, prèviament polit amb carborúndum (600, 800 i 1000 micres) per incrementar l'adherència dels exemplars a la seva superfície, a una planxa metàl·lica amb una petita fracció de bàlsam fins a arribar a la seva fusió. Seguidament, es col·loca el foraminífer escollit sobre el bàlsam amb la posició que es vol seccionar i, un cop fred, el conjunt es poleix amb carborúndum (1200 micres) fins a obtenir la secció desitjada. Finalment, la mostra s'haurà de netejar i tornar a escalfar a la placa metàl·lica per tal de fondre novament el bàlsam i dur a terme el mateix procés amb l'altra meitat del foraminífer. Un cop obtinguda la secció definitiva amb l'ús d'una lupa binocular, el microfòssil es recobrirà amb un cobreobjectes de vidre.

4.3.3. Descripció i fotografia de les mostres

Un cop les mostres han sigut preparades en funció de la seva naturalesa, s'ha descrit cada una de les làmines i s'ha fotografiat el conjunt d'exemplars existents a cada una d'elles per a la seva posterior descripció i anàlisi mitjançant lupes binoculars de llum transmesa (Wild Heerburg i Leica MDG 28 i Leica Z16 APO),

connectades a una càmera digital (Leica DFC 320). Les fotografies s'obtenen amb unes escales de X12.5 per a microfàcies; X25 i x50 per a exemplars diversos en funció de la seva mida; i X100 i X200 per a detalls dels organismes.

Els exemplars aïllats també es fotografien exteriorment mitjançant un microscopi electrònic d'escombratge (Zeiss Evo MA10) per tal d'aprofundir en aquells detalls que la lupa binocular no permet observar, i els grans que conformen la closca dels foraminífers aglutinats s'han analitzat i identificat mitjançant un microscopi de llum polaritzada (Nikon Eclipse E400). Finalment, el conjunt de les fotografies obtingudes s'ha perfeccionat mitjançant el programari d'editatge d'imatges *Photoshop*. Per a la descripció i a la classificació de les microfàcies s'han seguit els criteris texturals en funció del percentatge de bioclasts, minerals i matriu establerts per Dunham (1962).

4.3.4. Aplicació de la tècnica de SIS

La tècnica SIS consisteix a analitzar la presència d'isòtops $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presents en organismes fòssils de closca calcària i d'origen marí que s'hagin vist afectats al menys possible per processos diagenètics, i s'analitzen mostres que continguin un alt grau de calcita biòtica i poca concentració de magnesi d'origen diagenètic (McArthur, 1994; Veizer et al., 1997) amb la finalitat d'obtenir les edats absolutes dels sediments estudiats i comparar-les amb les escales de temps globals existents (Gradstein et al., 2004; 2012).

Aquesta tècnica d'anàlisi és especialment útil en sediments carbonatats d'aigües somes del Cretaci superior, tal com han demostrat Steuber, 2003; Steuber et al, 2005;. Frijia i Parente, 2008; Schlüter et al, 2008;. Vicedo et al, 2011;. Steuber i Schlüter, 2012; Boix et al, 2011; Caus et al, 2013; Caus et al., 2015, entre altres).

En aquest treball s'han analitzat dotze mostres amb presència de calcita d'origen no diagenètic, és a dir, calcita prèvia al procés de sedimentació i amb poca concentració de magnesi diagenètic, de quatre closques de rudistes, dues closques de braquiòpodes i sis closques de bivalves indeterminats, provinents de

quatre nivells estratigràfics diferents de les seccions estratigràfiques de Clot d'Olsí, de la Font de la Plata i del congost de Terradets. Per al mostreig i la preparació de les mostres s'ha comptat amb l'ajuda del Professor Mariano Parente de la Universitat Federico II de Nàpols (Itàlia) i del Dr. Gianluca Frijia de la Universitat de Potsdam (Alemanya). L'anàlisi s'ha dut a terme a l'Institut de Geologia, Mineralogia i Geofísica de la Universitat del Ruhr (Bochum, Alemanya).

De les dotze mostres, només tres han permès obtenir una edat dels sediments estudiats, les quals corresponen a la mostra FP102, situada de la base de la secció estratigràfica de la Font de la Plata; la mostra FB/FBO/P86, situada a uns cent setanta metres de la base de la secció estratigràfica de Terradets; i P-17, situada a uns cinquanta metres de la base de la secció estratigràfica de Clot d'Olsí (veure la figura 5 a Albrich et al., 2014).

4.4. Estudi, anàlisi del material i interpretació dels resultats

Un cop preparat tot el material, s'han descrit els macroforaminífers seguint els criteris de textura de les closques, arquitectura i estructura interna. En detall s'ha prestat especial atenció als macroforaminífers de paret aglutinada i, entre els de closca lamel·lar perforada, s'han estudiat els atribuïts al gènere *Orbitoides*. Els resultats s'han plasmat en els articles adjunts a aquesta memòria, els quals presenten una descripció estratigràfica precisa dels nivells que conformen la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses, la repartició en el temps i l'espai del conjunt dels macroforaminífers, l'estudi detallat dels macroforaminífers aglutinats amb la discussió de la seva atribució a unitats taxonòmiques superior al gènere i la concreció de les espècies més antigues d'*Orbitoides*, així com la datació dels materials en base a la tècnica del SIS.

5. La Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses

Tal com s'ha expressat en el capítol 3, aquesta unitat està constituïda per margues de coloració grisa i groga, que s'alternen amb calcàries margoses de la mateixa tonalitat i nivells de sorres, i amb un alt contingut fòssil, principalment equinoderms, coralls solitaris i colonials, braquiòpodes, gasteròpodes, rudistes, foraminífers i espícules d'esponja als nivells superiors (**figura 6**). L'estudi i l'anàlisi de la composició litològica i el contingut fòssil de les seccions estratigràfiques estudiades han permès definir cinc subunitats estratigràfiques, que de base a sobre són:



Figura 6. Visió general de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses al congost de Terradets.

Subunitat 1. Sorres de coloració groga, argiles i gresos de gra groller que s'intercalen amb capes de microconglomerats. S'interpreta dipositada en un ambient fluvial i manté un contacte erosiu amb la unitat inferior de Calcàries de la Cova (Caus et al. 1999). Aquesta subunitat està ben representada al Montsec de Rúbies amb una potència màxima de 20 metres a la secció de la Font de la Plata i desapareix vers l'oest de la secció de Terradets. A la part superior de la subunitat s'hi localitzen calcàries gresoses i un abundant contingut de fragments de bivalves que indiquen un ambient de transició entre fluvial i litoral (Clapés, 1997). A la serra d'Aubenç i a la serra del Turp està representada per pocs metres de calcàries gresoses i gresos.

Subunitat 2. Denominada per Caus et al., (1999) com a *Plataforma del Riu Boix*, està constituïda per calcàries noduloses que texturalment corresponen majoritàriament a *packstones* pel·letoïdals, amb una gran abundància de fauna representada per gasteròpodes, bivalves, rudistes, equinoderms, macroforaminífers i esporàdicament espícules d'esponja i algues dasicladals. Entre els macroforaminífers cal destacar la presència de *Pseudolacazina cantàbrica* i *Alexina papyracea*, així com un gran nombre de macroforaminífers aglutinats (**figura 7a**). Aquesta subunitat es localitza a les àrees de la Font de la Plata i del Congost de Terradets, però desapareix cap a l'oest de la serra del Montsec. La subunitat té una potència màxima d'uns 10 metres a la secció Font de la Plata. A les seccions del riu Segre, barranc de l'Ossa i riu Perles està representada per uns dos metres de calcàries margoses.

Subunitat 3. Margues i argiles de coloració grisa i groga que s'intercalen amb calcàries margoses i nodulars de textura *packstone*-peletoïdal amb poca presència de quars i una gran quantitat de fauna representada per macroforaminífers diversos, gasteròpodes, coralls, braquiòpodes, equinoderms, ostreïds, rudistes i altres bivalves indeterminats i algues verdes i rodofícies a la part superior de la subunitat (**figura 7b**). Es diposita concordantment respecte a la subunitat 2 a les àrees de la Font de la Plata i del Pas de Terradets i directament sobre la Unitat de la Cova a les àrees de Clot d'Olsí i de Mont Rebei, on presenta *slumps* intraformacionals ben desenvolupats. La subunitat té una potència compresa entre els 135 i els 210 metres.

Subunitat 4. Nivells de gresos de gra groller, que adopten una morfologia lenticular i de calcàries gresoses que s'intercalen amb margues argiloses i calcàries margoses. A les seccions de Mont Rebei i de la Font de la Plata, la subunitat té una potència d'entre 50 i 100 metres mentre que a les seccions de Clot d'Olsí i de Terradets disminueix fins als pocs metres. La fauna que es localitza en aquesta subunitat és escassa i està representada per una alta fragmentació d'invertebrats i macroforaminífers (**figura 7c**).

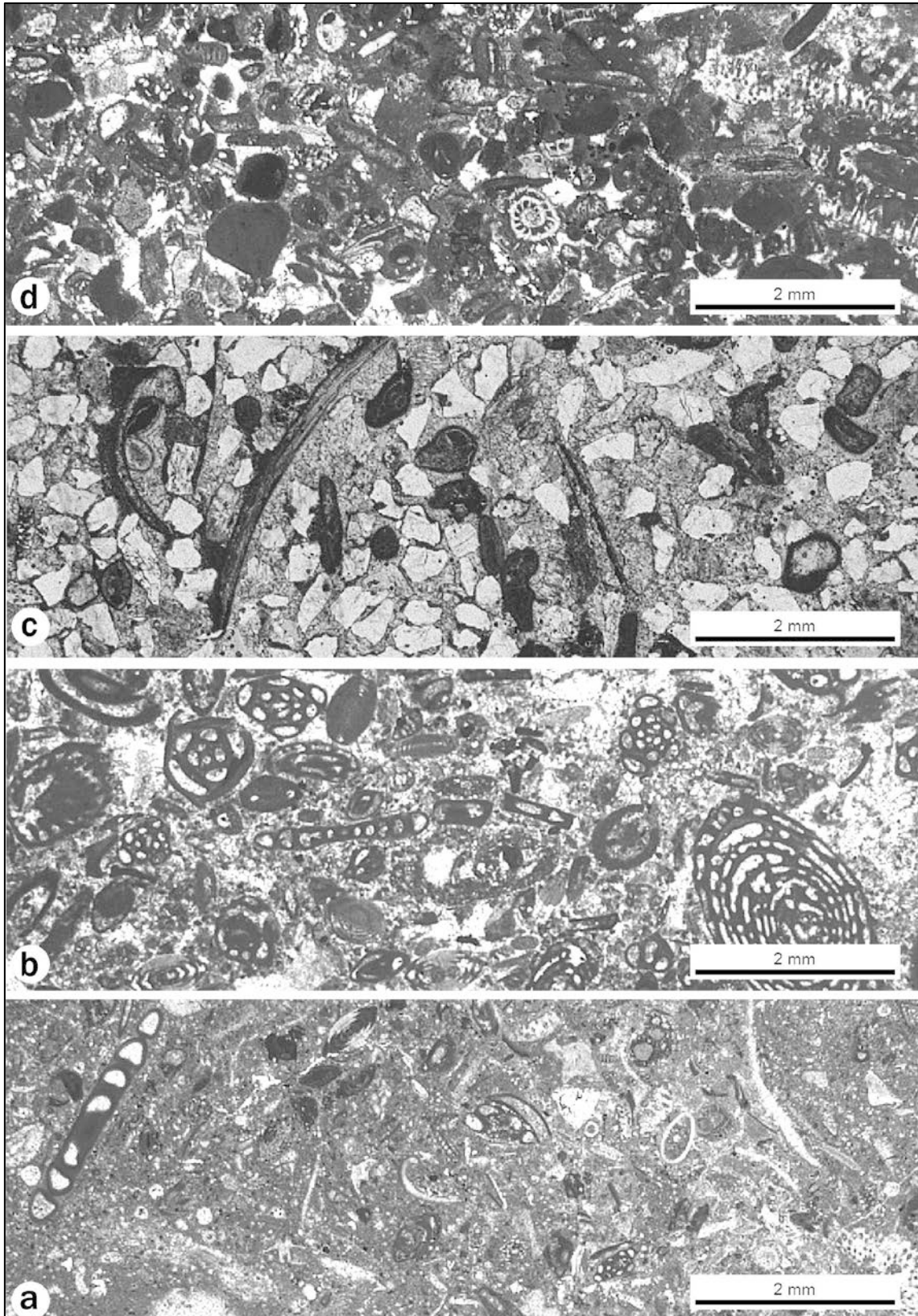


Figura 7. a) Detall de la microfàcies de la subunitat 2. *Packstone* peloidal amb macroforaminífers porcellanats; b) Detall de la microfàcies de la subunitat 3. *Wackestone-packstone* amb *P. sphaeroidea*, foraminífers porcellanats, espícules d'esponja i fragments d'algues dasicladals; c) Detall de la microfàcies de la subunitat 4. Gres amb grans idiomòrfics de quars amb fragments de bivalves; d) Detall de la microfàcies de la subunitat 5. *Packstone-grainstone* amb fragments d'algues rodofícies, briozous i equínids i petits foraminífers.

Subunitat 5. Margues de coloració grisa i groga, calcàries margoses, calcàries noduloses i, esporàdicament, calcàries bioclàstiques de textures *wackestone*, *packstone* i *grainstone* que mantenen un contacte concordant, inferiorment, amb la subunitat 4 i, superiorment, amb la Unitat de Terradets (**figura 7d**). Aquesta subunitat té un potència compresa entre els 75 i els 100 metres i presenta una gran abundància de briozous i espícules d'esponja i formes destacades de macroforaminífers, tals com *Larrazetia larrazeti*, als trams de calcàries margoses i braquiòpodes, bivalves indeterminats i rudistes, equinoderms i formes destacades de macroforaminífers, tals com *Lacazina elongata*, als trams de calcàries noduloses. Els nivells bioclàstics, contenen abundants exemplars de les formes *Praestorsella roestae*, *Praesiderolites praevidali* i *Pararotalia tuberculifera*.

6. Els macroforaminífers de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses

Els dipòsits de la unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses ens han lliurat macroforaminífers aglutinats, porcellanats i lamel·lar-perforats. No obstant això, aquest treball s'ha centrat en el coneixement detallat dels macroforaminífers de paret aglutinada i, entre els lamel·lar perforats, l'estudi s'ha restringit al grup dels orbitoïdids. Mentre que la resta de macroforaminífers han estat classificats i se n'ha establert la repartició temporal. Tal com s'ha fet constar a la introducció d'aquesta memòria, la incidència en l'estudi d'aquests organismes és conseqüència del grau de coneixement de cada un dels grups. Així, hi ha treballs àmpliament detallats sobre els grups més importants de macroforaminífers porcellanats dels sediments de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses; Hottinger et al., (1989), pels lacazínids, i Hottinger i Caus (2009) pels meandropsínids. També hi ha estudis on es tracten alguns grups de foraminífers lamel·lar perforats, com el dedicat al taxó *Praestorsella roestae*, per part de Hottinger i Caus (1993), els dedicats als rotàlids de Boix, (2007) i Boix et al., (2009) i dels siderolítids, per part de Wannier, (1980; 1983) i Robles-Salcedo, (2014).

Dels macroforaminífers aglutinats, se n'han estudiat tots els gèneres presents, seguint la metodologia establerta per Hottinger (1967) per a aquest grup de macroforaminífers. Els gèneres s'han basat en la presència o absència d'elements esquelètics i el tipus d'aquests, i per a les espècies s'han tingut en compte els caràcters biomètrics. La seva classificació a nivell supragenèric també ha estat discutida, i se n'han esmenat en alguns casos les classificacions prèvies.

L'estudi del gènere *Orbitoides* s'ha basat en l'anàlisi de les formes més antigues, conegudes antigament amb el nom de *Monolepidorbitoides*, ja que són les úniques presents en els dipòsits de la Font de les Bagasses. En aquest cas, a part dels espècimens presents a la serra del Montsec (localitat tipus de *O.*

hottingeri), s'han incorporat els espècimens recol·lectats a la serra del Turp, on Astre (1928) va definir l'*Orbitoides sanctae-pelagiae*, forma freqüentment confosa amb *O. douvillei* (Silvestri, 1910), la localitat tipus del qual es troba a Belvès (sud-oest de França). D'aquesta última localitat procedeix també *Orbitoides dordoniensis* (Hofker, 1959). La discussió de la problemàtica per l'estudi d'aquest grup s'ha dut a terme a Albrich et al., (2014).

7. Discussió i conclusions integrades dels resultats

1. Els sediments de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses, que foren històricament atribuïts al Santonià superior (Hottinger, 1966; van Hinte, 1966; Pons, 1977; Caus et al. 1982; Caus i Cornella, 1983; Caus i Gómez-Garrido, 1989a, b; Caus et al. 1999), han estat datats del Campanià inferior mitjançant l'aplicació de la tècnica de SIS. S'han correlacionat amb les zones d'ammonites de *Placenticeras tridorsatum* i *Menabites delawarensis* i la zona de foraminífers planctònics de *Globotruncanita elevata*. S'han utilitzat les escales globals dels temps geològics establertes per Gradstein et al., 2004; 2012.

De les 12 mostres recollides per a l'estudi de l'estrónci, només tres han permès obtenir uns resultats òptims per atribuir l'edat precisa dels sediments de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses. Les mostres que han permès obtenir una edat dels sediments estudiats corresponen a FP102, FB/FBO/P86 i P-17 i indiquen unes edats absolutes de 83.3, 81.36 i 82.59 milions d'anys, respectivament. Per tant, aquest estudi permet datar els sediments de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses com Campanià inferior i, en conseqüència, també als microfòssils que contenen.

2. L'estudi dels macroforaminífers aglutinats de la Font de les Bagasses ha permès identificar un total de cinc gèneres i sis espècies: *Choffatella aff. rugoretis*, *Hemicyclammina chalmasi*, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Cuneolina conica*, *Cuneolina cylindrica* i *Dictyopsella kiliani*.

Respecte a la seva classificació supragenèrica, el gènere *Choffatella* s'ha inclòs a l'interior de la subfamília Choffatellinae, mentre que el gènere *Hemicyclammina* s'ha inclòs a la subfamília Hemicyclammininae. *Pseudocyclammina* s'ha assignat a la subfamília Amijiellinae, atribuïdes totes a la família Spirocyclinidae, a la superfamília Loftusoidea i al subordre Loftusiina. Aquest grup està caracteritzat per formes planoespirals que poden desenrotllar-se i tenen un exosquelet de tipus reticular subepidèrmic. El gènere *Cuneolina* s'ha atribuït a la família Dicyclinidae,

caracteritzada per la disposició biserial de les cambres i el gènere *Dictyopsella* s'inclou a la família Dictyopsellidae, caracteritzada per la disposició troncoespiral de les cambres. Ambdues famílies pertanyen a la superfamília Ataxophagmioidea i al subordre Ataxophagmiina. A més, s'ha esmenat la família Dicyclinidae.

L'avaluació de la validesa o la sinonímia de les espècies primitives del gènere *Orbitoides*: *Orbitoides douvillei* (Silvestri, 1910), *Orbitoides sanctae-pelagiae* (Astre, 1927), *Orbitoides dordoniensis* (Hofker, 1959) i *Orbitoides hottingeri* (van Hinte, 1966) ha permès resoldre la controvèrsia històrica que existia des que Douvillé (1907) va figurar els primers exemplars d'*Orbitoides*. El treball de Douvillé (1907) va precedir un llarg nombre de treballs amb descripcions de noves espècies primitives, no sempre vàlides, del gènere *Orbitoides*, que no sempre s'havien inclòs dins d'aquest.

Com a conseqüència d'aquest estudi, s'ha demostrat la validesa de tres de les espècies descrites: *O. douvillei*, *O. sanctae-pelagiae* i *O. hottingeri*, i la sinonímia d'*O. dordoniensis* amb *O. sanctae-pelagiae*, i s'ha recuperat aquesta última espècie oblidada al llarg del temps. Així, *Orbitoides hottingeri* (Hinte, 1966) es caracteritza per formes de morfologia discoïdal irregular i ondulada amb un diàmetre d'uns 1,1 mil·límetres que desenvolupa una protoclosca i una deutoclosca esfèriques de mida molt similar entre si i una tercera cambra que pot ser considerada una veritable cambra auxiliar, a partir de la qual es comença a desenvolupar un primer i incomplet creixement orbitoïdal de la resta de cambres. *Orbitoides hottingeri* no desenvolupa cambretes laterals; *Orbitoides sanctae-pelagiae* (Astre, 1928) consisteix en formes més grans que *Orbitoides hottingeri*, ja que poden arribar a assolir els 3 mil·límetres de diàmetre amb una morfologia discoïdal i irregular que desenvolupa una protoclosca esfèrica i una deutoclosca hemisfèrica, així com una tercera cambra, a partir de la qual es desenvolupa el creixement orbitoïdal de la resta de cambres. El conjunt format per les cambres embrionàries és més gran que el d'*Orbitoides hottingeri* i desenvolupa incipients cambretes laterals; *Orbitoides douvillei* (Silvestri, 1910) adopta una morfologia lenticular de fins a 3,9 mil·límetres de diàmetre amb un

aparell embrionari ben desenvolupat en la forma típica de *H.* A diferència de les formes anteriors, la deuteroclusca disposa de dues obertures, a partir de les quals s'inicia el creixement orbitoïdal de la resta de cambres, i desenvolupa veritables cambres laterals. *Orbitoides dordoniensis* es considera sinònim de *O. sanctae pelagiae*.

En conseqüència, les espècies *O. hottingeri*, *O. sanctae-pellagiae* i *O. douvillei* se succeeixen en el temps i aquesta successió està caracteritzada pels següents caràcters: 1) l'increment de la mida de la closca adulta en generacions macro i microesfèriques; 2) la transició de morfologies discoïdals irregulars amb l'aparell embrionari no centrat a morfologies lenticulars amb l'aparell embrionari situat a l'equador de la closca; 3) la variació morfològica i l'augment de mida de les cambres embrionàries en les generacions macroesfèriques, i 4) el desenvolupament de *veritables* cambretes laterals, que Astre (1927) va denominar vacuoles).

8. Índex de gèneres i espècies citats

- Alexina papyracea* Hottinger i Caus, 2007
Choffatella aff.rugoretis Gendrot, 1968
Cuneolina conica Orbigny, 1850
Cuneolina cylindrica Henson, 1948
Cyclogira cretacea (Reuss), 1860
Dictyopsella kiliani Munier-Chalmas, 1899
Fascispira colomi Silvestri, 1940
Goupillaudina lecointrei Marie, 1958
Hemicyclammina chalmasi (Schlumberger), 1899
Idalina antiqua Schlumberger i Munier-Chalmas, 1884
Lacazina elongata Schlumberger, 1899
Larrazetia larrazeti Munier-Chalmas, 1899
Lepidorbitoides socialis (Leymerie), 1851
Meandropsina vidali Schlumberger, 1898
Nummofallotia cretacea (Schlumberger), 1899
Orbitoides aff. apiculata Schlumberger, 1901
Orbitoides dordoniensis (Hofker), 1959
Orbitoides douvillei (Silvestri), 1910
Orbitoides hottingeri van Hinte, 1966
Orbitoides media Archiac, 1837
Orbitoides sanctae-pelagiae (Astre), 1927
Orbitoides tissoti Schlumberger, 1902
Pararotalia tuberculifera (Reuss), 1862
Praesiderolites douvillei Wannier, 1983
Praesiderolites praevidali (Andreieff i Neumann), 1983
Praesiderolites santoniensis Wannier, 1983
Praestorsella roestae Visser, 1951
Pseudocyclammina sphaeroidea Gendrot, 1968
Pseudolacazina cantabrica Hottinger Drobne i Caus, 1989

Pyrenerotalia longifolia Boix, 2007

Siderolites aff. calcitrapoides Lamarck, 1801

Subalveolina dordonica Reichel, 1937

Tritaxia tricarinata (Reuss), 1845

Vidalina hispanica Schlumberger, 1899

9. Bibliografia

Albrich, S., Frija, G., Parente, M. i Caus, E. (2014).– The evolution of the earliest representatives of the genus *Orbioides*: Implications for Upper Cretaceous biostratigraphy.– *Cretaceous Research*, vol. 51, p. 22–34.

Astre, G. (1927).– Sur *Monolepidorbis*, foraminifère voisin des Linderines et des Orbitoides.– *Bulletin de la Société géologique de France*, vol. 28, série 4, p. 387–394.

Bataller, J.R. (1950).– Sinopsis de las especies nuevas del Cretácico de España.– *Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. 9, p. 61–164.

Boix, C. (2007).– Foraminíferos rotálicos del Cretácico superior de la Cuenca Pirenaica.– *PhD Thesis*, Universitat Autònoma de Barcelona, 139 p.
<http://www.tdx.cat/bitstream/handle/10803/3442/cbm1de1.pdf?sequence=1>

Boix, C., Frija, G., Vicedo, V., Bernaus, J.M., Di Lucia, M., Parente, M. i Caus, E., (2011).– Larger foraminifera distribution and strontium isotope stratigraphy of the La Cova limestones (Coniacian – Santonian, serra del Montsec, Pyrenees, NE Spain).– *Cretaceous Research*, vol. 32, p. 806–822.

Boix, C., Villalonga, R., Caus, E. i Hottinger, L. (2009).– Late Cretaceous rotaliids (Foraminiferida) from the Western Tethys.– *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, vol. 253/2–3, p. 197–227.

Calonge, A., Caus, E., Bernaus, J.M. i Aguilar, M. (2002).– *Praealveolina*: a tool to date the Cenomanian sediments. *Micropaleontology*, vol. 48, sèrie 1, p. 53–66.

Caus, E., Bernaus, J.M. i Aguilar, M. (1997).– Foraminíferos orbitoidiformes cretácicos.– *Revista Española de paleontología*, vol. 12, sèrie 1, p. 67–79.

Caus, E., Cornella, A. (1983).– Macroforaminifères du Crétacé supérieur du bassin sud-pyrénéen.– *Géologie Méditerranéenne*, vol. 10, p. 137–142.

Caus, E., Cornella, A. i Pons, J.M. (1978).– Foraminíferos bentónicos del Santoniense surpirenaico (Montsec de Rúbies, prov. de Lérida, España). Nueva adscripción genérica de *Dictyopsella chalmasi* Schlumberger.– *Revista Española de Micropaleontología*, vol. 10, núm. 3, p. 453–460.

Caus, E., Frijia, G., Parente, M., Robles–Salcedo, R. i Villalonga, R. (2016).– Constraining the age of the last marine sediments in the late Cretaceous of central south Pyrenees (NE Spain): Insights from larger benthic foraminifera and strontium isotope stratigraphy.– *Cretaceous Research*, vol. 57, p. 402–413.

Caus, E. i Gómez–Garrido, A. (1989a).– Correlation of Larger Benthic and Planktonic Foraminifera of the Late Cretaceous in the South–Central Pyrenees,– *Cretaceous of the western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung*. Ed. J. Wiedman, p. 231–238.

Caus, E. i Gómez–Garrido, A. (1989b).– Upper Cretaceous biostratigraphy of the south–central Pyrenees (Lleida, Spain).– *Geodinamica acta*, París, sèrie 3, vol. 3, p. 221–228.

Caus, E., Gómez–Garrido, A. i Cornella, A. (1982).– Evolución de la Cuenca sedimentaria del Cretácico superior surpirenaico entre los ríos Segre i Noguera–Ribagorzana.– *Cuadernos de Geología Ibérica*, vol. 18, p. 965–977.

Caus, E., Gómez-Garrido, A., Simó, A., i Soriano, K. (1993).– Cenomanian–Turonian platform to basin integrated stratigraphy in the South Pyrenees (Spain).– *Cretaceous Research*, vol. 14, p. 531–551.

Caus, E., Llompart, C., Rosell, J., i Bernaus, J.M. (1999).– El Coniaciense superior–Santoniense inferior de la sierra del Montsec (Pirineos, NE de España).– *Revista de la Sociedad Geológica de España*, vol. 12, núm. 2, p. 269–280.

Caus, E., Parente, M., Vicedo, V., Frijia G. i Martínez, R. (2013).– *Broeckina gassoensis* sp. nov., a larger foraminiferal index fossil for the middle Coniacian shallow–water deposits of the Pyrenean Basin (NE Spain).– *Cretaceous Research*, vol. 45, p. 76–90.

Caus, E., Rodés, D. i Solé Sugañes, Ll. (1988).– Bioestratigrafía y estructura del Cretácico superior de la Vall d'Alinyà (Pirineo oriental, prov. de Lleida). *Acta geológica hispánica*, vol. 23, núm. 2, p. 107–118.

Caus, E., Teixell, A., Bernaus, J.M. (1997).– Depositional model of a Cenomanian–Turonian extensional basin (Sopeira Basin, NE Spain): interplay between tectonics, eustasy and biological productivity.– *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 129, núm. 1, p. 23–36.

Cornella, A. (1977).– Foraminíferos bentónicos del Santoniense del Barranco de la Font de la Plata, Montsec de Rúbies, prov. de Lérida.– *Publicaciones de Geología de la Universidad Autònoma de Barcelona*, núm. 8, 45 pàg.

Dercourt, J., Zonenshain L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sborshchikov, J.M., Boulin, J., Sorokhtin, O., Geyssant, J., Lévrier, C., Biju Duval, B., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Westphal, M., i Lauer, J.P. (1985).– Présentation de 9 cartes paléogéographiques au

1/20000000, s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel.– *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 8, p. 637–652.

Douvillé, H. (1907).– Evolution et enchaînement des Foraminifères.– *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 4, p. 588–602.

Dunham, R.J. (1962).– Classification of carbonate rocks according to depositional textures.– *American Association of Petroleum Geologist Memory*, vol.1, p. 108–121.

Frijia, G. i Parente, M., (2008).– *Reticulinella kaeveri* Cherchi, Radoicic and Schroeder: a marker for the middle upper Turonian in the shallow–water carbonate facies of the peri–adriatic area.– *Bollettino della Società Geologica Italiana*, vol. 127, p. 275–284.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G. i Smith, A.G., (2004).– A Geologic Time Scale 2004.– *Cambridge University Press*, 589 pàg.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, K. i Ogg, G. (2012).– The Geologic Time Scale 2012.– *Elsevier*, volume 2, 1144 pàg.

Hinte, J.E. van. (1966).– *Orbitoides hottingeri* n.sp. from Northern Spain.– *Koninklijke nederlandse Akademie van Wetenschappen Proceedings*, (Series B), vol. 69, núm. 3, p. 388–402.

Hofker, J., (1959). Les Foraminifères des Craies Tuffoïdes de Charente et Dordogne de l'Aquitaine, France du Sud–Ouest.– *Congrès des Sociétés Savantes, Colloque sur le Crétace Supérieur Français*, p. 253–368.

Hottinger, L., (1966).– Foraminifères rotaliformes et Orbitoïdes du Sénonien inférieur pyrénéen.– *Eclogae Geologicae Helvetiae*, vol. 59, p. 277–302.

Hottinger, L. (1967).– Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain.– *Notes et mémoires du service Géologique*, vol. 209, p. 5–168.

Hottinger, L. (1998). Shallow benthic foraminifera at the Paleocene–Eocene boundary.– *Strata*, vol. 9, p. 61–64.

Hottinger, L. (2001).– Learning from the past. A Levi–Montalcini (Ed.), *Frontiers of Life.– Discovery and spoliation of the biosphere*, vol. 4, sèrie. 2.– Academic Press, London and San Diego, p. 449–477.

Hottinger, L. i Caus, E. (1993).– *Praestorsella roestae* (Visser), a foraminiferal index fossil for Late Cretaceous deeper neritic deposits.– *Zitteliana*, vol. 20, p. 213–221.

Hottinger, L. i Caus, E. (2009).– Meandropsinidae, an ophtalmidid family of Late Cretaceous K–strategist foraminifera endemic in the Pyrenean Gulf.– *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, vol. 253, núm. 2–3, p. 249–279.

Hottinger, L., Drobne, K. i Caus, E. (1989).– Late Cretaceous, Larger, Complex Miliolids (Foraminifera) endemic in the Pyrenean Faunal Province.– *Facies*, vol. 21, p. 99–134.

Hottinger, L. i Rossell, J. (1973).– El Cretácico superior del Montsec.– XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología, p. 73–85.

Kaminski, M.A. (2004).– The year 2000 classification of the agglutinated foraminifera.– *Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication*, Bubik, M. i Kaminski, M.A. (ed.), vol. 8, p. 237–255.

Kaminski, M.A. (2014).– The year 2010 classification of the agglutinated foraminifera.– *Micropaleontology*, vol. 60, núm. 1, p. 89–108.

López-Martínez, N., Arribas, M.E., Ropbador, A., Vicens, E. i Ardèvol, L. (2006).– Los carbonatos danienses (Unidad 3) de la Fm. Tremp (Pirineos sur-centrales): paleogeografía y relación con el límite Cretácico–Terciario.– *Revista de la Sociedad Geológica de España*, vol. 19, sèrie .3–4, p. 233–255.

McArthur, J.M., (1994).– Recent trends in strontium isotope stratigraphy.– *Terra Nova*, vol. 6, p. 331–358.

Mey, P.W.H., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J., i Hartevelt, J.J.A. (1968).– “Lithostratigraphic subdivision of post–hercynian diposits in the South–Central Pyrenees, Spain.– *Leidse Geologische Mededelingen*, vol. 41, p. 221–228.

Miller, K.G., Kominz M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie–Blick, N. i Pekar, S.F. (2005).– The Phanerozoic Record of Global Sea–Level Change.– *Science*, vol. 310, p. 1293–1298.

Muñoz, J.A. (1985).– Estructura alpina y herciniana a la zona sud de la vorera del Pirineu oriental.– *Tesis doctoral*, Universitat de Barcelona, 305 pàg.

Neumann M., (1987).– Le genre Orbitoides. I. Reflexions sur les espèces primitives attribuées à ce genre.– *Revue de Micropaléontologie*, vol. 29, p. 220–261.

Nogués, A., (2000).– Biostromas de corales, rudistas y esponjas coralinas del Santoniense del Montsec d’Ares: caracterización estratigráfica, sedimentológica y paleontológica.– *Msc Thesis*, Universitat Autònoma de Barcelona, 216 pàg. No publicada.

Pons, J.M.– (1977).– Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos de Rudistas del Cretácico Superior del Prepirineo de la provincia de Lérida.– *Publicaciones de Geología*. Universitat Autònoma de Barcelona, núm 3, 105 pàg.

Pucéat, E., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., Dromart, G., Reboulet, S. i Grandjean P. (2003).– Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels.– *Paleoceanography*, vol. 18, núm. 2, p. 1–12.

Robles–Salcedo, R. (2014).– La familia siderolitidae (macroforaminíferos del cretácico superior): Arquitectura de la concha, bioestratigrafía, distribución paleoambiental y paleogeografía.– *PhD Thesis*. Universitat Autònoma de Barcelona. 184 pàg.

<http://www.tdx.cat/bitstream/handle/10803/285038/rrs1de1.pdf?sequence=1>

Schlumberger, Ch. (1899).– Note sur quelques foraminifères nouveaux ou peu connus du Crétacé de l'Espagne.– *Bulletin de la Société Géologique de France*, série 3, vol. 27, p. 456–465.

Schluter, M., Steuber, T. i Parente, M., (2008).– Chronostratigraphy of Campanian–Maastrichtian platform carbonates and rudist associations of Salento (Apulia, Italy).– *Cretaceous Research*, vol. 29, p. 100–114.

Seguret, M. (1972).– Étude tectonique des nappes et séries décollés de la partie centrale du versant sud des Pyrénées: Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité.– Publications de l'Université des sciences et techniques du Languedoc (USTELA), vol. 2, 155 pàg.

Seroine–Vivien, M. (1972).– Contribution à l'étude du Sénonien en Aquitaine septentrionale. Ses stratotypes: Coniacien, Santonien, Campanien.– *Éditions du Centre National de la Recherche Scientifique*, série 2, Les stratotypes français, 159 pàg.

Steuber, T. (2003).– Strontium isotope chemostratigraphy of rudist bivalves and cretaceous carbonate platforms.– In: Gili, E. Negra, M.E.H., Skelton, P.W. (Ed.),

North African Cretaceous Carbonate Platform Systems. – NATO Science Series, IV. Earth and Environmental Sciences, vol. 28, p. 229–238.

Steuber, T., Korbar, T., Jelaska, V. i Gusic, I., (2005).– Strontium isotope stratigraphy of Upper Cretaceous platform carbonates of the island of Brac (Adriatic Sea, Croatia): implications for global correlation of platform evolution and biostratigraphy.– *Cretaceous Research*, vol. 26, p. 741–756.

Steuber, T. i Schluter, M. (2012).– Strontium–isotope stratigraphy of Upper Cretaceous rudist bivalves: biozones, evolutionary patterns and sea–level change calibrated to numerical ages.– *Earth–Science Reviews*, vol. 114, p. 42–60.

Teixell, A. i Muñoz, J.A. (2000).– Evolución tectonosedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal del río Noguera–Ribagorçana.– *Revista de la Sociedad Geológica de España*, vol. 13, núm. 2, p. 251–264.

Veizer, J., Buhl, D., Diener, A., Ebner, S., Podlaha, O.G., Bruckschen, P., Jasper, T., Korte, C., Schaaf, M. i Ala, D., Azmy, K. (1997).– Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation.– *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 132, p. 65–77.

Vicedo, V., Frijia, G., Parente, M. i Caus, E. (2011).– The late Cretaceous genera *Cuvillierinella*, *Cyclopseudedomia* and *Rhapydionina* (Rhapydioninidae, Foraminiferida) in shallow water carbonates of Pylos (Peloponnese, Greece).– *Journal of Foraminiferal Research*, vol. 41, p. 41–52.

Villalonga, R. (2009).– Los macroforaminíferos de la plataforma campaniense del margen sur de la cuenca pirenaica (Unidad surpirenaica central), NE de la Península Ibérica.– *PhD Thesis*, Universitat Autònoma de Barcelona, 215 pàg. No publicada.

Wannier, M. (1980).– La structure des Siderolitinae, foraminifères du Crétacé supérieur.– *Eclogae Geologicae Helvetiae*, vol. 73, série 3, p. 1009–1029.

Wannier, M. (1983).– Évolution, biostratigraphie et systématique des Siderolitinae (Foraminifères).– *Revista Española de Micropaleontología*, vol. 15, núm. 1, p. 5–37.

9. Publicacions científiques

L'objectiu d'aquesta tesi doctoral comprèn: a) l'estudi detallat dels gèneres i espècies de macroforaminífers aglutinats de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses; b) l'estudi i la descripció acurada de les espècies més antigues del gènere *Orbitoides*; c) l'establiment de la repartició bioestratigràfica dels macroforaminífers, incloent-hi els macroforaminífers aglutinats, porcellanats i lamel·lar perforats, i d) la datació dels dipòsits de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses.

Els resultats del treball dut a terme es reflecteixen en dues publicacions científiques. La primera (**The evolution of the earliest representatives of the genus *Orbitoides*: Implications for Upper Cretaceous biostratigraphy**), de data 2014, mostra una descripció acurada i detallada dels foraminífers orbitoïdals més antics, que ha contribuït a aclarir la discussió històrica sobre la validesa de les d'espècies definides. I la segona (**Selected agglutinated larger foraminifera from the Font de les Bagasses Unit (Early Campanian), southern Pyrennes**), de data 2015, mostra una descripció detallada tant dels macroforaminífers aglutinats com dels nivells estratigràfics de la Unitat Margues i Argiles de la Font de les Bagasses.

9.1. Article 1: The evolution of the earliest representatives of the genus *Orbioides*: Implications for Upper Cretaceous biostratigraphy.

Revista científica: *Cretaceous Research*

Volum: 51

Pàgines: 22 – 34

Autors: Sergi Albrich, Gianluca Frijia, Mariano Parente i Esmeralda Caus

Índex d'impacte Journal Citation Reports 2014: 1.904

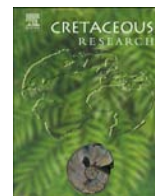
Quartil Journal Citation Reports 2014: 1

Any de publicació: 2014

Data de la recepció de l'article: 11 de febrer de 2014

Data d'acceptació de l'article: 25 d'abril de 2014

Contribució del doctorand: Recerca dels antecedents bibliogràfics, realització del treball de camp, treball de laboratori, preparació del material (seccions orientades) i identificació dels macroforaminífers descrits. Discussió dels resultats i elaboració de les figures i corecció de l'article.



The evolution of the earliest representatives of the genus *Orbitoides*: Implications for Upper Cretaceous biostratigraphy



Sergi Albrich ^{a,*}, Gianluca Frijia ^b, Mariano Parente ^c, Esmeralda Caus ^a

^a Departament de Geologia (Unitat de Palaeontologia), Universitat Autònoma de Barcelona, Facultat Ciències, 08193 Bellaterra, Barcelona, Spain

^b DiSTAR, Università “Federico II”, Largo San Marcellino 10, I-80138 Napoli, Italy

^c Institut für Erd- und Umweltwissenschaften, Universität Potsdam, Germany

ARTICLE INFO

Article history:

Received 11 February 2014

Accepted in revised form 25 April 2014

Available online

Keywords:

Larger foraminifera

Biostratigraphy

Strontium isotope stratigraphy

Late cretaceous

Orbitoides

ABSTRACT

The biostratigraphy of Campanian-Maastrichtian carbonate platforms is largely based on the larger foraminiferal genus *Orbitoides*. However, while the taxonomy and the chronostratigraphic age of the younger species of this genus are well established, there are still many controversies on the earliest species. We have restudied their morphological characters using a large collection of samples from the type-localities and from continuous sections in the southern Pyrenees. Based on these new observations, the long forgotten species *O. sanctae-pelagiae* is reinstated, while *O. dordoniensis* is considered a junior synonym. Successive populations of *O. hottingeri*, *O. sanctae-pelagiae* and *O. douvillei* show gradual morphological changes in time marked by an increase in the size and complexity of the macrospheric embryonal apparatus, an increase of the size of the adult specimens of both generations and the progressive appearance and development of true lateral chamberlets. The Font de les Bagasses Unit in the southern Pyrenees preserves a high-resolution archive of the evolution of the earliest *Orbitoides*. Strontium isotope stratigraphy indicates that the oldest species, *O. hottingeri*, made its first appearance in the earliest Campanian, close to the Santonian-Campanian boundary, and was replaced by *O. sanctae-pelagiae* at a level closely corresponding to the boundary between the *Placenticerias bidorsatum* and *Menabites delawarensis* ammonite zones.

© 2014 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The larger foraminiferal genus *Orbitoides* plays a key role in the dating and correlation of Upper Cretaceous (Campanian-Maastrichtian) shallow-water carbonate platform deposits (van Hinte, 1976; van Gorsel, 1978; Caus et al., 1996 and papers cited therein). Being particularly widespread in open-marine platform margin facies, specimens of *Orbitoides* are occasionally found together with planktic foraminifera and calcareous nannoplankton, which allow their precise chronostratigraphic calibration (Caus et al., 1996). Moreover, the genus *Orbitoides* reached a very wide circumtropical distribution and also one of the widest longitudinal diffusion among Late Cretaceous larger foraminifera (Goldbeck and Langer, 2009). Finally, in analogy with other “orbitoidal” larger foraminifera, the successive species of the genus *Orbitoides* have been mainly defined as morphometrical units (Pignatti, 1998) clearly demarcated by threshold values of biometric parameters of the embryonal apparatus and of the peri-embryonal zone (van

Hinte, 1976; van Gorsel, 1978; Caus et al., 1996). These three merits, i.e. good chronostratigraphic calibration, wide biogeographic distribution, clear species definition, established *Orbitoides* as the foundation of Campanian-Maastrichtian carbonate platform biostratigraphy. However, this successful story does not apply to the oldest representatives of the genus, *O. douvillei* (Silvestri, 1910), *O. sanctae-pelagiae* (Astre, 1927), *O. dordoniensis* (Hofker, 1959), *O. hottingeri* (van Hinte, 1966), previously included in the genus *Monolepidorbis* by some authors. The incomplete knowledge of the architectural differences between the species and the lack of a reliable time correlation between their type-localities (south-west France for *O. douvillei* and *O. dordoniensis*; north-east Spain for *O. sanctae-pelagiae* and *O. hottingeri*, Fig. 1), has so far severely limited their biostratigraphic use. The problems involving the taxonomy and biostratigraphy of the earliest *Orbitoides* has even led some authors (see for instance Zambetakis-Lekkas, 2010) to group them under the informal name *O. pre-tissoti*, with relation to the younger species *O. tissoti* Schlumberger, regarded as the first well-defined species of the genus.

The aims of this paper are: a) to assess the validity or synonymy of the primitive species of the genus *Orbitoides* described so far, on

* Corresponding author.

E-mail address: sergi.albrich@gmail.com (S. Albrich).



Fig. 1. Geographical position of the type-localities of the earliest species currently attributed to the genus *Orbitoides*: 1, *O. douvillei*; 2, *O. sanctae-pelagiae*; 3, *O. dordoniensis* (imprecise locality) and 4, *O. hottingeri*.

the basis of new observations on their architectural characters; b) to document evolutionary trends that could be used in biostratigraphy; c) to constrain the chronostratigraphic age of the species by means of Strontium Isotope Stratigraphy.

The species *Archaeocyclus mid-orientalis*, described by Eames and Smout (1955) from the Middle-East (Kuwait) and transferred by Wittaker et al. (1998) to the genus *Orbitoides*, will not be discussed in this study. The illustrations given by Eames and Smout (1955, p. 510, pl. 11, figs. 7–11), Wittaker et al. (1998, pl. 79, figs. 5–6; pl. 80, figs. 1–4) and Boudagher-Fadel (2008, pl. 5.5, figs. 1–7) are sufficient to confirm its attribution to the genus *Orbitoides* but are not enough for a precise species identification.

The stratigraphical data and the samples used in this paper derive from extensive field studies carried out in the type-locality of each species, complemented by stratigraphical, micropaleontological and chemostratigraphical works on continuous sections in the South Pyrenees. The figured specimens are deposited in the collections of the Universitat Autònoma de Barcelona (PUAB82403–82416).

2. Historical background on the earliest *Orbitoides*

The Late Cretaceous genus *Orbitoides* d'Orbigny in Lyell 1848, is defined as a discoidal, lens-shaped larger foraminifer composed of a median layer of equatorial chamberlets flanked on both sides by layers of low, lateral chamberlets. The equatorial chamberlets alternate in radial position in successive cycles and communicate by means of oblique stolons, disposed in superposed planes parallel to the equatorial plane of the shell. The stolon axes follow a crosswise-oblique system. Each equatorial chamberlet communicates with its neighbours in the previous and following annuli of chamberlets. The lateral chamberlets are arranged in a chessboard pattern. They communicate with the equatorial ones by means of oblique passages placed at the proximal lateral walls of the equatorial chamberlets. Adjacent lateral chamberlets may also be connected to each other by restricted passages.

The genus *Orbitoides* is characterized by a distinct dimorphism. In the type-species of the genus, *O. media*, the megalospheric forms have two thin-walled embryonic chambers enveloped by a thickened wall pierced by six radial stolons that give rise to the first cycle of equatorial chamberlets (auxiliary chamberlets, see p. 129 in Caus et al., 1996, for details). In the microspheric forms, a small proloculus is followed by some biserially arranged chambers, before acquiring the typical pattern of orbitoidal growth.

The earliest morphotypes currently attributed to the genus *Orbitoides* show some remarkable differences with respect to the type-species. They have a distinctly smaller size; their shells are flat discs, frequently slightly undulated and with a lobulate periphery. The external surface of the test is smooth, while *O. media* presents well developed piles between the lateral chamberlets (called erroneously pillars in some previous works, see Hottinger, 2006, for an explanation). Lateral chamberlets are either absent in the oldest *Orbitoides* or are very poorly developed (“vacuoles” in Astre, 1927). The lateral thickening observed in the axial sections of these earliest *Orbitoides* is due to the superposition of outer (supplementary) lamellae in successive steps of growth (Caus et al., 1996).

The embryos of the stratigraphically oldest morphotypes are smaller and simpler than the embryos of the stratigraphically younger species. They consist of two successive spherical or hemispherical chambers of almost the same size. However, in *O. douvillei* the embryos show in equatorial section a typical H-shape similar to that showed by the younger species *O. tissoti* (Schlumberger, 1902). Commonly, embryos are not placed in the equatorial plane, which makes difficult the reconstruction of the earlier stages of growth using thin-sections (Caus et al., 1996; Zambetakakis-Lekkas, 2010).

Based on the particular characteristics of the earliest *Orbitoides*, Astre (1927) erected the genus *Monolepidorbis* (type-species: *M. sanctae-pelagiae*) to differentiate them from the younger, “true” *Orbitoides*, as for instance *O. tissoti* and *O. media*. In the following years, Astre’s idea was followed by most authors (Küpper, 1954; MacGillavry, 1963; Hottinger, 1966 among them). However, after the studies by van Hinte (1966; 1968), the use of the genus *Monolepidorbis* was abandoned and the oldest morphotypes were included again within the genus *Orbitoides* (van Gorsel, 1978; Caus et al., 1996). Hofker (1959) ascribed to the genus *Planorbulina* specimens with the same morphological characters as *Monolepidorbis*, although later the same author (Hofker, 1967) transferred them to *Orbitoides*. Neumann (1987) attributed these morphotypes to the genus *Planorbulina*, d’Orbigny, 1826 or *Planorbulinella* Cushman, 1927, indistinctly.

Besides the controversy in the generic attribution, also the validity of some of the species has been questioned in the literature, as summarised below.

***Orbitoides douvillei* (Silvestri).** Silvestri (1910) named as *Linderina? douvillei* a small orbitoidal foraminifer from the Campanian deposits of Belvès (Dordogne, SW France, Fig. 2), which had been figured before by Douvillé (1907, pl. 18, fig. 18) as *Linderina* sp. Neither Douvillé (1907) nor Silvestri (1910) indicated the exact locality where the samples used to describe the species were collected. In 1927, the same specimen figured by Douvillé (1907) was used by Astre (1927), who revised the species and ascribed it to the new genus *Monolepidorbis*.

Fifty years later, van Hinte (1968) restudied Silvestri’s species. He collected two samples (named Fr 883 and Fr 885 in his paper) close to the railway station of Belvès, and designed the level of the second sample as the type-level of *O. douvillei*. The sample was taken at 5.7 m below the base of the bridge of the railway. van Hinte (1968) indicated for the level with *O. douvillei* a probable late Santonian age.

***Orbitoides sanctae-pelagiae* (Astre).** This species was described by Astre (1927) from the Campanian deposits of the Southern Pyrenees. The type-locality was placed near the Alinyà village, east of the Segre valley (NE of Spain). The author described two varieties: *M. sanctae-pelagiae densa* and *M. sanctae-pelagiae vacuolaris*, the former without “vacuoles” and the latter with small “vacuoles”.

The inconsistencies in Astre’s description, with two varieties from two different stratigraphical levels, and the very poor quality of the figures in his paper were probably the reasons why the new

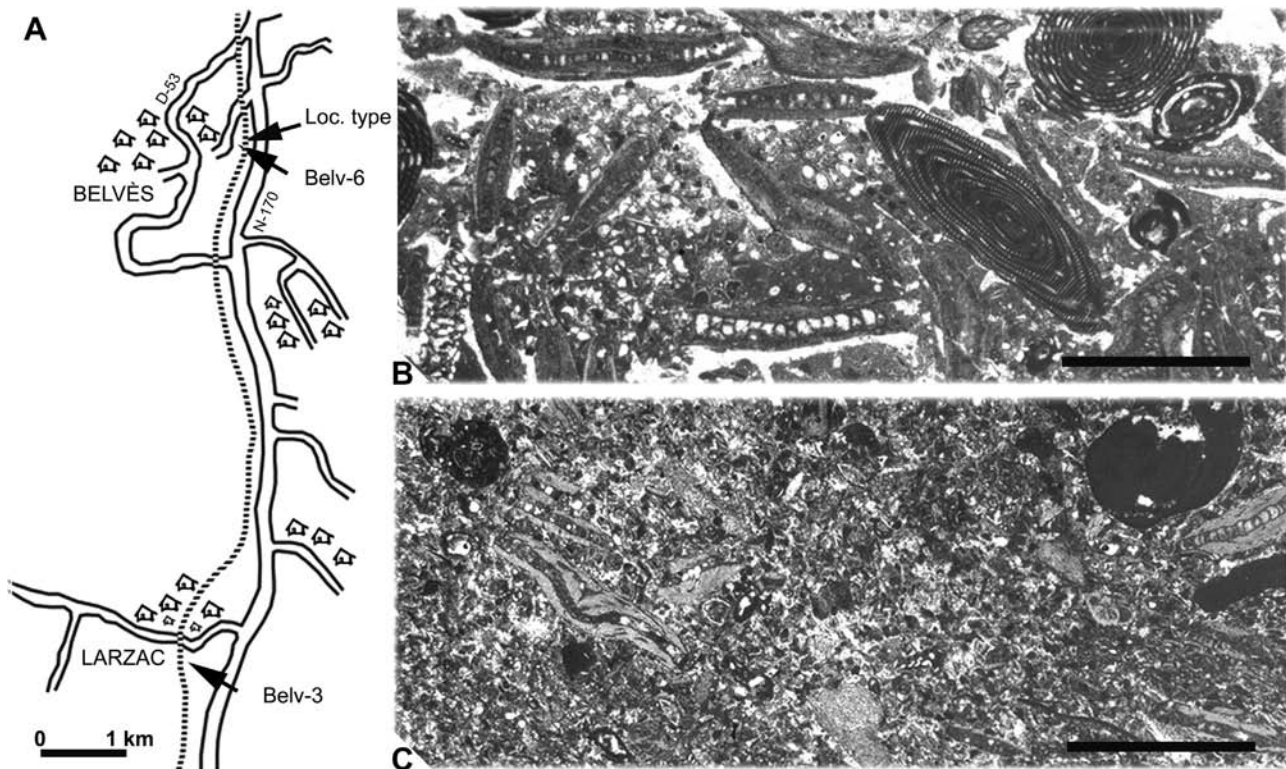


Fig. 2. A: position of the *Orbitoides* samples in the Belvès outcrops. B: grainstone-packstone with detrital quartz grains, very rich in *O. douvillei* and *Subalveolina dordonica*; sample Belv-6. C: wackestone-packstone with *O. sanctae-pelagiae*, small rotaliids and fragments of coralline algae; sample Belv-3. Scale bar is 1 mm for both figures.

species was avoided by most of the following researchers. The species name itself was a source of confusion: *sanctae-pelagiae* comes from the church of Santa Pelagia (south of the type-locality), which is built on *Praealveolina* limestones of Cenomanian age.

Nevertheless, [Hottinger \(1966\)](#) rescued *Astre's* species, figuring under the name of *M. sanctae-pelagiae* two specimens collected in the Segre valley (road C-14) between the Oliana and Organyà villages, in a level stratigraphically equivalent to the type-locality of the species. [Hottinger \(1966\)](#) also mentioned that in the deposits of the Font de les Bagasses Unit (levels 10–11 in his text-fig. 2), in the Terradets gorge (Montsec Mountains, road C-13), *M. douvillei* replaced *M. sanctae-pelagiae* in younger stratigraphic levels. But, in another paper published in the same year, [van Hinte \(1966, p. 400\)](#) “buried” definitively the species *sanctae-pelagiae* concluding that *Astre's* species was a younger synonym of *O. douvillei*.

***Orbitoides dordoniensis* (Hofker).** This species was described by [Hofker \(1959\)](#) from the Santonian of Saintes (SW of France), under the name of *Planorbulina dordoniensis*. Very little is known on its morphology, as the author figured only two schematic drawings corresponding, respectively, to the external aspect and to an axial section ([Hofker, 1959, p. 357, fig. 177A](#)). Moreover, doubts have been raised on the type-locality given by [Hofker \(1959\)](#). In particular [Séronie-Vivien \(1974\)](#) and [Neumann \(1987\)](#) suggested that the type-locality of Hofker's species is not Saintes but an indefinite level in the Santonian–Campanian interval near the Belvès village. In a later paper, [Hofker \(1967\)](#) indicated that, after re-examining the original sample, he was not able to find any other specimen of *O. dordoniensis*. Therefore, the type-locality and the morphological characters of this species remain unknown.

Orbitoides hottingeri van Hinte. [Hottinger \(1966\)](#) figured under the name of *Monolepidorbis dordoniensis* some drawings (text-fig. 8; pl.6, figs 1–4) from samples collected in the level 9 of the Font de les Bagasses unit in the Terradets gorge. The same samples were used by [van Hinte \(1966\)](#) to describe his new species *O. hottingeri*.

Therefore, the type-locality of *O. hottingeri* is the Terradets gorge and the type-level is the lower part of the Font de les Bagasses Unit ([Fig. 3, 4](#)). [Caus et al., \(1996\)](#) indicated that in the southern Pyrenees deposits there are two successive populations of *O. hottingeri*, which they called, respectively, *O. hottingeri* type and *O. aff. hottingeri*. Both populations were considered older than the populations attributed to *O. douvillei*.

3. Provenance of the material

This study of the earliest representatives of the genus *Orbitoides* is based on more than 250 samples collected: a) at the type-locality of each species (for *O. dordoniensis*, whose precise type-locality is unknown, we used samples from Belvès); b) in well exposed continuous sections in the South Pyrenees, where the morphometric evolution of successive populations of *O. hottingeri* and *O. sanctae-pelagiae* could be studied in detail.

Oriented equatorial and axial sections were prepared from specimens isolated from the washing residue of marly and argillaceous limestones. Numerous thin sections were prepared from samples of hard limestones, in order to study the populations of *Orbitoides* in random sections.

3.1. South-west France outcrops

Two levels have been sampled in the trench of the railway between the villages of Larzac and Belvès (see the position of the samples in [Fig. 2](#)). The quality of exposure is rather poor, due to the vegetation cover. The lower level (sample Belv-3) is constituted by grey marly limestones and marls with an abundant fauna of rudists and other indeterminate bivalves, echinoids, bryozoans, ostracods and foraminifera. *Nummofallotia cretacea* (Schlumberger), *Vidalina hispanica* Schlumberger and few *Orbitoides sanctae-pelagiae* have

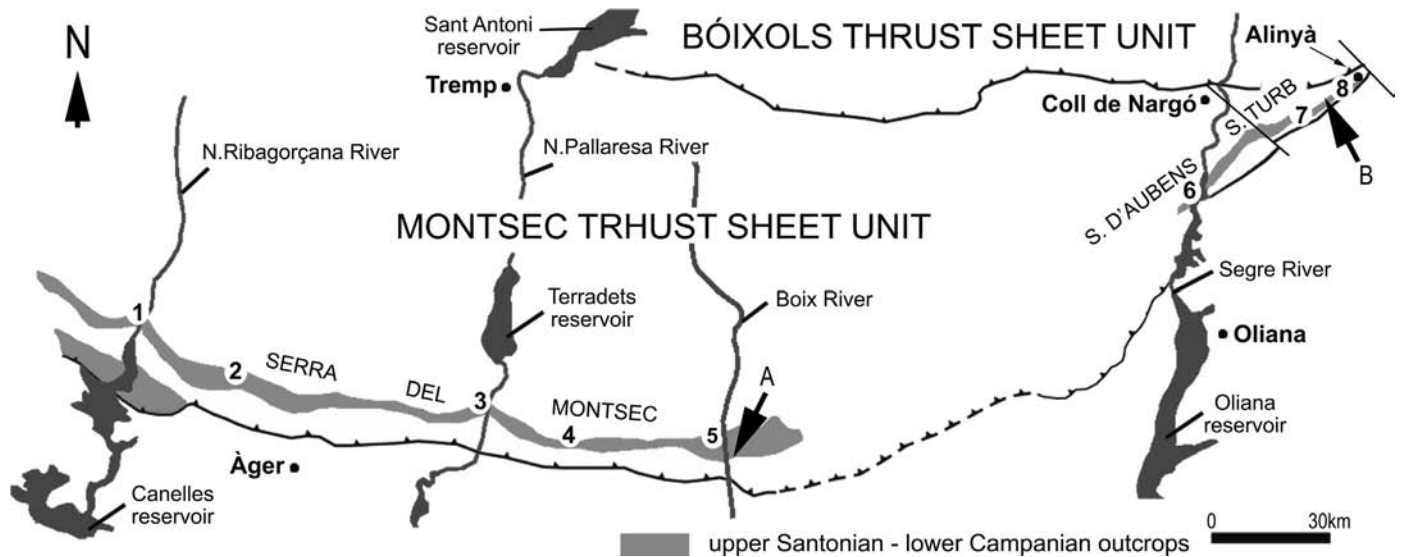


Fig. 3. Early Campanian outcrops in the Montsec Thrust Sheet Unit. The arrows indicate the position of the type-localities of *O. hottingeri* (A) and *O. sanctae-pelagiae* (B). The numbers represent the sections studied in this work: 1, Montrebei gorge; 2, Clot d'Olsí; 3, Terradets gorge; 4, Font de la Plata; 5, Boix River; 6, Segre River; 7, Ossa gully; 8, Perles River.

been identified. Probably the sample used by Hofker (1959) to describe *O. dordoniensis* was taken from this level.

The upper level (sample Belv-6), about 15 m above the first one, is constituted by white to grey sandy limestones and marls with echinoids, brachiopods, bivalves, annelids, sponge spicules and larger foraminifera (mainly *Subalveolina dordonica* Reichel and *O. douvillei*).

The age attributed to the Belvès deposits ranges from the late Santonian to the early Campanian (Neumann, 1987 and references cited therein).

3.2. North-east Spain outcrops

In the Southern Pyrenees the deposits containing *Orbitoides* are very well exposed along the Montsec Thrust Sheet Unit, where eight parallel stratigraphic sections have been analysed and correlated. Sections 1 to 5 have been logged in the Serra del Montsec, while sections 6 to 8 have been logged in the Serra d'Aubens-Serra del Turb (Fig. 3). Outcrops with similar faunal assemblages are present in other tectonic units along the whole Pyrenean chain.

The studied deposits belong to the Font de les Bagasses Unit (Pons, 1977). They rest unconformably on the carbonate deposits of the La Cova unit, whose age is comprised between the Coniacian and the early-middle Santonian (Boix et al., 2011). The Font de les Bagasses unit has an average thickness of 250 m and consists mainly of grey and/or yellow marls, interbedded with marly limestones. In the western sections (3 to 8, Fig. 3), the base of the unit is constituted by 1–15 m of medium-to-coarse grained calcareous sandstones and sands. The Font de les Bagasses Unit contains a rich fauna of foraminifera, echinoderms, brachiopods, solitary corals and bivalves. Levels with oysters and rudists biostromes have been found locally. In some outcrops, nautiloids, sponge spicules and inoceramid fragments are also present in the upper part of the unit. The microfacies are characterized by peloidal wackestones, coarse bioclastic wackestones-packstones and minor packstones-grainstones formed by medium-sized rounded grains (Fig. 4). The genus *Orbitoides* is represented by two successive species: *O. hottingeri* and *O. sanctae-pelagiae*.

The deposits ascribed to the Font de les Bagasses Unit were classically attributed to the upper Santonian (see for instance:

Hottinger, 1966; van Hinte, 1966; Hottinger and Rosell, 1973, Pons 1977; Caus and Cornella, 1983; Wannier, 1983). However, this attribution has been recently questioned. Albrich (2008) identified in the upper part of the Font de les Bagasses unit a siderolitic fauna of early Campanian age. An early Campanian age for the upper part of the unit is supported also by the rudist assemblages (personal communication of J.M. Pons). Integrated nannoplankton and magnetostratigraphy studies from samples taken in the Font de la Plata section suggest similar result (personal communication of J. Dinarés).

4. Strontium isotope stratigraphy

Strontium isotope stratigraphy (SIS) was used to constrain the chronostratigraphic age of the levels with *O. hottingeri* and *O. sanctae-pelagiae* in the Font de les Bagasses Unit (see McArthur et al., 2012 for a recent review on the method). Twelve samples of low-Mg biotic calcite (four rudist, two brachiopod and six undetermined bivalve shells) from four stratigraphic levels at three different localities were analysed for trace elements and Sr-isotopes (Fig. 5). Furthermore, in order to get deeper insight into the diagenetic processes we also analysed the elemental and Sr-isotopes composition of the micritic matrix enclosing the samples. Samples FP (FP3 and FP102) come from the Font de la Plata section (see the location in fig. 5). Sample FP102 is from the base of the Font de les Bagasses Unit. Sample FP3 comes from a level at about 30 m above FP102. Samples FB/FBO/P86 come from closely spaced levels (within a 5 m-thick interval) at about 170 m from the base of the Font de les Bagasses Unit, in the Terradets section. Finally, samples P17 have been collected in the Clot d'Olsí section (see the location in Fig. 5), at about 50 m from the base of the unit.

All the geochemical analyses (ICP-AES for elemental concentration and thermal-ionization mass spectrometry for Sr isotope ratio) were performed at the Institute for Geology, Mineralogy and Geophysics of the Ruhr-University (Bochum, Germany). Details on analytical procedures and the external reproducibility of the ICP-AES analyses can be found in Boix et al. (2011) and Caus et al. (2013). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of our samples have been corrected for interlaboratory bias by adjusting the long term mean of the USGS EN-1 standard measured at the Bochum laboratory to the value of 0.709175 used for the compilation of the “look-up” table of

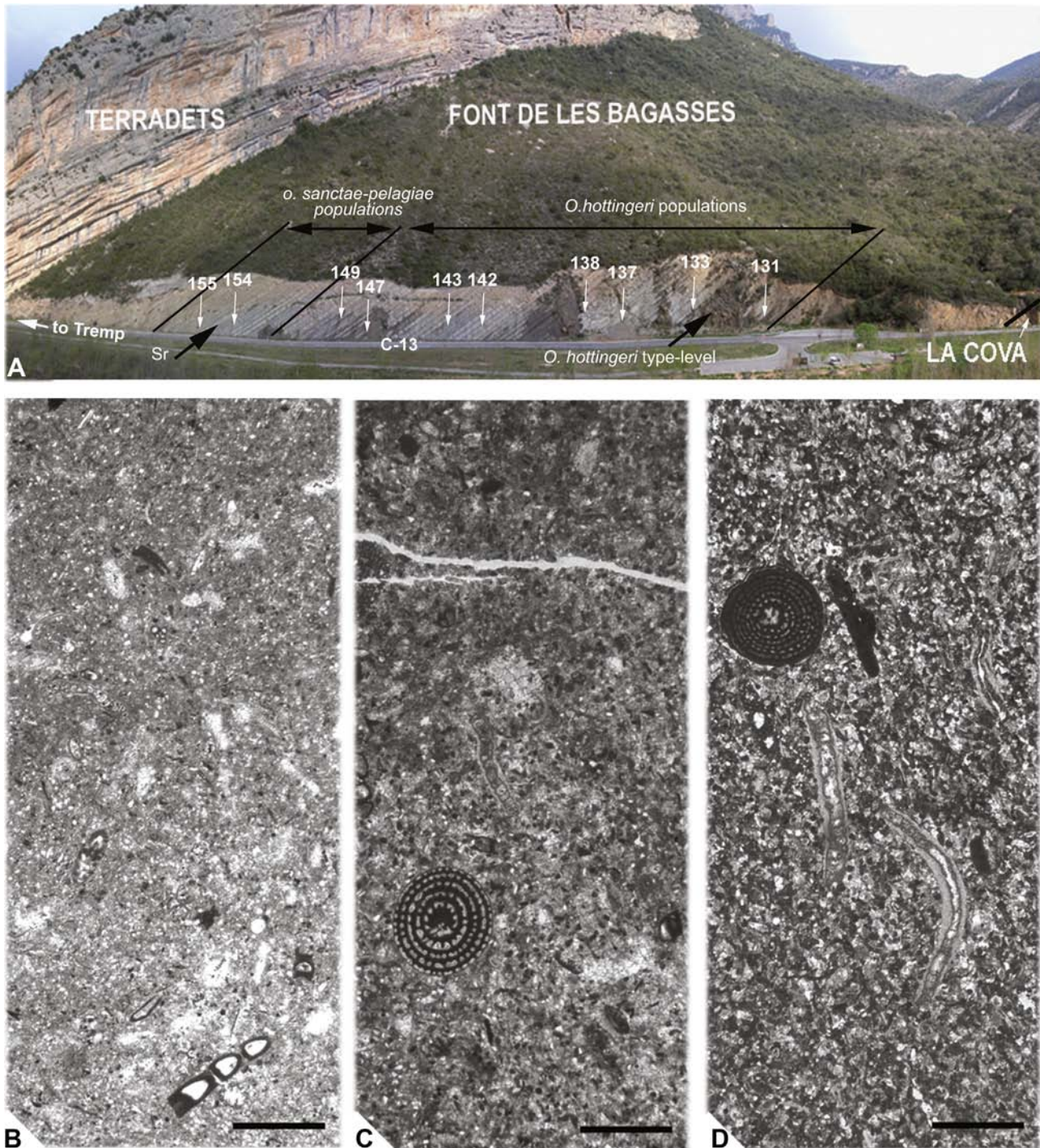


Fig. 4. A: panorama of the Font de les Bagasses Unit on the road C-13 (section of the Terradets gorge). Note the position of the type-level of *O. hottingeri* and the stratigraphical distribution of *O. hottingeri* and *O. sanctae-pelagiae* populations. The samples FB/FBO/P86 (Sr in the figure) were taken from this section. B: skeletal-rich packstone, comprising common benthic foraminifera (*Alexina payracea*, *L. cantabrica*, rotaliids and minor very small *Orbitoides hottingeri*); rare, very fine-grained, detrital quartz grains are observed; sample 131. C: peloidal wackestone-packstone with *O. hottingeri* and *L. elongata* Schlumberger; fine-grained detrital quartz is also present; sample 142. D: peloidal packstone-wackestone with common *Orbitoides sanctae-pelagiae* and minor *Lacazina elongata*. Bivalve and echinoid fragments are also present; sample 155. Scale bar is 1 mm for figures B–D.

McArthur et al. (2001; version 4: 08/04). This look-up table was used to derive the preferred numerical ages of the analysed samples and their 95% confidence limits. Chronostratigraphic ages and ammonite zones are given with reference to the Geological Time Scale of Gradstein et al. (2004), to which the “look-up” table of McArthur et al. (2001) was calibrated.

SIS has proven especially useful in dating and correlation of Upper Cretaceous shallow-water carbonates (Steuber, 2003;

Steuber et al., 2005; Frijia and Parente, 2008a; Schlüter et al., 2008; Vicedo et al., 2011; Steuber and Schlüter, 2012; Vicedo et al., 2013) and has been successfully applied also in the southern Pyrenees (Boix et al., 2011; Caus et al., 2013). For this work we carefully selected in the field fossil shells composed of well preserved low-Mg biogenic calcite, which is considered the most suitable material for SIS (McArthur, 1994; Veizer et al., 1997). The preservation of the analysed fossils was evaluated using an accurate

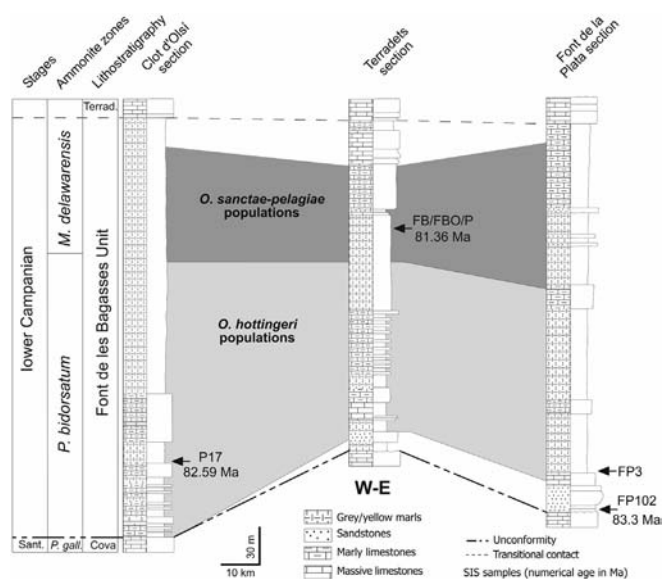


Fig. 5. Schematic logs of the Font de les Bagasses Unit in three selected sections (see their geographical location in Fig. 3): Clot d'Olsí (section 2), Terradets gorge (section 3) and Font de la Plata (section 4), with the position of the SIS-samples and the stratigraphic distribution of the *O. hottingeri* and *O. sanctae-pelagiae* populations.

diagenetic screening, following the procedure described in detail in previous works (Frijia and Parente, 2008b; Boix et al., 2011), which integrates petrographic observations and geochemical data. Diagenesis of biogenic low-Mg calcite usually results in a pattern of decreasing Sr concentration and increasing Mn and Fe concentration and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (Brand and Veizer, 1980; Al-Aasm and Veizer, 1986). This pattern is evident in our dataset. The samples of micritic matrix, which can be considered a mixture of diagenetic material, show higher Fe and Mn concentration, lower Sr content and more radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compared to the low-Mg calcite of well preserved shells (see Table 1). In this work we used concentration values of Sr >800 ppm, Fe <250 ppm and Mn <50 ppm as thresholds to discriminate between preserved and altered samples.

Samples FP3, FB2(A), FB and FB(NC) were not used for SIS because of their very high Fe concentration. Moreover, their Sr-isotope ratios are distinctly more radiogenic than those of well preserved shells from the same sample and in some cases they are very close to, or even higher than, the values of the micritic matrix (see Table 1), which further supports their diagenetic alteration.

Sample FBO-B has an Mn concentration of 105 ppm, which is above the threshold chosen for well preserved shells. However,

petrographic observations show no evidence of alteration. Moreover, this sample has the lowest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value between the samples from the Terradets section and its value is within analytic error from other well preserved shells from the same stratigraphic level. For this reasons we accepted this sample for SIS. For the same reasons we accepted also sample FP102-A despite its above-threshold Fe concentration.

Numerical ages for the levels containing the studied samples were obtained from the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mean value of each level, using the look-up table of McArthur et al. (2001, version 4: 08/04). Minimum and maximum ages (see Table 2) were obtained by combining the analytical error with the statistical error associated with the reference curve (see Steuber, 2003, for an explanation of the procedure).

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mean value of 0.707456 for the level containing samples FP 102 gives a numerical age of 83.30 Ma, which corresponds to the lowermost part of the *Placenticerus bidorsatum* ammonite zone, in the earliest Campanian, very close to the Santonian-Campanian boundary. The mean $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value for samples P17 (0.707469) gives an age of 82.59 Ma, which corresponds to the middle part of *Placenticerus bidorsatum* ammonite zone, in the early Campanian. Finally, the mean $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value of 0.707491 for the interval containing samples FB/FBO/P86 gives an age of 81.36 Ma, which corresponds to the lower part of the *Menabites (Delawarella) delawarensis* ammonite zone, in the upper part of the Early Campanian.

Based on these SIS data, the age of the Font de les Bagasses Unit is most probably early Campanian also in the lowermost levels (Fig. 5), which had been so far dated as late Santonian (Hottinger, 1966; van Hinte, 1966; Hottinger and Rosell, 1973; Pons, 1977; Caus and Cornella, 1983; Wannier, 1983; Caus et al., 1988). Moreover the SIS age of samples FB/FBO/P86 indicates that the level where the first populations of *O. sanctae-pelagiae* replace *O. hottingeri* can be approximately correlated to the boundary between the *Placenticerus bidorsatum* and *Menabites delawarensis* zones, in the upper part of the early Campanian (Fig. 5).

5. Remarks on the earliest *Orbitoides* species (from oldest to youngest)

Orbitoides hottingeri VAN HINTE, 1966 (Fig. 6)

1927 *Monolepidorbis sanctae-pelagiae* var. *densa* Astre, p. 388, pl. 20, figs. 1–12

1966 *Monolepidorbis dordoniensis* (Hofker), Hottinger p. 295, pl. 6, figs. 1–4; text figs. 8a–b, e.

1966 *Orbitoides hottingeri* van Hinte, p. 338, pl. 1, figs. 1–4; pl. 2, figs. 5–9.

Table 1

Elemental and isotopic composition of shell fragments and micrite matrix from the Font de las Bagasses unit.

Sample	Locality	Component	Mg ppm	Sr ppm	Fe ppm	Mn ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 s.e. ($\times 10^{-6}$)
FP3	Font de la Plata	ind. bivalve	3571	1009	1720	71	0.707491	7
FP102-A	Font de la Plata	ind. bivalve	971	888	365	45	0.707455	6
FP102B	Font de la Plata	ind. bivalve	na	na	na	na	0.707457	6
FP102M	Font de la Plata	matrix	2510	494	5906	414	0.707585	7
FBO-C	Font de las Bagasses	ind. bivalve	1408	1486	210	15	0.707491	7
FBO-B	Font de las Bagasses	ind. bivalve	5534	1068	231	105	0.707487	7
P86	Font de las Bagasses	rudist	2093	1468	95	8	0.707500	7
FB 2 (A)	Font de las Bagasses	rudist	4234	1434	567	20	0.707509	7
FB	Font de las Bagasses	brachiopod	1072	645	234	20	0.707525	7
FB (NC)	Font de las Bagasses	brachiopod	1633	830	1146	82	0.707525	6
FBO+5	Font de las Bagasses	ind. bivalve	1585	1682	69	8	0.707485	6
FBO-M	Font de las Bagasses	matrix	4846	642	1511	140	0.707517	7
P17-A	Clot d'Olsí	rudist	1393	1625	127	10	0.707472	6
P17-B	Clot d'Olsí	rudist	2104	1515	151	6	0.707467	7
P17-M	Clot d'Olsí	matrix	5001	1040	840	72	0.707490	7

Samples accepted as pristine are given in bold character. na: not available. The Sr isotope ratios measured in the lab have been corrected for interlaboratory bias (see text).

Table 2
Strontium isotope stratigraphy of the Font de les Bagasses unit.

Sample	Locality	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 s.e. ($\times 10^{-6}$)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mean	2 s.e. mean ($\times 10^{-6}$)	Min	Age (ma) Preferred	Max
FP102-A	Font de la Plata	0.707455	6					
FP102B	Font de la Plata	0.707457	6	0.707456	7 ^a	82.61	83.30	84.43
FBO-C	Font de les Bagasses	0.707491	7					
FBO-B	Font de les Bagasses	0.707487	7					
P86	Font de les Bagasses	0.707500	7					
FBO+5	Font de les Bagasses	0.707485	6	0.707491	7	80.48	81.36	82.04
P17-A	Clot d'Olsí	0.707472	6					
P17-B	Clot d'Olsí	0.707467	7	0.707469	7 ^a	81.91	82.59	83.26

Numerical ages from McArthur et al. (2001; look-up table version 4: 08/04). Minimum (min) and maximum (max) age are obtained by combining the analytical error with the statistical error associated with the reference curve.

^a When the mean is calculated from less than 4 samples, its error (given as 2 s.e.) is set as not better than the maximum error of single measurements, i.e. 7×10^{-6} s.e.

1987 *Planorbulina cretae* (Marsson), Neumann, pl. 1, figs. 2–5, pl. 2, figs. 1–10.

The specimens attributed to this species are mainly thin discs with lobulate periphery, although some of them appear as low cones. The specimens from the type-level have an average diameter of 1.1 mm. An increase of size from the lower to the middle part of the Font de les Bagasses Unit is observed in the studied samples. The few centred equatorial sections show a spherical proloculus followed by a second chamber approximately of the same size. This ensemble is followed by a third chamber that, in well preserved specimens, shows already orbitoidal apertures on each side. This third chamber, which can be considered an auxiliary chamber, gives rise to the first, incomplete annulus of orbitoidal chamberlets. Specimens showing a spiral or a biserial arrangement, as mentioned in previous literature on this species, have not been observed in the studied samples, which include the topotypes. The dimorphism is not clearly observed. The earliest chambers do not differ in size from the adult ones. The specimens of *O. hottingeri* have thick lamellar walls covering the equatorial chamberlets, but they do not present any lateral chamberlet (“vacuoles” sensu Astre, 1927).

O. hottingeri appears in the lower part of all the sections studied in the South Pyrenees (Fig. 5). At the base of the sections it is associated to *Alexina papyracea* Hottinger and Caus, “*Cuneolina*” *cylindrica* Henson, *Eofallotia simplex* Hottinger and Caus, *Hemicyclammina chalmasi* (Schlumberger), *Lacazina cantabrica* Drobné, Hottinger and Caus, *Nummofallotia cretacea* and *Pseudocyclammina* aff. *sphaeroidea* Gendrot. Probably, sample 56 of Hofker (1967, text-fig. 1) comes from this stratigraphic level. Higher up in the sections, *L. cantabrica* and *A. papyracea* disappear and *O. hottingeri* is associated to *Fascispira schlumbergeri* Hottinger and Caus and *Lacazina elongata* Schlumberger. *Orbitoides hottingeri* has not been found in the Belvès samples.

***Orbitoides sanctae-pelagiae* (ASTRE), 1928 (Figs 7, 8, 9a–f)**

1927 *Monolepidorbis sanctae-pelagiae* var. *vacuolaris* Astre, p. 388, pl. 20, figs. 1–12

1959 *Planorbulina dordoniensis* Hofker, p. 303, fig. 177A.

1966 *Monolepidorbis sanctae-pelagiae* Astre, Hottinger p. 295, pl.6, fig. 5; text fig. 8c–d.

1967 *Orbitoides dordoniensis* (Hofker), p. 243, pl. 2, figs. 3–10.

1987 *Planorbulina dordoniensis* Hofker, Neumann, p. 235–238, pl. 4, fig. 5.

1988 *Orbitoides hottingeri* van Hinte, Caus, Rodés and Solé-Sugrañes, pl. 1, fig. 1.

2010 *Orbitoides pre-tissoti* Zambetakis-Lekkas, fig. 4/1.

O. sanctae-pelagiae differs from the older species *O. hottingeri* in the larger size of the adult specimens. The specimens from the type-level have an average diameter of 3.0 mm, but specimens reaching no more than 1.5 mm have been observed in the lower range of this species, close to the levels containing *O. hottingeri*. The *O. sanctae-pelagiae* populations show a spherical protoconch

followed by a larger, slightly hemispherical deuteroconch. The second chamber has only one aperture that communicates with the third one, which gives rise to the first annulus of typical orbitoidal growth. The embryo is bigger than in *O. hottingeri*, which permits in well preserved equatorial sections to identify and separate clearly the specimens of *O. sanctae-pelagiae* from those of *O. hottingeri*. The shape of the test is a more regular disc, compared to the lobulate periphery of *O. hottingeri*. Lateral compartments are present in the axial sections. Nevertheless, how these compartments are formed in detail is at the moment unknown. Observations of thin sections at the highest magnification under the optical microscope and of polished specimens at the SEM indicate that the primary wall of these small lateral compartments are formed by two lamellae, inner and outer, as the lateral chamberlets in younger species of *Orbitoides* (Caus et al., 1996). Therefore, they have to be considered true lateral chamberlets.

In the Pyrenean sections, which include the type-locality (Fig. 3), the populations of *O. sanctae-pelagiae* occur always in levels stratigraphically above the populations of *O. hottingeri*. They are associated to “*C.*” *cylindrica*, *N. cretacea*, *H. chalmasi*, *F. schlumbergeri*, *L. elongata* and “*Peneroplis*” *giganteus* Gendrot.

In the Belvès outcrops, *O. sanctae-pelagiae* has been observed only in our sample Belv-3 (Fig. 2b), where it is associated to *Dictyopsella* sp., *Goupillaudina* spp., rotaliids and few *S. dordonica*. The morphologic characters shown by the pictures figured by Hofker (1959) under the name of *Planorbulina dordoniensis* seem to indicate that this species is synonymous of *O. sanctae-pelagiae*.

***Orbitoides douvillei* (Silvestri), 1910 (Fig. 9 g–k)**

1910 *Linderina? douvillei* Silvestri, p.118.

1968 *Orbitoides douvillei* van Hinte, pl.1, 2, fig. 2,3

1987 *Orbitoides tissoti* (Schlumberger), Neumann, pl. 4, Fig. 11, 13

O. douvillei is a lens-shaped species with an average adult diameter of 3.9 mm, although the size variation within the same sample is important: specimens less than half the average diameter have been observed. Adult specimens appear frequently eroded and the last annuli of chambers are missing. The embryo has the typical H-shape comparable to the embryo of the younger species *O. tissoti*. These chambers are enveloped by a thick wall formed by the superposition of the outer lamellae of successive growth steps. The second chamber, different from the previously mentioned species (*O. hottingeri* and *O. sanctae-pelagiae*), has two apertures, which permit to reach the first cycle of orbitoidal chamberlets in an earlier step of growth. This species has true lateral chamberlets, although they are less developed than in the younger species *O. tissoti*.

O. douvillei is known from several localities in the Aquitanian Basin. In the type-locality (Belvès, Dordogne, SW France) *O. douvillei* is associated to *Subalveolina dordonica*, *Broeckina dufenoyi* (D'Archiac), *Praestorsella roestae* (Viser), *Goupillaudina* sp., *N. cretacea* and *F. schlumbergeri*. In our samples from the southern Pyrenees *O. douvillei* has not been found.

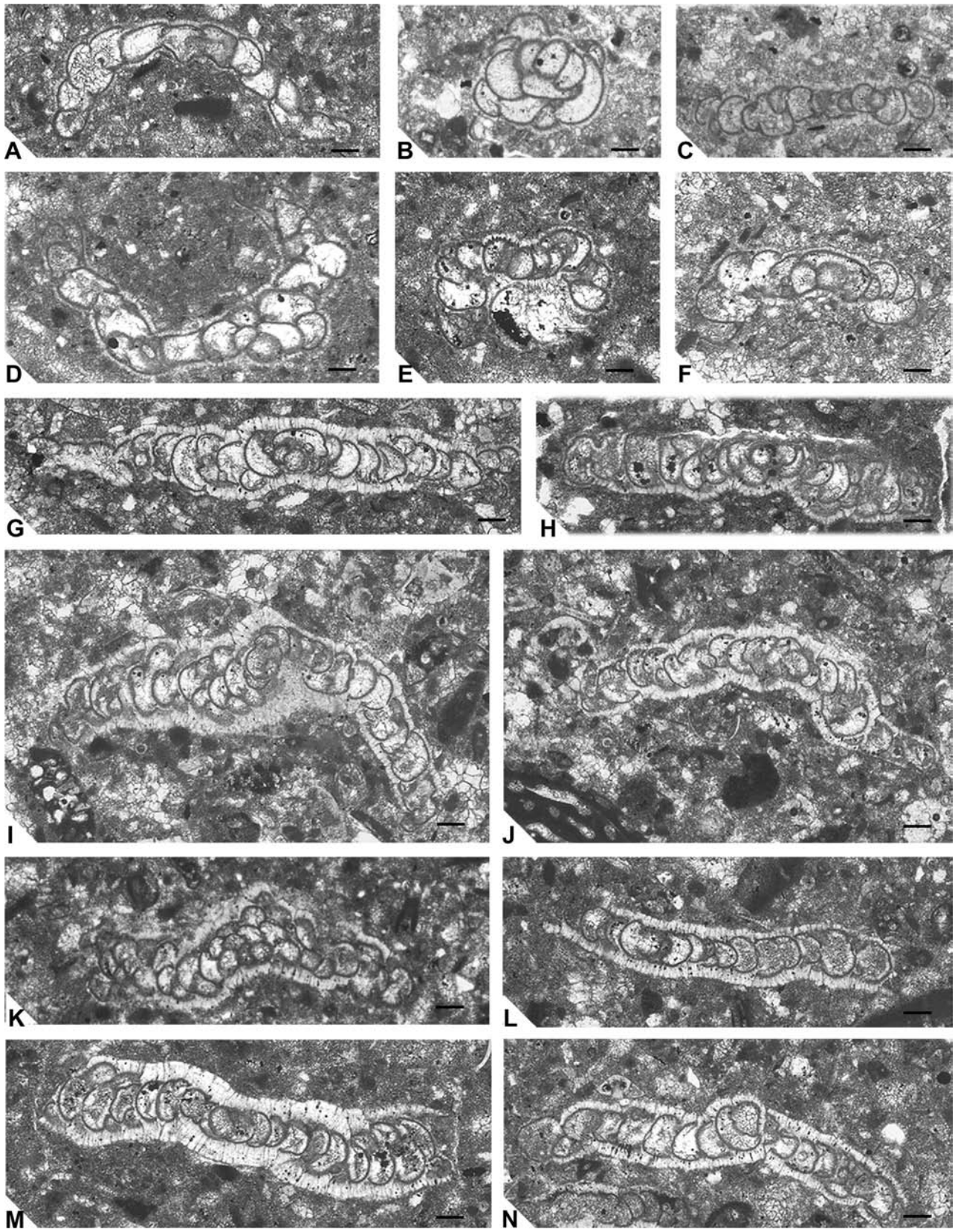


Fig. 6. *O. hottingeri* van Hinte. A: oblique, non-centred section; B, C: earliest chambers in oblique sections; D: subaxial section; e: early steps of growth in an oblique section; J: subaxial section; G, H, L, M, N: nearly axial sections; I, J, K: oblique sections. All the figured specimens are from samples of the Terradets Gorge section, A, D–F: 82404 LP01.(01–03); B: 82407 LP01.01; C: 82407 LP02.01; G: 82408 LP01.01; H: 82409 LP01.01; I, J: 482410 LP01.(01–02); K, L–N: 82411 LP01.(01–03); M: 82412 LP01.01 (see the position of samples in fig. 4). Scale bar is 0.1 mm.

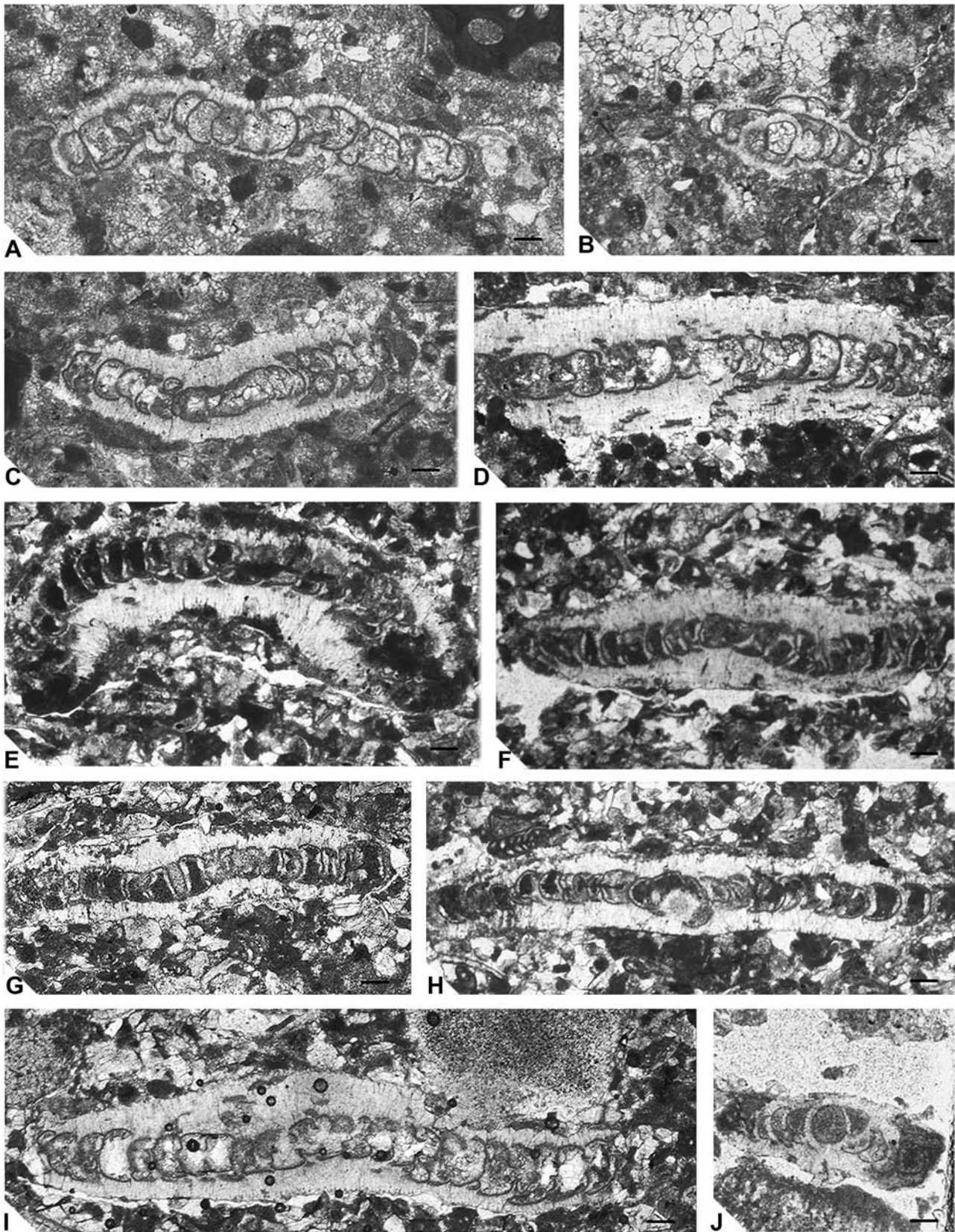


Fig. 7. *O. sanctae-pelagiae* (Astre). A: subaxial section; B: embryo and third chamber in a tangential-oblique section; C: oblique section, almost subaxial; D: fragment of a subaxial section showing the small lateral chamberlets; E: oblique section; F–I: subaxial sections; J: detail of the first chambers in an axial section. All the samples from the Terradets gorge section. A: 82413 LP01.01; B–C: 482413 LP02.(01-02); D–J: 82406 LP01.(01-07) (see position of samples in [fig. 4](#)). Scale bar is 0.1 mm.

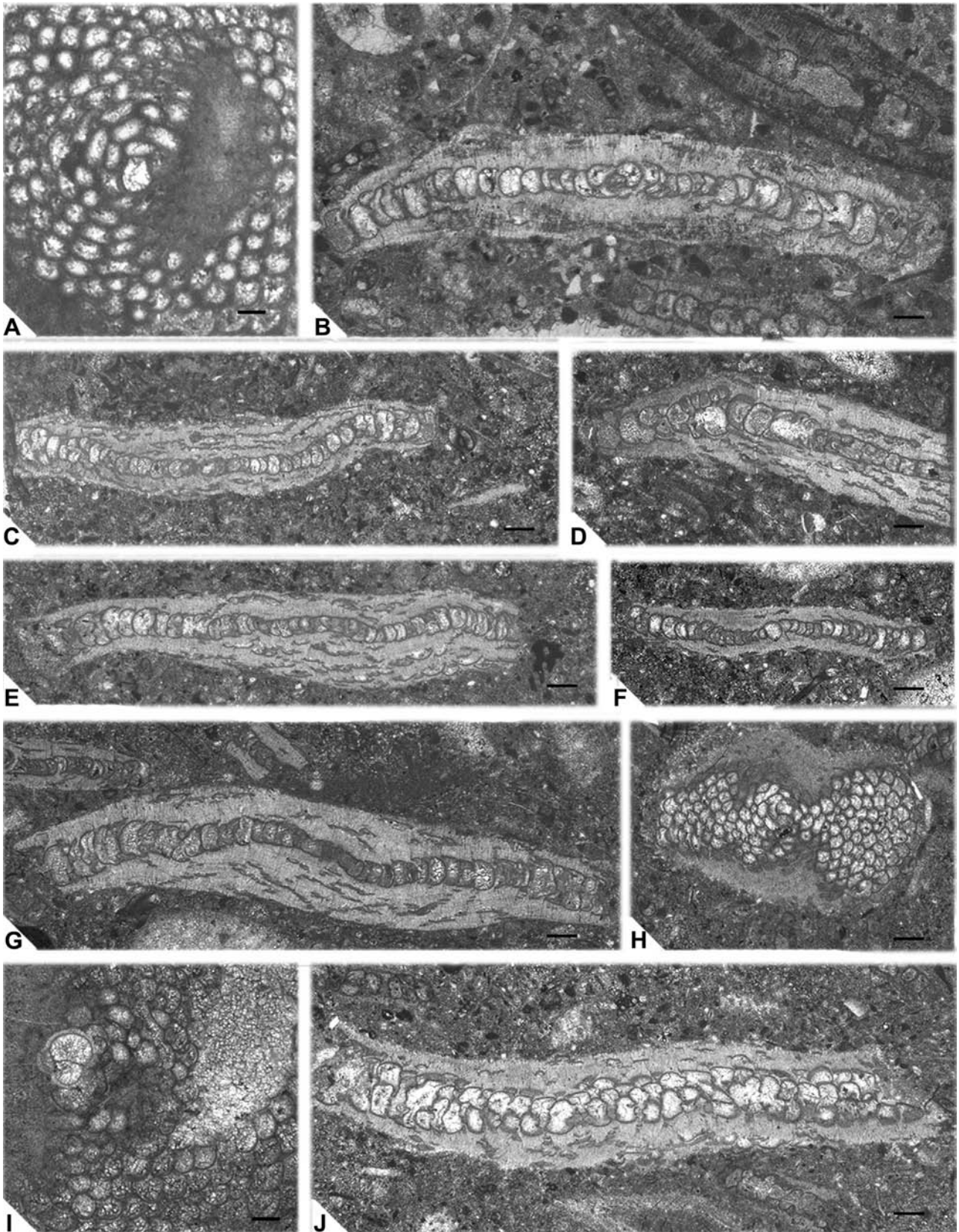


Fig. 8. *O. sanctae-pelagiae* (Astre). A: almost equatorial section of the first chambers from an isolated specimen; B–E, G: subaxial sections showing the development of the small lateral chamberlets; F: axial section of a small specimen; H: almost equatorial section of the first chambers from an isolated specimen; I: detail of the embryo, J: fragment of one oblique section. All the figured specimens come from samples of the Ossa gully, from levels equivalent to the Terradets gorge ones. A: 82414 LP01.01; B: 82415 LP01.01; C, E–F, H, J: 82416 LP01.(01–06); D–G: 82416 LP02.(01–02). A, I: scale bar is 0.1 mm. B–H, J: scale bar is 0.2 mm.

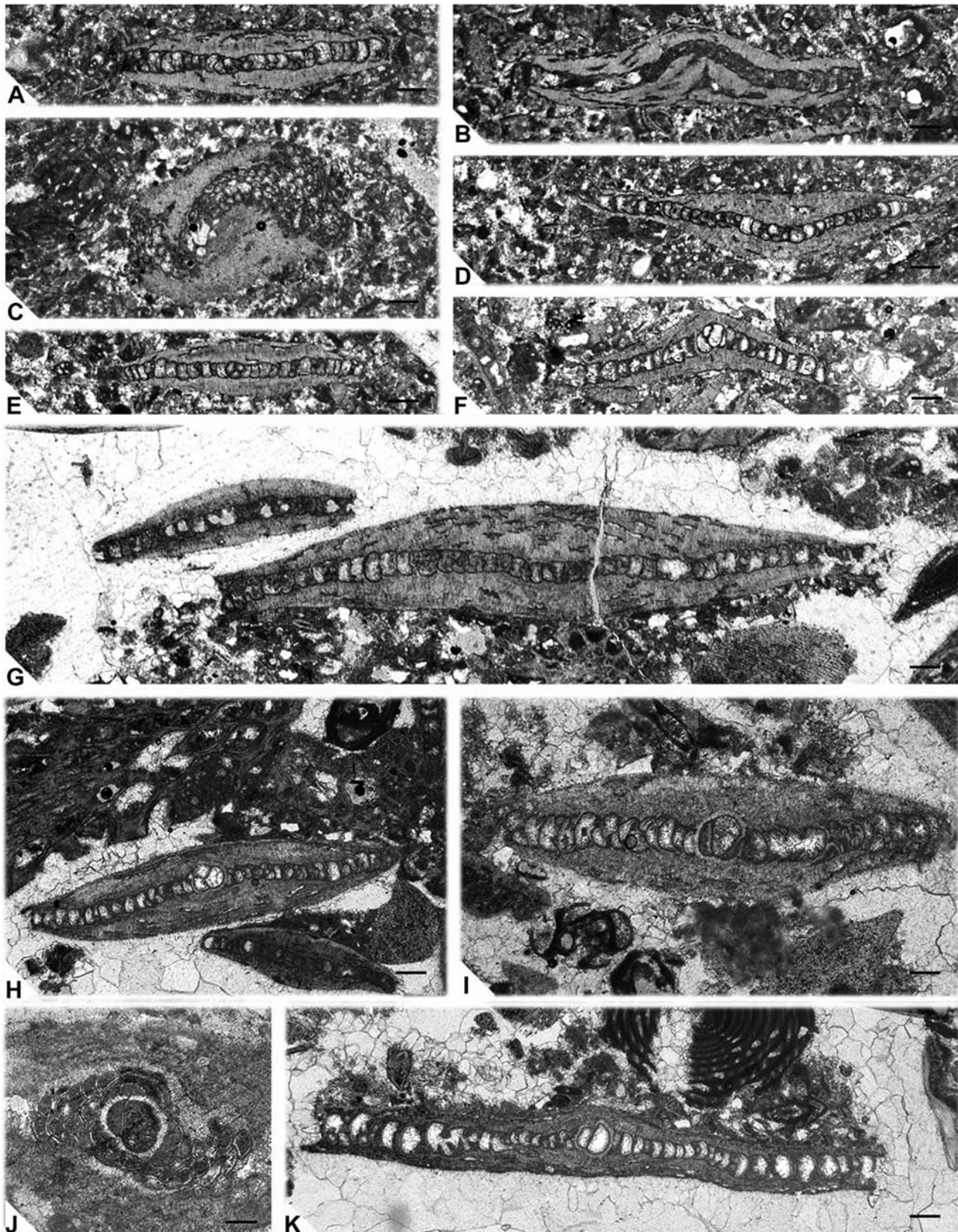


Fig. 9. *O. sanctae-pelagiae* (Astre). A, B, D, E: subaxial sections showing the development of the small lateral chamberlets; c: fragment of an oblique section; f: axial section showing of the embryo. *O. douvillei* (Silvestri): G: subaxial sections; H, I: axial sections showing the embryo; J: an equatorial section showing the embryo and first orbitoidal chamberlets; K: axial section. All the figured specimens come from samples of the Belvès locality. A, C, E: 82402 LP02.(01-03); B, D, F: 82402 LP01.(01.03); G–K: 82403 LP01.(01-05). Scale bar is 0.2 mm.

6. Conclusions

The main taxonomic consequences of our revision of the earliest *Orbitoides* are the following: the long-neglected species *O. sanctae-pelagiae* must be reinstated; *O. dordoniensis* is a junior synonym of *O. sanctae-pelagiae*.

Successive populations of *O. hottingeri*, *O. sanctae-pelagiae* and *O. douvillei* show gradual morphological changes in time that are marked by: a) an increase of the size and morphological complexity of the embryonic apparatus of the macrospheric generation; b) an increase of the size of the adult specimens; c) the progressive appearance and development of true lateral chamberlets.

The Font de les Bagasses Unit, in the southern Pyrenees, preserves the record of the evolution of the earliest *Orbitoides*. SIS confines the whole unit to the early Campanian. In particular, the first occurrence of the genus *Orbitoides* took place in the earliest Campanian (*Placenticerias bidorsatum* ammonite zone), near the Santonian-Campanian boundary, with populations attributed to *O. hottingeri*. The first populations of *O. sanctae-pelagiae* replace *O. hottingeri* in the upper part of the early Campanian, at a level approximately corresponding to the boundary between the *Placenticerias bidorsatum* and *Menabites delawarensis* zones. No SIS data are available for *O. douvillei*.

Acknowledgements

This research was funded by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness, project CGL2012-33160. We are grateful to Prof. Josep M. Pons (UAB) for making available his samples P17 and P86 for our SIS analyses and for sharing with us his unrivalled knowledge on the Upper Cretaceous of the Pyrenees.

References

- Al-Aasm, I.S., Veizer, J., 1986. Diagenetic stabilization of aragonite and low-Mg calcite. I. Trace elements in rudists. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 763–770.
- Albrich, S., 2008. Els macroforaminífers del Santonià superior de la Unitat Sudpirinenca Central. Msc Diploma Thesis, Universitat Autònoma de Barcelona, 142 p.
- Astre, G., 1927. Sur *Monolepidorhis* foraminifère voisin des *Lindérines* et des *Orbitoides*. *Bulletin de la Société Géologique de France* 4, 387–394.
- Boix, C., Frijia, G., Vicedo, V., Bernaus, J.M., Di Lucia, M., Parente, M., Caus, E., 2011. Larger foraminifera distribution and strontium isotope stratigraphy of the La Cova limestones (Coniacian – Santonian, Serra del Montsec, Pyrenees, NE Spain). *Cretaceous Research* 32, 806–822.
- Boudagher-Fadel, M.K., 2008. Evolution and Geological significance of larger benthic Foraminifera. *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 21, Elsevier, 540 p.
- Brand, U., Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system: 1. Trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 1219–1236.
- Caus, E., Bernaus, J.M., Gómez-Garrido, A., 1996. Biostratigraphic utility of the species of the genus *Orbitoides*. *Journal of Foraminiferal Research* 26, 124–136.
- Caus, E., Cornella, A., 1983. Macroforaminifères du Crétacé supérieur du bassin sud-pyrénéen. *Géologie Méditerranéenne* 10, 137–142.
- Caus, E., Parente, M., Vicedo, V., Frijia, G., Martínez, R., 2013. *Broeckina gassoensis* sp. nov., a larger foraminiferal index fossil for the middle Coniacian shallow-water deposits of the Pyrenean Basin (NE Spain). *Cretaceous Research* 45, 76–90.
- Caus, E., Rodés, D., Solé-Sugrañes, L., 1988. Biostratigrafía y estructura del Cretácico superior de la Vall d'Alinyà (Pirineo oriental, prov. de Lleida). *Acta Geologica* 23 (2), 107–118.
- Cushman, J.A., 1927. An outline of a re-classification of the foraminifera. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research* 3, 1–105.
- Douville, H., 1907. Evolution et enchaînement des Foraminifères. *Bulletin de la Société Géologique de France* 4, 588–602.
- Eames, F.E., Smout, A.H., 1955. Complanate Alveolinidae and associated Foraminifera from the Upper Cretaceous of the Middle East. *Annals and Magazine of Natural History* 12, 505–512.
- Frijia, G., Parente, M., 2008a. Reticulinella kaeveri Cherchi, Radoicic and Schroeder: a marker for the middle upper Turonian in the shallow-water carbonate facies of the peri-adriatic area. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 127, 275–284.
- Frijia, G., Parente, M., 2008b. Strontium isotope stratigraphy in the upper Cretaceous shallow-water carbonates of the southern Apennines: short-term perturbations of marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ during the oceanic anoxic event 2. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 261, 15–29.
- Goldbeck, E., Langer, M.R., 2009. Biogeographic provinces and patterns of diversity in selected Upper Cretaceous (Santonian–Maastrichtian) larger foraminifera. In: Demchuk, T., Gary, A.C. (Eds.), *Geological Problem Solving with Microfossils*. SEPM Special Publication 93, pp. 187–232.
- Gorsel, J. T. van, 1978. Late Cretaceous Orbitoidal foraminifera. In: Hedley, R.G., Adams, C.G. (Eds.), *Foraminifera* 3, pp. 1–120.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 589 p.
- Hinte, J.E.van, 1966. *Orbitoides hottingeri* n.sp. from the Northern Spain. *Koninklijke nederlandse Akademie van Wetenschappen Proceedings* 69 (3), 388–402.
- Hinte, J.E.van, 1968. The Late Cretaceous larger foraminifera *Orbitoides douvillei* (Silvestri) at its type locality, Belvès, SW France. *Koninklijke nederlandse Akademie van Wetenschappen Proceedings* 71 (5), 359–372.
- Hinte, J.E.van, 1976. A Cretaceous Time Scale. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 60 (4), 498–516.
- Hofker, J., 1959. Les Foraminifères des Craies Tuffoïdes de Charente et Dordogne de l'Aquitaine, France du Sud-Ouest. *Congrès des Sociétés Savantes, Colloque sur le Crétacé Supérieur Français*, pp. 253–368.
- Hofker, J., 1967. Primitive *Orbitoides* of Spain. *Micropaleontology* 13, 243–249.
- Hottinger, L., 1966. Foraminifères rotaliformes et Orbitoïdes du Sénonien inférieur pyrénéen. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 59, 277–302.
- Hottinger, L., 2006. *Illustrated Glossary of Terms Used in Foraminiferal Research*. Notebooks on Geology, 126, Memoir. http://paleopolis.rediris.es/cg/CG2006_M02/CG2006_M02.pdf.
- Hottinger, L., Rosell, J., 1973. El Cretácico superior del Montsec. XIII Micropaleontological European Colloquium, 73–85.
- Küpper, K., 1954. Notes on Upper Cretaceous foraminifera: II. Genera of the subfamily Orbitoidinae with remarks on the microspheric generation of *Orbitoides* and *Omphalocyclus*. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research* 5, 179–184.
- Lyell, C., 1848. On the relative age and position of the so-called *Nummulite limestone* of Alabama. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 4, 10–16.
- MacGillivray, H.J., 1963. Phylomorphogenesis and evolutionary trends of Cretaceous orbitoidal foraminifera. In: Koenigswald, G.H.R., von Emeis, J.D., Buning, W.L., Wagner, C.W. (Eds.), *Evolutionary Trends in Foraminifera*. Elsevier, Amsterdam, pp. 139–197.
- McArthur, J.M., 1994. Recent trends in strontium isotope stratigraphy. *Terra Nova* 6, 331–358.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., Bailey, T.R., 2001. Strontium isotope stratigraphy: lowess version 3. Best-fit to the marine Sr-isotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *Journal of Geology* 109, 155–170.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., Shields, G.A., 2012. Strontium isotope stratigraphy. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G. (Eds.), *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier Science Limited, pp. 127–144.
- Neumann, M., 1987. Le genre *Orbitoides*. I. Reflexions sur les espèces primitives attribuées à ce genre. *Révue de Micropaléontologie* 29, 220–261.
- Orbigny, A. d', 1826. Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. *Annales des Sciences Naturelles* 7, 245–314.
- Pignatti, J.S., 1998. The philosophy of larger foraminiferal biozonation—A discussion. *Dela-Opera SAZU 4* razr 34, 15–20.
- Pons, J.M., 1977. Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos de Rudistas del Cretácico Superior del Prepirineo de la provincia de Lérida. *Publicaciones de Geología. Universidad Autónoma de Barcelona* 3 (105), 87.
- Schlumberger, M. Ch, 1902. Première notes sur les *Orbitoides*. *Bulletin de la Société Géologique de France* 4 (2), 225–261.
- Schlüter, M., Steuber, T., Parente, M., 2008. Chronostratigraphy of Campanian–Maastrichtian platform carbonates and rudist associations of Salento (Apulia, Italy). *Cretaceous Research* 29, 100–114.
- Séronie-Vivien, M., 1974. Précisions au sujet du gisement-type de *Planorbulinella dordoniensis* Hofker Sr. (1959). *Révue Micropaléontologie* 16, 223–232.
- Silvestri, A., 1910. Fossili dordoniensi nei dintorni di Termini-Imerese (Palermo). *Atti Accademia Pontificia Romana Nuovi Lincoi* 60, 105–110.
- Steuber, T., 2003. Strontium isotope chemostratigraphy of rudist bivalves and cretaceous carbonate platforms. In: Gili, E., Negra, M.E.H., Skelton, P.W. (Eds.), *North African Cretaceous Carbonate Platform Systems*. NATO Science Series, IV, Earth and Environmental Sciences 28, pp. 229–238.
- Steuber, T., Korbar, T., Jelaska, V., Gusic, I., 2005. Strontium isotope stratigraphy of Upper Cretaceous platform carbonates of the island of Brac (Adriatic Sea, Croatia): implications for global correlation of platform evolution and biostratigraphy. *Cretaceous Research* 26, 741–756.
- Steuber, T., Schlüter, M., 2012. Strontium-isotope stratigraphy of Upper Cretaceous rudist bivalves: biozones, evolutionary patterns and sea-level change calibrated to numerical ages. *Earth-Science Reviews* 114, 42–60.
- Veizer, J., Buhl, D., Diener, A., Ebneth, S., Podlaha, O.G., Bruckschen, P., Jasper, T., Korte, C., Schaaf, M., Ala, D., Azmy, K., 1997. Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 132, 65–77.
- Vicedo, V., Caus, E., Frijia, G., 2013. Late Cretaceous alveolinaceans (Larger foraminifera) of the Caribbean Palaeobioprovince and their stratigraphic distribution. *Journal of Systematic Palaeontology* 11, 1–25.

- Vicedo, V., Frijia, G., Parente, M., Caus, E., 2011. The late Cretaceous genera *Cuvillierinella*, *Cyclospuedomia* and *Rhapydionina* (Rhapydioninidae, Foraminiferida) in shallow water carbonates of Pylos (Peloponnese, Greece). *Journal of Foraminiferal Research* 41, 41–52.
- Wannier, M., 1983. Evolution, biostratigraphie et systématique des Siderolitinae (Foraminifères). *Revista Española de Micropaleontología* 15, 5–37.
- Wittaker, J., Jones, B.W., Banner, F., 1998. Key Mesozoic Benthic Foraminifera of the Middle East. In: Whybrow, P.J. (Ed.), *The Natural History Museum*. CD-ROM version.
- Zambetakis-Lekkas, A., 2010. On the occurrence of primitive *Orbitoides* species in Gavrovo – Tripolitza Platform (Mainlon mountain, Peloponnesus, Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece* 23, 773–780.

9.2. Article 2. Selected agglutinated larger foraminifera from the Font de les Bagasses Unit (Early Campanian, southern Pyrennes).

Revista científica: *Carnets de Géologie – Notebooks on Geology* (Open Access)

Volum: 15

Número: 18

Pàgines: 245–267

Autors: Sergi Albrich, Carme Boix i Esmeralda Caus

Índex d'impacte Journal Citation Reports 2015: 0.409

Quartil Journal Citation Reports 2015: 2

Any de publicació: 2015

Data de la recepció de l'article: 29 de juliol de 2015

Data d'acceptació de l'article: 26 d'octubre de 2015

Contribució del doctorand: Recerca dels antecedents bibliogràfics, treball de camp, treball de laboratori, preparació del material (seccions orientades, dibuixos i models 3D, fotografies al microscopi òptic i electrònic) i identificació dels macroforaminífers descrits, Discussió dels resultats i elaboració de les figures i corecció de l'article.

Selected agglutinated larger foraminifera from the Font de les Bagasses unit (Lower Campanian, southern Pyrenees)

Sergi ALBRICH ¹

Carme BOIX ²

Esmeralda CAUS ³

Abstract: The Font de les Bagasses marls and marly limestones (Montsec Mountains, NE Spain) host a rich assemblage of larger foraminifera, that was described for the first time in the early 20th Century from the currently submerged locality of Tragó de Noguera (Marginal Mountains). In this paper, a detailed architectural study has been carried out on selected, agglutinated larger foraminifera, which include *Choffatella* aff. *rugoretis* GENDROT, *Hemicyclammina chalmasi* (SCHLUMBERGER), *Cuneolina conica* ORBIGNY, *Cuneolina cylindrica* HENSON, and *Dictyopsella kiliani* MUNIER-CHALMAS. Moreover, it presents their biostratigraphic range and the range of the associated porcellaneous and lamellar-perforate foraminifera in the study area. The assemblage is Early Campanian in age.

Key Words: Larger foraminifera; systematics; biostratigraphy; Upper Cretaceous; Pyrenees; NE Spain.

Citation: ALBRICH S., BOIX C. & CAUS E. (2015).- Selected agglutinated larger foraminifera from the Font de les Bagasses unit (Lower Campanian, southern Pyrenees).- *Carnets Geol.*, Madrid, vol. 15, nº 18, p. 245-267.

Résumé : *Quelques grands foraminifères agglutinés de l'unité de la Font de les Bagasses (Campanien inférieur, Sud Pyrénées).* - Les marnes et marno-calcaires de la Font de les Bagasses (Serra del Montsec, Nord-Est de l'Espagne) présentent une riche association de grands foraminifères décrite pour la première fois au début du 20^e siècle dans la localité, aujourd'hui submergée, de Tragó de Noguera (Serres Marginales). Nous présentons ici une étude détaillée de l'architecture des grands foraminifères agglutinés : *Choffatella* aff. *rugoretis* GENDROT, *Hemicyclammina chalmasi* (SCHLUMBERGER), *Cuneolina conica* ORBIGNY, *Cuneolina cylindrica* HENSON et *Dictyopsella kiliani* MUNIER-CHALMAS. Ce travail est complété par les répartitions stratigraphiques de ces espèces et par celles d'autres grands foraminifères, porcelanés et lamellaires-perforés, qui leur sont associés dans le secteur étudié. L'association est attribuée au Campanien inférieur.

Mots-clefs : Grands foraminifères ; systématique ; biostratigraphie ; Crétacé supérieur ; Pyrénées ; NE Espagne.

1. Introduction

The larger foraminifera of the southern Pyrenees and particularly those attributed to the Late Cretaceous have been studied since the end of the 19th Century. The pioneer was the Spanish engineer Luis Mariano VIDAL who, during the works for the first geological map of Lleida province (NE of Spain), collected abundant material containing larger foraminifera. This material was sent to the French naturalist M.C. SCHLUMBERGER who, in 1899, described various genera and species (e.g., *Dictyopsella chalmasi*, *Dictyopsella kiliani*, *Vidalina hispanica*, *Nummofallotia cretacea*, and *Lacazina elongata*) from the locality of Tragó de Noguera (Marginal Mountains, Lleida, Fig. 1). After SCHLUMBERGER's work, the so-called "Tragó de Noguera fauna" became a reference

for the study of the "Upper Santonian" larger foraminifera until the 1960s, when the locality was submerged under the water of the Santa Anna reservoir. However, "Tragó de Noguera fauna" is well represented in the Font de les Bagasses Unit in the nearby Montsec Mountains and since that time studies have continued there (HOTTINGER 1966; HINTE, 1966; WANNIER, 1983; BOIX *et al.*, 2009; HOTTINGER & CAUS, 2009; ALBRICH *et al.*, 2014, among others). However, a detailed inventory on the larger foraminifer fauna has not been carried out yet. Some groups such as lacazinids (HOTTINGER *et al.*, 1989), meandropsinids (HOTTINGER & CAUS, 2009) or orbitoidids (ALBRICH *et al.*, 2014) have received the attention of researchers, while others lack detailed studies and an accurate biostratigraphic distribution.

¹ Departament de Geologia (Paleontologia), Universitat Autònoma de Barcelona, E-08193 Cerdanyola del Vallès (Bellaterra) (Spain)
Sergi.Albrich@gmail.com

² Repsol Campus, Méndez Álvaro 44, 28045 Madrid (Spain)

³ Departament de Geologia (Paleontologia), Universitat Autònoma de Barcelona, E-08193 Cerdanyola del Vallès (Bellaterra) (Spain)
esmeralda.caus@uab.cat

Published online in final form (pdf) on November 18, 2015
[Editor: Bruno GRANIER; technical editor: Christian C. EMIG; language editor: John A. STARMER]



Figure 1: Location of the study area (about 75 km N of Lleida, Catalonia). Note the position of the Santa Anna reservoir with the submerged old locality of Tragó de Noguera. The capital letters refer to the stratigraphic sections studied in this paper: A. Font de la Plata section; B. Terradets section; C. Clot d'Olsí section, D. Montrebei section.

Therefore, the aim of this paper is to contribute to the knowledge of foraminifera from the Font de les Bagasses Unit by presenting a detailed architectural analysis of the main agglutinated larger foraminifera and their stratigraphic distribution. A tentative range chart including agglutinated forms, together with the main larger porcellaneous and lamellar-perforate foraminifera, is also given as an useful tool for future geological studies.

2. Geographical and Geological setting

The Montsec Mountains extend continuously E-W for more than 50 kilometers in the Southern Pyrenees, between the Tremp and Àger-Vilanova de Meià basins (Lleida, NE of Spain). The Boix, Noguera Pallaresa and Noguera Ribagorçana rivers, which run N-S, individualize three adjacent geographic units, from East to West: Montsec de Rúbies, Montsec d'Ares, and Montsec d'Estall (Fig. 1).

From a geological point of view, the Montsec Mountains belong to the Montsec Thrust Sheet, a Southern Pyrenean upper thrust sheet detached from its basement over Upper Triassic evaporites. At the South, it shows a simple anticline structure representing the front of the Montsec thrust, while northwards it develops a broad syncline supporting a piggyback basin filled with Palaeogene rocks, the Tremp-Graus Basin (MUÑOZ, 1992; TEIXELL & MUÑOZ, 2000). The Montsec Mountains include a complete Mesozoic sequence, mainly Upper Cretaceous, of about 1500 m in thickness (Fig. 2).

The deposits attributed to the Font de les Bagasses Unit ("Font de les Bagasses marls and clays" in PONS, 1977) uniformly extend E-W

along the southern slope of the mountain, dipping 35°-40° to the North. They rest unconformably on the deposits of the La Cova Unit (uppermost Lower Coniacian to Middle Santonian according to BOIX *et al.*, 2011), passing gradually upwards to the deposits of the Terradets Unit (PONS, 1977; SIMÓ, 1986), with a base dated latest Early to Middle Campanian (VILLALONGA, 2009).

Palaeogeographically, the Upper Cretaceous deposits of the Montsec Mountains were deposited in the southern margin of the Pyrenean Basin that extended approximately E-W and opened to the Atlantic Ocean (Bay of Biscay). The basin was located at about 30°N latitude (DERCOURT *et al.*, 1985; HAY *et al.*, 1999). The climate during the Santonian-Campanian was warm (PUCÉAT *et al.*, 2003) and the global sea-level curve indicates a level 50 m higher than the present day for the Early Campanian (MILLER *et al.*, 2005).

The age "Late Santonian" traditionally attributed to the Font de les Bagasses deposits (HOTTINGER, 1966; HINTE, 1966; PONS, 1977; CAUS & CORNELLA, 1983; CAUS & GÓMEZ-GARRIDO, 1989a, 1989b; CAUS *et al.*, 1999; among others) has been recently contested (ALBRICH *et al.*, 2014). New data published in this last paper, obtained by means of isotope strontium stratigraphy, indicate a younger age for the whole unit. Thus, the age attributed to the larger foraminifera from the Font de les Bagasses Unit is Early Campanian, corresponding to the ammonite zones of *Placenticerus tridorsatum* and *Menabites delawarensis*, and to the planktonic foraminiferal zone of *Globotruncanita elevata* (see the correspondence in the global time scale of GRADSTEIN *et al.*, 2012).

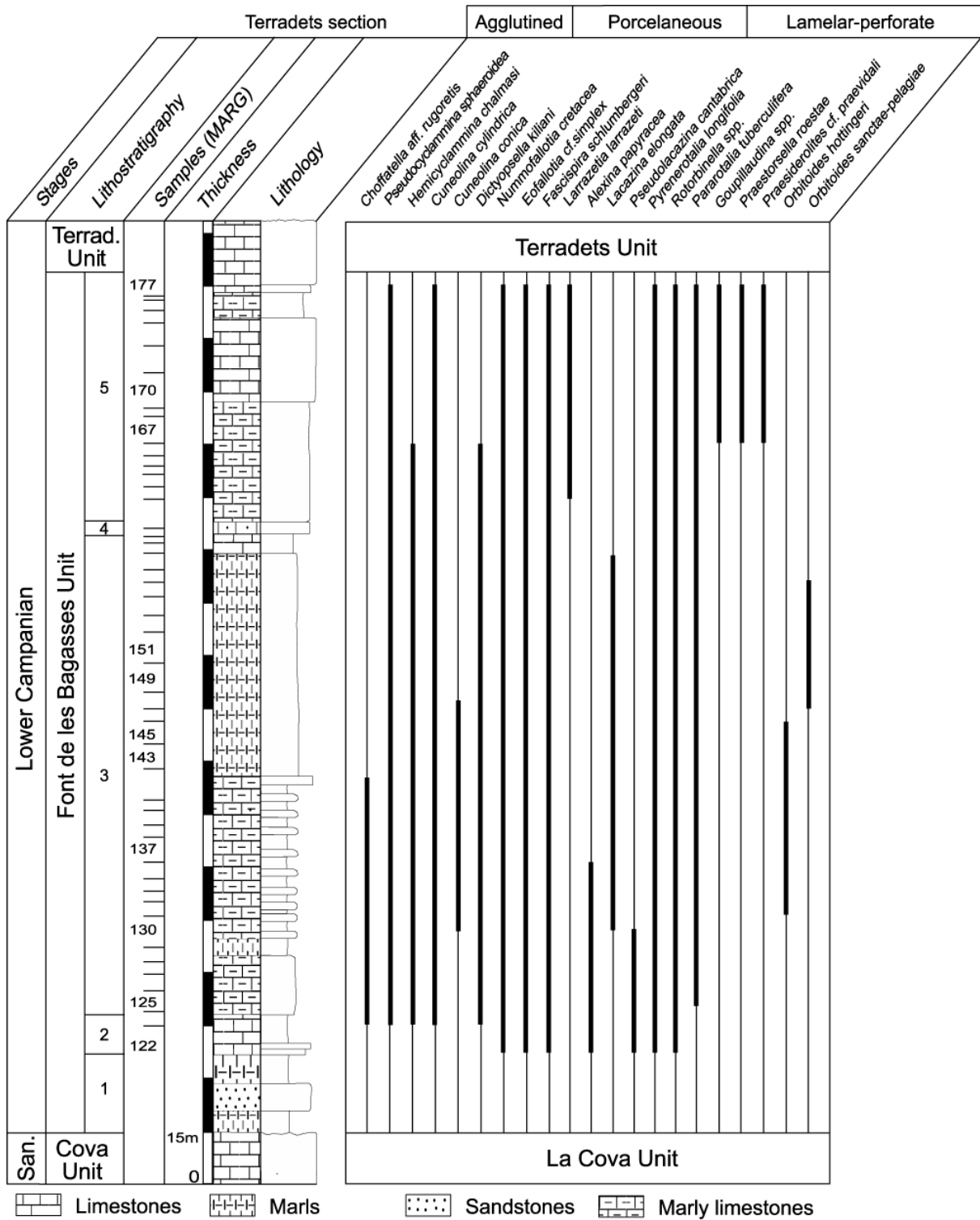


Figure 4: Terradets stratigraphic section with the larger foraminifera distribution.

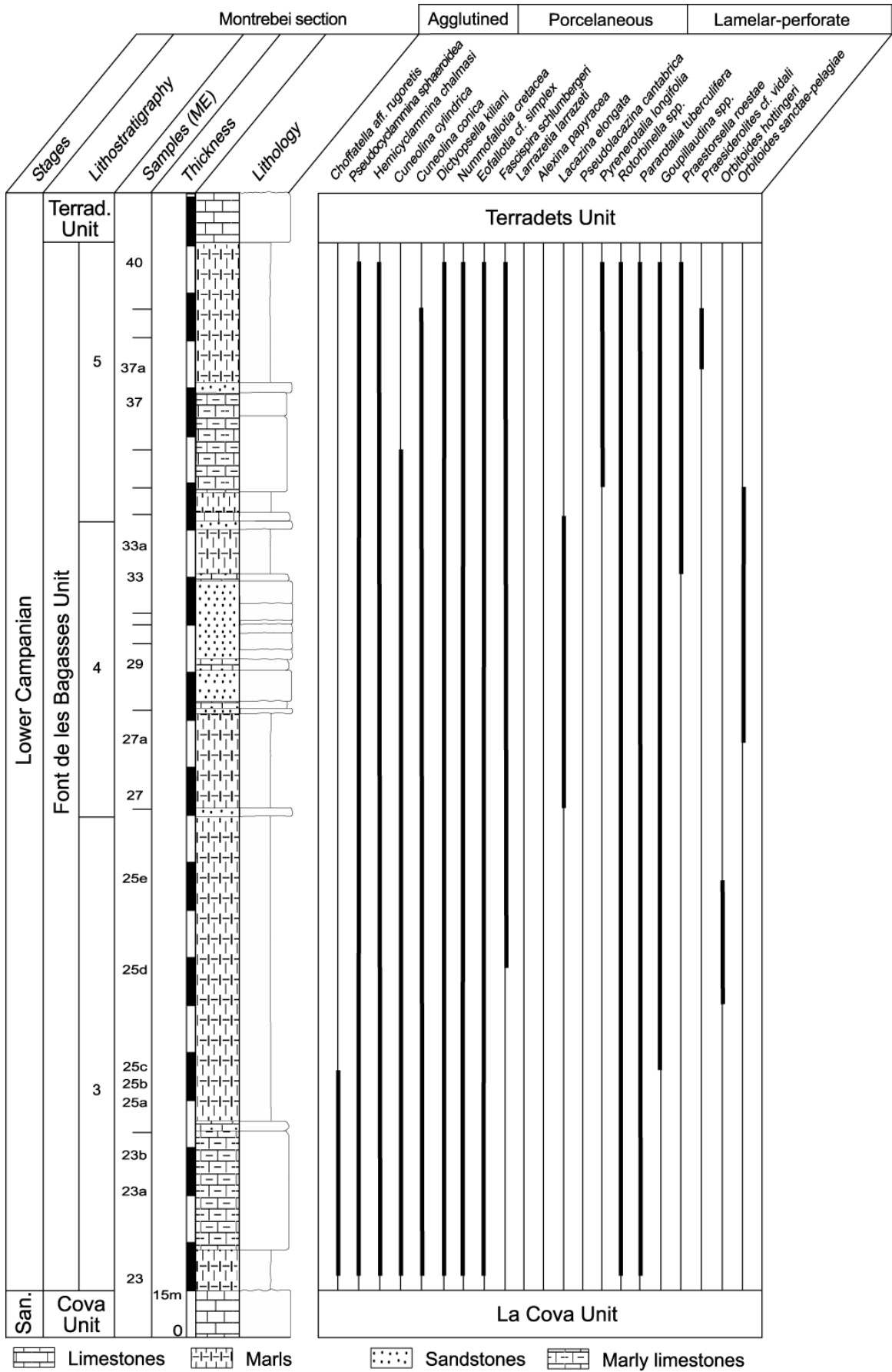


Figure 6: Montrebei stratigraphic section with the larger foraminifera distribution.

4. Stratigraphy and microfacies

Based on field work, palaeontological and sedimentological studies, the Font de les Bagasses Unit is divided into five stratigraphic subunits that are, from bottom to top (Figs. 3 - 4 - 5 - 6):

4. a. Subunit 1

This basal subunit, which overlies La Cova Unit by means of an erosive contact (CAUS *et al.*, 1999), is composed of yellow sands, clays and coarsely grained sandstones with some intercalated microconglomerate beds; it is interpreted to be deposited in a fluvial setting. This subunit is well represented in the Montsec de Rúbies, with a maximum thickness of 20m in the Font de la Plata section, but disappears to the West of the Terradets section (Figs. 3 - 4). In the uppermost part of the subunit, some sandy limestones with fragmented marine bivalves indicate the transition from fluvial to littoral marine deposits (CLAPÉS, 1997). This subunit lacks larger foraminifera.

4.b. Subunit 2

The subunit 2 (called "Boix River platform" in CAUS *et al.*, 1999) overlies the previous subunit in the sections of Font de la Plata and Terradets, disappearing to the West. It is composed of well-bedded nodular limestones with pelletoidal-packstone texture containing a diverse fauna of gastropods, bivalves (including rudists), echinoids, larger foraminifera and some sponge spicules (Fig. 7 A-B). Dasycladacean algae occurring in this subunit are frequently recrystallized. The unit reaches a maximum thickness of 10 m in the Font de la Plata section and disappears west of the Terradets section (Pla d'Escumó area). Among the foraminifera, the porcellaneous *Pseudolacazina cantabrica* HOTTINGER *et al.* and *Alexina papyracea* HOTTINGER & CAUS are the main components of the facies associated with the agglutinated foraminifera (Figs. 3 - 4).

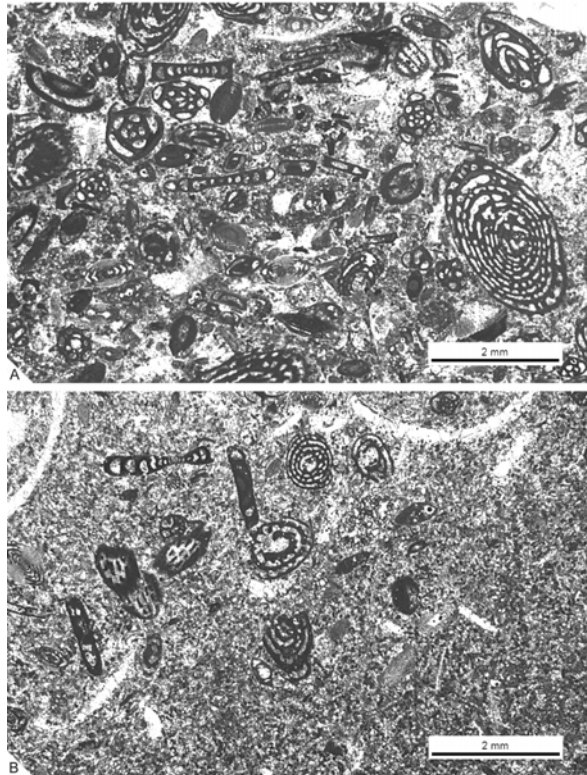


Figure 7: Microfacies of the subunit 2. **A.** Pelletoidal packstone with porcellaneous larger foraminifera as major components; from SG-8. **B.** Pelletoidal packstone-wackestone with agglutinated and porcellaneous foraminifera; from SG-10.

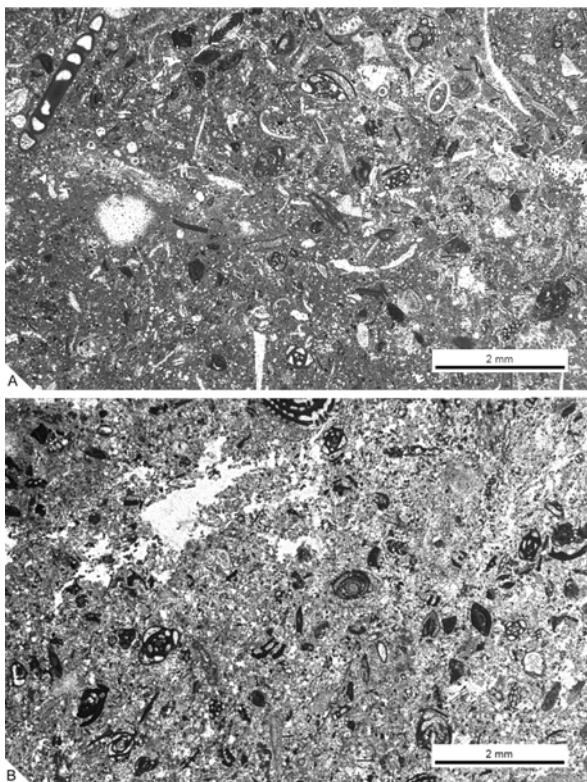


Figure 8: Microfacies of the subunit 3. **A.** Wackestone-packstone with *P. sphaeroidea*, porcellaneous foraminifera, spicule sponges and fragmented dasycladacean algae (close to the scale bar: an oblique transverse section of *Trinocladus tripolitanus* RAINERI); from samples M-125. **B.** Wackestone with agglutinated foraminifera, small benthic and dasycladacean algae; from M-145.

4.c. Subunit 3

In the Font de Plata and Terradets sections, the subunit 3 overlies the subunit 2 and in the Clot d'Olsí and Montrebei sections the subunit 3 overlies directly the deposits of the La Cova Unit (Figs. 3 - 4 - 5 - 6). It is composed of gray and yellow argillaceous marls intercalated with nodular marly limestone with pelletoidal-packstone texture, and more rarely wackestones (Fig. 8 A-B). Fine quartz grains are rare. In the Clot d'Olsí and Montrebei sections the subunit shows intraformational slumps. The thickness varies from 135 to 210m. The faunal content is abundant and diverse: foraminifera, gastropods, bivalves (oysters, rudists and indeterminate bivalves), corals, brachiopods, and echinoid fragments are the main components (NOGUÉS, 2000). Gastropods, rudists and other indeterminate bivalves are frequently recrystallized. Sporadically, green algae are also present in some levels, with fragments of crustose rhodophyte algae occurring in the uppermost part of the subunit. Larger foraminifera are abundant and highly diverse (see their distribution in Figs. 3 - 4 - 5 - 6).

4.d. Subunit 4

The boundary between this subunit and the underlying subunit 3 is marked by the presence of coarse-grained quartz in the Font de les Bagasses deposits. However, the coarse terrigenous deposits are not uniformly distributed in the unit: in the Font de la Plata and Montrebei sections, discontinuous lenticular-shaped calcareous sandstones are interbedded within argillaceous marls and marly limestones in intervals of 50-to-100m (Figs. 3 - 4 - 5 - 6), while in the Terradets and Clot d'Olsí sections the terrigenous intervals do not exceed a few meters (Figs. 4 - 5). The fauna of invertebrates and larger foraminifera appear frequently fragmented (Fig. 9 A-B).

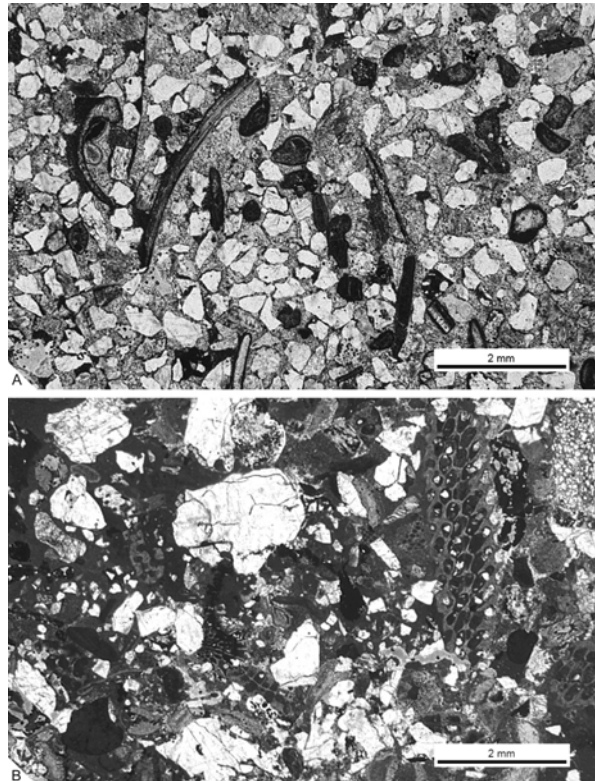


Figure 9: Microfacies of the subunit 4. **A.** Sandstone with isometric irregular quartz grains, elongate bivalve fragments, some rotaliids and agglutinated foraminifera; from SG-40. **B.** Packstone with irregular quartz grains, fragmented bryozoans, echinoids, bivalves, worms and lamellar-perforate foraminifera; from Me-29.

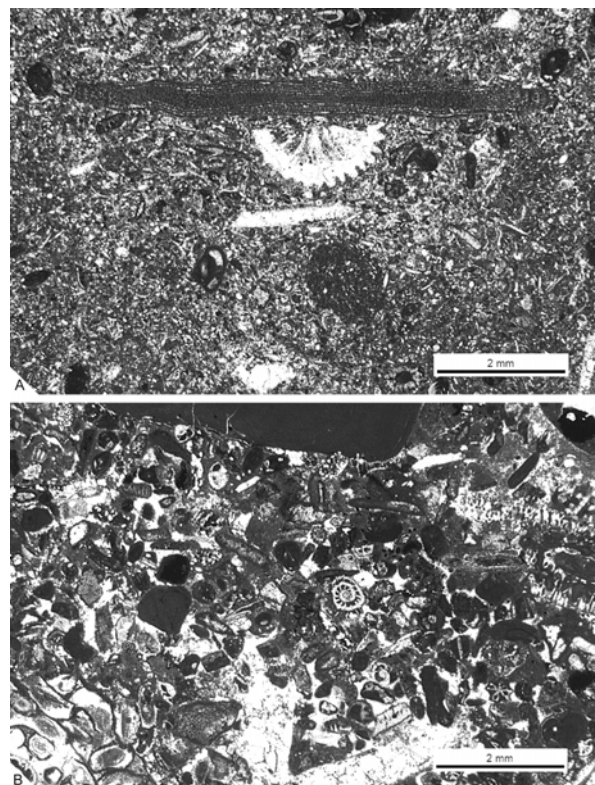


Figure 10: Microfacies of the subunit 5. **A.** pelletoidal wackestone with sponge spicules, fragmented bryozoans and lamellar-perforate foraminifera; from M-170. **B.** Packstone-grainstone with crustose rhodophyte algae, bryozoans and echinoid fragments, and small foraminifera; from M-167.

4.e. Subunit 5

This uppermost subunit is composed of grey or yellow marls and marly limestones alternating with nodular and, more rarely, bioclastic limestones. The microfacies study shows wackestone, packstone and grainstone textures (Fig. 10 A-B). Rarely, coarse-grained idiomorphic quartz grains are present. Bryozoans and sponge spicules are the dominant components of the marly limestones associated mainly with large specimens of *Larrazetia larrazetti* MUNIER-CHALMAS. The nodular limestones contain brachiopods, rudists and other bivalves, and echinoderms; the larger foraminiferal fauna is dominated by *Lacazina elongata* MUNIER-CHALMAS. In contrast, the bioclastic limestones include mainly *Praestorsella roestae* (VISSER), *Praesiderolites praevidali* (NEUMANN), and *Pararotalia tuberculifera* (REUSS). The limestones of the Terradets Unit conformably overlie this subunit.

5. Systematic micropaleontology

In the taxonomic classification of larger foraminifera, it is commonly accepted that genera are identified by the presence or absence of shell structures like exoskeleton, endoskeleton and supplemental skeleton combined with the chamber arrangement. Species are related mainly to the adult size and the size of chamber elements (HOTTINGER, 1978; CAUS, 1981), although a great number of oriented and random sections have been required for correctly interpreting the shell structures and comparing the biometric data of the shells at homologous growth stages. The ascription of genera to taxonomically higher-levels is controversial due to the lack of a comprehensive systematic classification based on phylogenetic characteristics. As a result, the successive classifications of LOEBLICH & TAPPAN (1964; 1988; 1992; 1994) have been mainly used in foraminiferal works, frequently without discussion.

In recent years, the integration of molecular data in foraminiferal studies has allowed the highest-levels foraminiferal classification (see for instance, PAWLOWSKI *et al.*, 2013, and the papers cited therein). For categories below the class, multiple classifications are proposed, but only a few of these are clearly presented, as the hierarchy of taxonomic criteria used for such classifications remains obscure and is often inconsistent. For the agglutinated foraminifera, KAMINSKI (2014) updated a new classification partially based on the LOEBLICH and TAPPAN (1988; 1992; 1994) and KAMINSKI (2004) classifications. However, some criteria proposed by KAMINSKI (2014) for grouping larger, complex foraminifera are only partially defined. Thus, in this paper the phylum and class categories proposed by PAWLOWSKI *et al.* (2013) are accepted, but KA-

MINSKI'S (2014) classification is only partially followed, and some remarks or new proposals are added to this classification (see below). Finally, the hierarchy of taxonomic criteria sketched by HOTTINGER (1978, Table 1) has been taken into account in the elaboration of our proposals. In order to facilitate the comparison between the architectural characteristics of the genera of agglutinated foraminifera described in this paper, the architectural and structural terms are those referred to by HOTTINGER (2006).

Phylum Foraminifera (ORBIGNY, 1826)

PAWLOWSKI *et al.*, 2013

Class Globothalamea PAWLOWSKI *et al.*, 2013

Order Loftusiida KAMINSKI & MIKHALEVICH *in* KAMINSKI, 2004

Remarks: Following the authors of the Order Loftusiida, it includes all agglutinated foraminifera with coiled arrangement of chambers in early stage, that later may be uncoiled, and with complex exoskeleton. The simple forms with the same chamber arrangement are grouped in the Order Lituolida LANKESTER, 1885. Therefore, in the future, further studies are needed to explore the relationship between taxa included in both orders.

Suborder Loftusiina KAMINSKI & MIKHALEVICH *in* KAMINSKI, 2004

Remarks: KAMINSKI (2014) refers to the Suborder Loftusiina as "test free or attached, multilocular, coiling or uncoiling; wall agglutinated, microgranular, with imperforate epidermis (outer layer) and an inner alveolar layer; aperture terminal in the initial stage, later multiple, rows of rounded areal openings". Therefore, with reference to the order description, the type and distribution of the apertures are added.

Observations: In KAMINSKI (2014) the term "epidermis" is used in a wider meaning than in its original description (HENSON, 1948), which restricted the term epidermis for walls with polygonal subepidermal network (HOTTINGER, 1967). The inner alveolar layer of KAMINSKI (2014) refers to the "alveolar network" of DOUVILLÉ (1906) comprising the alveolar and subepidermal exoskeleton types of HOTTINGER (1967). The former consists of a tapestry of one or several generations of rounded outline alveoli, with no differentiation between beams and rafters. The latter has differentiated beams and rafters forming a regular polygonal subepidermal network similar to the pigeonholes. The thin epidermis is restricted to this last group of exoskeleton type.

Superfamily Loftusoidea BRADY, 1884

Remarks: Foraminifera with planispiral (or streptospiral) arrangement of chambers that may become uncoiled, peneropliform or cyclical in the adult stage, with exoskeleton structures and one or several apertures.

KAMINSKI (2014) included the following four families in this superfamily: the Jurassic Mesendothyridae with a pseudokeriothecal exoskeleton (see SEPTFONTAINE, 1988, for details); the Late Jurassic to recent Cyclamminidae with an alveolar exoskeleton (*sensu* HOTTINGER, 1967); and the Jurassic-Cretaceous Spirocyclinidae with polygonal subepidermal exoskeleton. The fourth Family Loftusiidae has the same structural characteristics as Spirocyclinidae, but the axis of coiling is elongated. The Family Haurinidae SEPTFONTAINE, 1988, with similar disposition of chambers and exoskeleton structures, has been ascribed to the Suborder Orbitolina by KAMINSKI (2004, 2014) (see the discussion below).

Family Spirocyclinidae (MUNIER-CHALMAS, 1887) MAYNC, 1950

Remarks: The Family Spirocyclinidae was constructed by MUNIER-CHALMAS (1887) to include four agglutinated genera of larger foraminifera (*Spirocyclus*, *Dicyclus*, *Cuneolina* and *Orbitolina*), having in common exoskeleton elements forming a polygonal subepidermal network, but with a different chamber arrangement.

MAYNC (1950) emended the Spirocyclinidae, resulting in the following description: planispiral-to-peneropliform or uncoiled agglutinated shells with one or multiple apertures. Therefore, the biserial genera *Dicyclus* and *Cuneolina* and the uniserial *Orbitolina* were removed from Spirocyclinidae.

All representatives of the Spirocyclinidae have an exoskeleton constituted by beams and rafters forming a polygonal subepidermal network covered by a fine epidermis. According to MAYNC (1950), both taxa, with or without exoskeleton elements, were included in Spirocyclinidae. But LOEBLICH & TAPPAN (1988), not in accordance with MAYNC (1950), restricted the Family Spirocyclinidae to the genera with endoskeleton elements, while most of the genera lacking such elements were placed in the Family Cyclamminidae. The same classification was also followed by KAMINSKI (2014). However, *Cyclamina* (type-genus of the Family Cyclamminidae) possesses alveolar exoskeleton and not a regular polygonal subepidermal network as in Spirocyclinidae. Therefore, the two families should remain separate, and the genera with polygonal subepidermal patterns should be ascribed to the Family Spirocyclinidae instead of the Cyclamminidae. Following HOTTINGER (1978), the presence or absence of endoskeleton elements is considered here of lower category than the exoskeleton ele-

ments and the communication system of apertures.

Subfamily Choffatellinae MAYNC, 1958

Remarks: In this work, the Subfamily Choffatellinae, included by KAMINSKI (2014) in the Family Cyclamminidae, is removed from this last family and transferred back to Spirocyclinidae. Accordingly to MAYNC (1958), it is characterized by planispiral to uncoiled or peneropliform-to-cyclical shells with polygonal subepidermal exoskeleton, multiple aligned apertures, and lacking endoskeletal elements.

Choffatella SCHLUMBERGER, 1905

(Type-species: *C. decipiens* SCHLUMBERGER, 1905)

Description: Agglutinated, lens-compressed shell with multiple openings placed in one row in the median plane of the apertural face. The chambers are planispiral-evolute arranged. *Choffatella* has exoskeleton elements (beams and rafters) forming a well-developed polygonal subepidermal network. It lacks endoskeleton, although LOEBLICH & TAPPAN (1988) talked about an "endoskeleton formed by thick massive septa". The septa are pierced by multiple foramina aligned from one septum to the next.

Age: After LOEBLICH & TAPPAN (1988), the genus *Choffatella* ranges from the Late Jurassic to the Late Cretaceous (Cenomanian). GENDROT (1968) and SEPTFONTAINE (1980) enlarged its stratigraphic range to the Santonian. Our specimens attributed to this genus are collected in deposits attributed to the Lower Campanian (ALBRICH *et al.*, 2014).

Choffatella aff. *rugoretis* GENDROT, 1968 (Fig. 11 A-F)

Synonymies:

aff. 1968 *Choffatella rugoretis* GENDROT, Pl. 4, figs. 6-13.

aff. 1972 *Gendrotella rugoretis* (GENDROT) MAYNC, Figs. 5-6.

1977 *Choffatella rugoretis* (GENDROT) CORNELLA, Fig. 3.
1978 *Choffatella rugoretis* GENDROT, CAUS *et al.*, Fig. 2.

Description: Finely agglutinated, lens-shaped foraminifera with one row of openings aligned in the median plane of the apertural face. The A-generation consists of an embryo formed by a spherical protoconch and a hemispherical deuteroconch followed by planispiral-evolute chambers disposed in two or two and half whorls. The earliest chambers have a quadrangular outline, but they become rapidly low and elongate to build an operculiniform spire. The number of chambers in the last whorl varies from 24 to 27. The septa are arched and pierced by multiple, regularly distributed intercameral foramina. The average size of the adult megaspherical shells is 2.6 mm. The scarce and poorly preserved B-forms can reach 3.0 mm and up to three whorls of planispiral chambers.

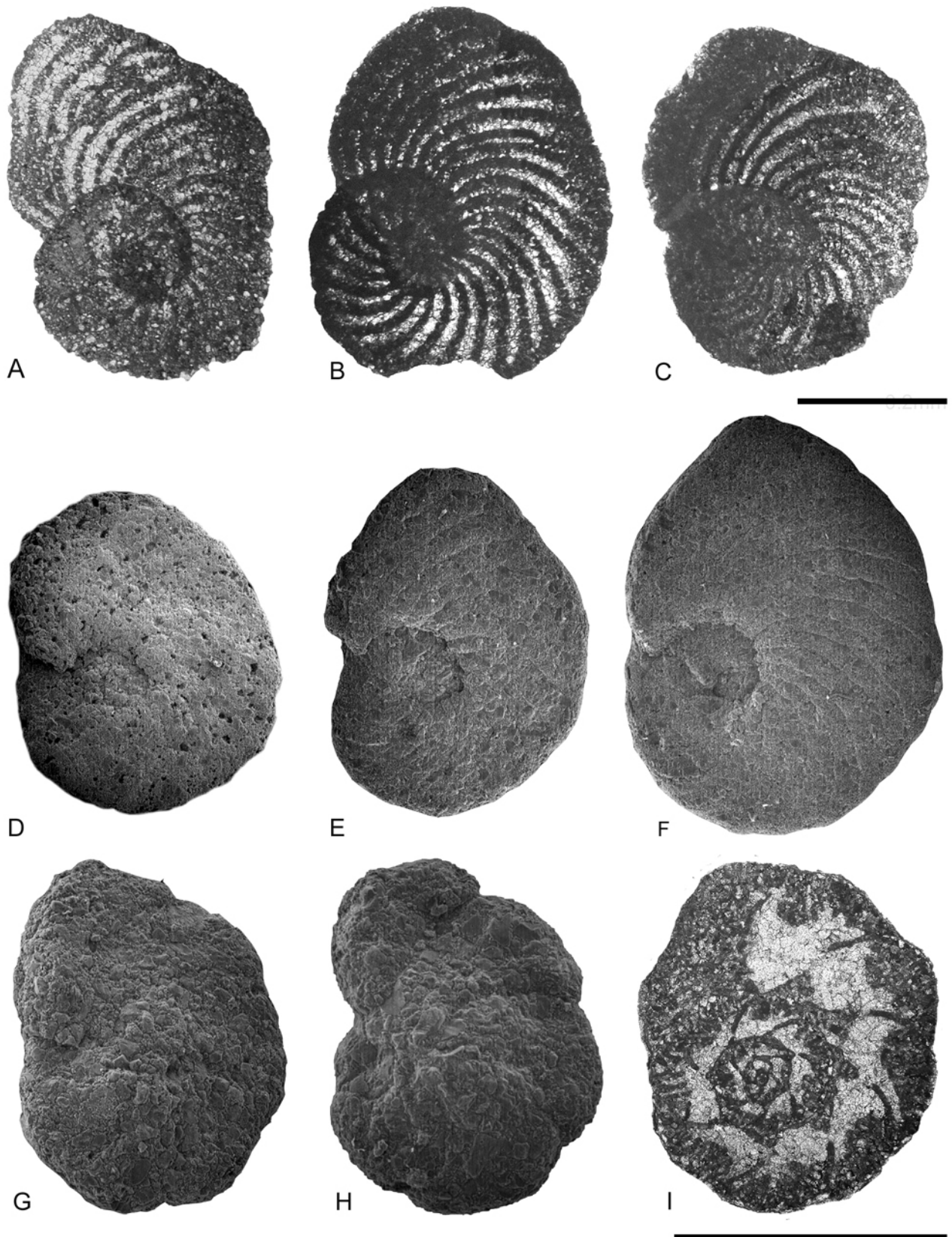


Figure 11: A-C. *Choffatella* aff. *rugoretis*: subequatorial sections (near the equatorial plane) showing the planispiral, partially evolute chamber arrangement and multiple aligned intercameral foramina; from CO-32. D-F. *Choffatella* aff. *rugoretis*: lateral view showing the elongated chambers and sutures (scanning microphotography); the epidermis is poorly preserved. from SG-36. G-I: *Hemicyclammina chalmasi*: G-H; *Hemicyclammina chalmasi*: external views showing the inflate chambers and depressed sutures (scanning microphotography); from SG-36. I. *Hemicyclammina chalmasi*: equatorial section of an extraordinarily well preserved specimen showing the large intercameral foramen and its particular position in the septum (hemi-septum from MAYNC, 1953); from SG-36. Scale bar 1 mm.

Remarks: MAYNC (1972) re-studied the GENDROT's types of *C. rugoretis* and he concludes that the species attributed by GENDROT (1968) to the genus *Choffatella* lacked an exoskeleton. Thus, MAYNC (1972) stated that GENDROT's taxon cannot be assigned to the genus *Choffatella*, a Jurassic-Early Cretaceous genus exhibiting an exoskeleton consisting of beams and rafters organized in a polygonal subepidermal network. Therefore, he erected the new genus *Gendrotella* for it.

However, material from the type locality (Martigues, Bouches-du-Rhône, South-East of France) has yielded specimens morphologically identical to those described by GENDROT (1968) and bearing exoskeleton elements; moreover, the specimens of *C. rugoretis* showed by GENDROT (1968, Pl. 4, figs. 9-10) exhibit short beams and rafters forming a delicate network in the inner surface of the chamber, interpreted here as a subepidermal type of exoskeleton. Thus, the species is re-installed within the genus *Choffatella*, and *Gendrotella* becomes a non-valid genus after the ICNZ.

Similarities and differences: The specimens from the Font de les Bagasses Unit are larger (almost the double size) than the size of Martigues (type-locality of *C. rugoretis*), and designated as *Choffatella* aff. *rugoretis*. Further studies are needed to determine if the size difference is due to evolution (Santonian in the GENDROT's specimens and Early Campanian in the Pyrenean specimens) or related to a deeper water environment in the Font de les Bagasses Unit than in the Martigues deposits.

Stratigraphical distribution: In the Font de les Bagasses, *C. aff. rugoretis* occurs in the four measured sections. It has been identified mainly in the washed sediments, but some random sections also occur in the consolidated rocks. See the distribution in Figs. 3 - 4 - 5 - 6.

Geographical distribution: It has been only mentioned from the Pyrenean basin (North of Spain and South and South-East of France).

Subfamily Hemicyclammininae **BANNER, 1966**

Remarks: Agglutinated foraminifera with polygonal subepidermal exoskeleton. The chambers with planispiral-involute arrangement have only one aperture. It lacks endoskeletal elements.

***Hemicyclammina* MAYNC, 1953**

(Type-species: *Hemicyclammina sigali* MAYNC, 1953)

Description: Agglutinated, lens-shaped foraminifer with rounded-to-subacute periphery. The chambers have a planispiral-involute arrangement. The aperture is unique, large, located near the base of the septum and with circular-to-elliptic outline (hemi-septum after MAYNC,

1953). *Hemicyclammina* has a well-developed polygonal subepidermal network with two orders of beams. It lacks endoskeleton.

Age: After LOEBLICH & TAPPAN (1988), the age of *Hemicyclammina* is Early Cretaceous and Cenomanian for this genus but, with the ascription of "*Dictyopsella*" *chalmasi* to this genus (CAUS *et al.*, 1979), the range extends as far as the Early Campanian.

Hemicyclammina chalmasi **(SCHLUMBERGER, 1899)** **(Fig. 11 G-I)**

Synonymies:

- 1899 *Dictyopsella chalmasi* SCHLUMBERGER, Pl. 8, fig. 4.
1977 *Hemicyclammina chalmasi* (SCHLUMBERGER) CORNELLA, Figs. 4-5.
1978 *Hemicyclammina chalmasi* (SCHLUMBERGER) CAUS *et al.*, Figs. 1-5.
cf. 1999 *Hemicyclammina chalmasi* (SCHLUMBERGER) POLAVDER, Pl. 1, figs. 1-6.
cf. 2004 *Hemicyclammina chalmasi* (SCHLUMBERGER) SCHLAGINTWEIT & WAGREICH Pl.1, figs. 1-9.
cf. 2010 *Hemicyclammina chalmasi* (SCHLUMBERGER) RADOIČIĆ *et al.*, Pl. 1, figs. 1-5.

Description: Coarsely agglutinated, lens-shaped shells with a more or less rounded periphery. The diameter varies from 1.3 to 1.5 mm. The slightly inflated chambers have a planispiral-involute arrangement, with two-to-three spiral whorls. The sutures are depressed, exhibiting a lobate outline. Two generations have been observed, interpreted as A and B generations (CAUS *et al.*, 1978, Figs. 1-4), although the adult size does not present any differences. The A-generation consists of a spherical embryo followed by two whorls of planispiral chambers, which generally number 8 or 9 in the last whorl, but some specimens can reach 11 chambers. In the B-generation, the small microsphere is followed by three whorls of spiral-involute chambers with 6-8 chambers in the last whorl. The septa are oblique. The exoskeleton is well developed with long beams and less pronounced rafters, but can only be observed in the thin-sections of the isolated specimens (Fig. 13 I). The *Hemicyclammina* sections coming from hard rocks (Fig. 13 A-F) are difficult to identify and are designated in this work as *H. cf. chalmasi*. However, they coincide with the sections shown by POLAVDER (1999), SCHLAGINTWEIT & WAGREICH (2004) and RADOIČIĆ *et al.* (2010).

Similarities and differences: The specimens of the Font de les Bagasses Unit are identical to those described by SCHLUMBERGER (1899) from the Tragó de Noguera under the name of *Dictyopsella chalmasi*, that have been transferred to the genus *Hemicyclammina* by CAUS *et al.*, 1978.

Hemicyclammina chalmasi differs from *H. sigali* MAYNC (species-type of the genus) due to its larger size, the complexity of the skeleton, and the septa perpendicular to the external wall.

Stratigraphical distribution: The age of *H. chalmasi* is Early Campanian. In the Font de les Bagasses Unit, it is observed in all sections, although infrequently. The sections from consolidated rocks are badly preserved.

Geographical distribution: It has been mentioned in the Pyrenees and the central Europe (SCHLAGINWEIT & WAGREICH, 2004) and Balkans (POLAVDER, 1999; RADOIČIĆ *et al.*, 2010).

Subfamily Amijiellinae
SEPTFONTAINE, 1988

Remarks: After SEPTFONTAINE (1988), the Subfamily Amijiellinae consists of planispiral to uncoiled shells with polygonal subepidermal exoskeleton, multiple cribrate apertures, and lacking endoskeletal elements. SEPTFONTAINE (1988) and also KAMINSKI (2014) included the Subfamily Amijiellinae in the Family Haurinidae (SEPTFONTAINE, 1988), which is characterized by planispiral to peneropliform shells with a polygonal subepidermal (hypodermal in SEPTFONTAINE, 1980) network. However, such characteristics are shared with the Family Spirocyclinidae (see above), which has priority. However, further studies are needed to clarify the relationship between the two families: Haurinidae used mainly for the Jurassic taxa (see the excellent work of SEPTFONTAINE, 1980, 1988), and Spirocyclinidae for the Cretaceous taxa.

In addition, KAMINSKI (2014) placed the Subfamily Amijiellinae (and the Family Haurinidae) in the Suborder Orbitolinina KAMINSKI, 2004, that was defined as "trochospiral to conical, later stage may have reduced number of chambers per whorl, or may become uniserial and rectilinear". However, neither the Subfamily Amijiellinae nor the Family Haurinidae possesses such characteristics and, in the current state of knowledge, they should be removed from Orbitolinina and included in Loftusiina. They are presented in this paper this way.

Pseudocyclammina
YABE & HANZAWA, 1926

(Type-species: *Cyclammina lituus* YOKOHAMA, 1890)

Description: Agglutinated shell with subcylindrical-to-sub spherical morphology with multiple cribrate apertures piercing the apertural face. The arrangement is planispiral-involute, but may become uncoiled in the late stage of growth. *Pseudocyclammina* presents exoskeleton composed of beams and rafters resulting in a polygonal subepidermal network. It lacks endoskeleton.

Age: After LOEBLICH & TAPPAN (1988), the age of *Pseudocyclammina* ranges from the Early Jurassic to Coniacian, but the presence of *P. sphaeroidea* in the Santonian (GENDROT, 1968) and in the Early Campanian (this paper) indicates a younger age for this genus.

Remarks: Although the "plexus" *Pseudocyclammina* (SEPTFONTAINE, 1980; 1988) is mentioned as having a long stratigraphic extension, the idea of a polyphyletic group is recurring in the literature (see SEPTFONTAINE, 1980, and the papers cited therein). BANNER (1970) placed the genus *Pseudocyclammina* together with *Choffatella* in the Choffatellinae; however, both genera differ in the foraminal pattern: aligned in *Choffatella* and cribrate in *Pseudocyclammina*.

Pseudocyclammina sphaeroidea
GENDROT, 1968
(Fig. 12 A-L)

Synonymies:

1968 *Pseudocyclammina sphaeroidea*, GENDROT, Figs. 1-5.

2013 *Pseudocyclammina sphaeroidea*, CAUS *et al.*, Fig. 7g.

Description: Small and globular *Pseudocyclammina* (the observed diameter varies from 0.6 mm to 1.1 mm). Dimorphism is not observed in our material from the Font de les Bagasses: all the specimens have similar size at the same growth stage. Where visible, a small and spherical protoconch is followed by a small hemispherical deuteroconch. The post-embryonic chambers exhibit a planispiral-involute arrangement, resulting in two and half to three whorls of spire, rarely three and half whorls. Specimens showing uncoiled stage are not frequent in our material. The earliest chambers are quadrangular in shape, but in the latest stage the chambers become low and elongated with peneropliform morphology. The number of chambers in the last whorl varies from 10-12 in the small forms to 13-14 in the largest ones. The external wall (epidermis) of our specimens is diagenetically altered. Moreover, the specimens incorporate angular, coarse quartz grains in the external wall and in the septa, frequently masking the exoskeleton structures. Where they are visible; these structures show short beams and rafters forming a poorly developed subepidermal network. The chamber lumen is free of endoskeletal elements. The septa are massive and pierced by small, cribrate intercameral foramina.

Similarities and differences: The Pyrenean specimens are similar to those described by GENDROT (1968) from the Martigues deposits. However, the French specimens do not present grains of quartz in their shells, suggesting that the presence of this type of agglutination in our specimens has an environmental significance.

Specimens attributed to *P. aff. sphaeroidea* also occur in the Coniacian deposits of the Pyrenees (CAUS *et al.*, 2013). The specimens designed as *P. sphaeroidea* in the Turonian of the Tethyan deposits are smaller than the Pyrenean ones (see for instance, FRIJIA & PARENTE, 2008; CHIOCCHINI *et al.*, 2012; FRIJIA *et al.*, 2007; ARRIAGA *et al.*, in press).

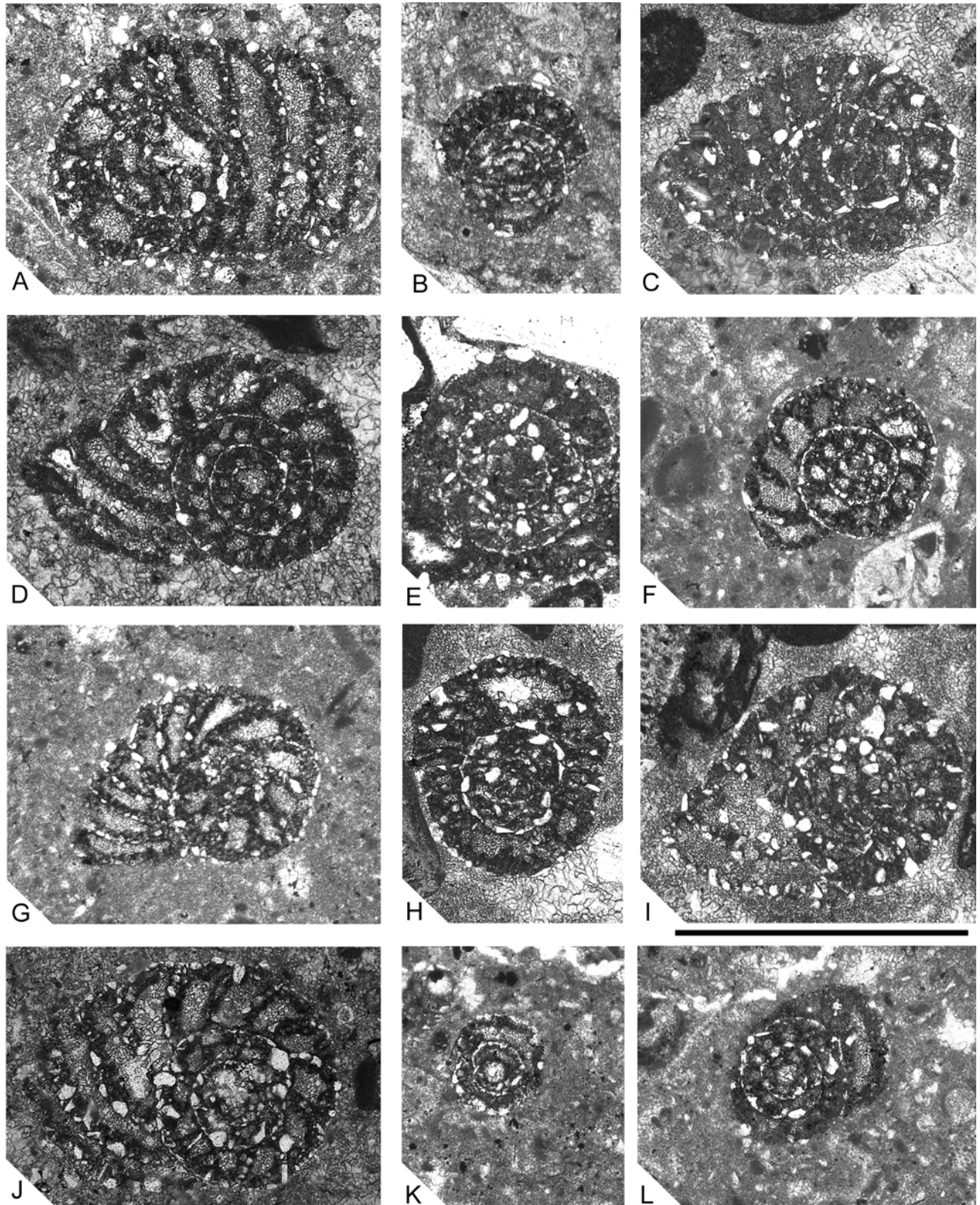


Figure 12: *Pseudocyclammina sphaeroidea*. **A.** Oblique section showing three spiral whorls in a large specimen. **B, E, H, K.** Axial and subaxial sections. **C-D, F-J.** Equatorial and subequatorial sections. **L.** Centred oblique section. **A, B, J** from CO-30; **C-E, H, I** from CO-1; **F, G, K, L** from M-125. Scale bar 1 mm.

Stratigraphical distribution: This small and globular *Pseudocyclamina* characterizes all deposits of the Font de les Bagasses Unit, although it is most frequent in its lower part. At certain levels it occurs as isolated specimens, but is more abundant in hard rocks. In the Pyrenees, the species is known from Coniacian to Lower Campanian. However, it is also mentioned from the Turonian (FRIJIA & PARENTE, 2008; CHIOCCINI *et al.*, 2012; FRIJIA *et al.*, 2007; among others).

Geographic distribution: *P. sphaeroidea* type is reported from the Pyrenean basin, while the small forms have a wider occurrence (see for instance: SCHLAGINTWEIT, 1992; FRIJIA *et al.*, 2007).

Suborder Ataxopragmiina FURSENKO, 1958

Remarks: KAMINSKI (2014) included in this suborder "agglutinated high trochospiral foraminifera with an asymmetrical spire that may reduce to a biserial or uniserial arrangement. The chambers may have exoskeletal and endoskeletal structures. The aperture forms a wide horizontal slit at the base of the apertural face". However, some genera included in the suborder have multiple apertures.

Superfamily Ataxopragmioidea SCHWAGER, 1877

Remarks: After LOEBLICH & TAPPAN (1988), this Superfamily is characterized by its early trochospiral growth that may be reduced to biserial or uniserial in later stages. The chambers have skeletal elements partially dividing the chamber lumen.

Family Dicyclinidae LOEBLICH & TAPPAN, 1964, emended

Remarks: ARRIAGA *et al.* (in press) considered the Family Dicyclinidae LOEBLICH & TAPPAN, 1964, synonymous with Cuneolinidae SAIDOVA, 1981. LOEBLICH & TAPPAN (1964, 1978) defined the Family Dicyclinidae as "test free, discoidal, chambers cyclical, biserially added, partially subdivided by transverse or radial partitions with imperforate epidermal layer; peripheral multiple aperture". Whereas, the Family Cuneolinidae SAIDOVA, 1981, was described as "conical to sublabelliform, trochospiral in early stage, with up to five chambers per whorl, rapidly reduced to biserial; chambers subdivided by many septula extending from the outer wall toward the junction of the two series of chambers, agglutinated wall with imperforate outer layer and reticulate subepidermal layer; aperture simple to multiple".

According to SCHLAGINTWEIT (1992), ARNAUD-VANNEAU & SLITER (1995) and the present work, *Cuneolina* ORBIGNY, 1839 (type-species: *C. pavonia* ORBIGNY, 1846) shows a large and structured deuteroconch followed by chambers biserially

arranged, and not trochospirally arranged in the early stages of growth as defined by LOEBLICH & TAPPAN (1964). Other characteristics, like a deep subepidermal network exoskeleton, the multiple apertures and the lack of endoskeleton are identical to *Dicyclina* characteristics. Thus, in accordance with ARRIAGA *et al.* (in press), the genus *Cuneolina* needs to be placed in the Family Dicyclinidae.

Therefore, the Family Dicyclinidae is emended here to include the non-cyclical forms as follows: test free, conical to fan-shaped or discoidal, chamber biserially arranged, exoskeleton composed of beams and rafters forming a regular subepidermal network covered by a fine epidermis. Multiple apertures are placed at the base of the chamber. It lacks endoskeletal structures.

Subfamily Cuneolininae SAIDOVA, 1981

Remarks: ARRIAGA *et al.* (in press) maintained the Subfamily Cuneolininae for the conical to fan-shaped morphotypes. However, further studies are needed to prove the validity of this subfamily, comprising also small and less complex forms from the Lower Cretaceous.

***Cuneolina* (ORBIGNY, 1839) ARNAUD-VANNEAU & SLITER, 1995**

(Type-species: *Cuneolina pavonia* ORBIGNY, 1846)

Description: Conical to fan-shaped foraminifera with agglutinated wall. The chambers are biserially arranged. They are generally broad and low, and commonly compressed in the plan of the biseriality. They have a complex exoskeleton composed of beams and rafters forming a regular subepidermal polygonal network covered by a fine epidermis. The beams frequently penetrate deep into the chamber lumen leaving only a narrow passage near the apertural face. It lacks endoskeleton elements. Multiple intercameral foramina are aligned at the base of the septa. For more details see ARNAUD-VANNEAU & SLITER (1995).

Age: *Cuneolina* is known from the Aptian to Maastrichtian (LOEBLICH & TAPPAN, 1988).

***Cuneolina conica* ORBIGNY, 1850 (Fig. 13 H, O ; Fig. 14 C-D)**

Synonymies:

1850 *Cuneolina conica* ORBIGNY, Pl. 1, figs. 7-9; Pl. 2, fig. 1.

1899 *Cuneolina conica* ORBIGNY, SCHLUMBERGER, Pl. 8, figs. 8-10

1968 *Cuneolina conica* ORBIGNY, GENDROT, Pl. 4, fig. 16

Description: Fan-shaped shell, biserially arranged, with low and broad chambers occupying an opening angle of about 70°. The number of chambers is about 20. The shell varies from 0.7mm to 1.2 mm in length. The exoskeleton consists of well-developed beams and rafters. The number of beams per chamber can reach about 20 in the last chamber.

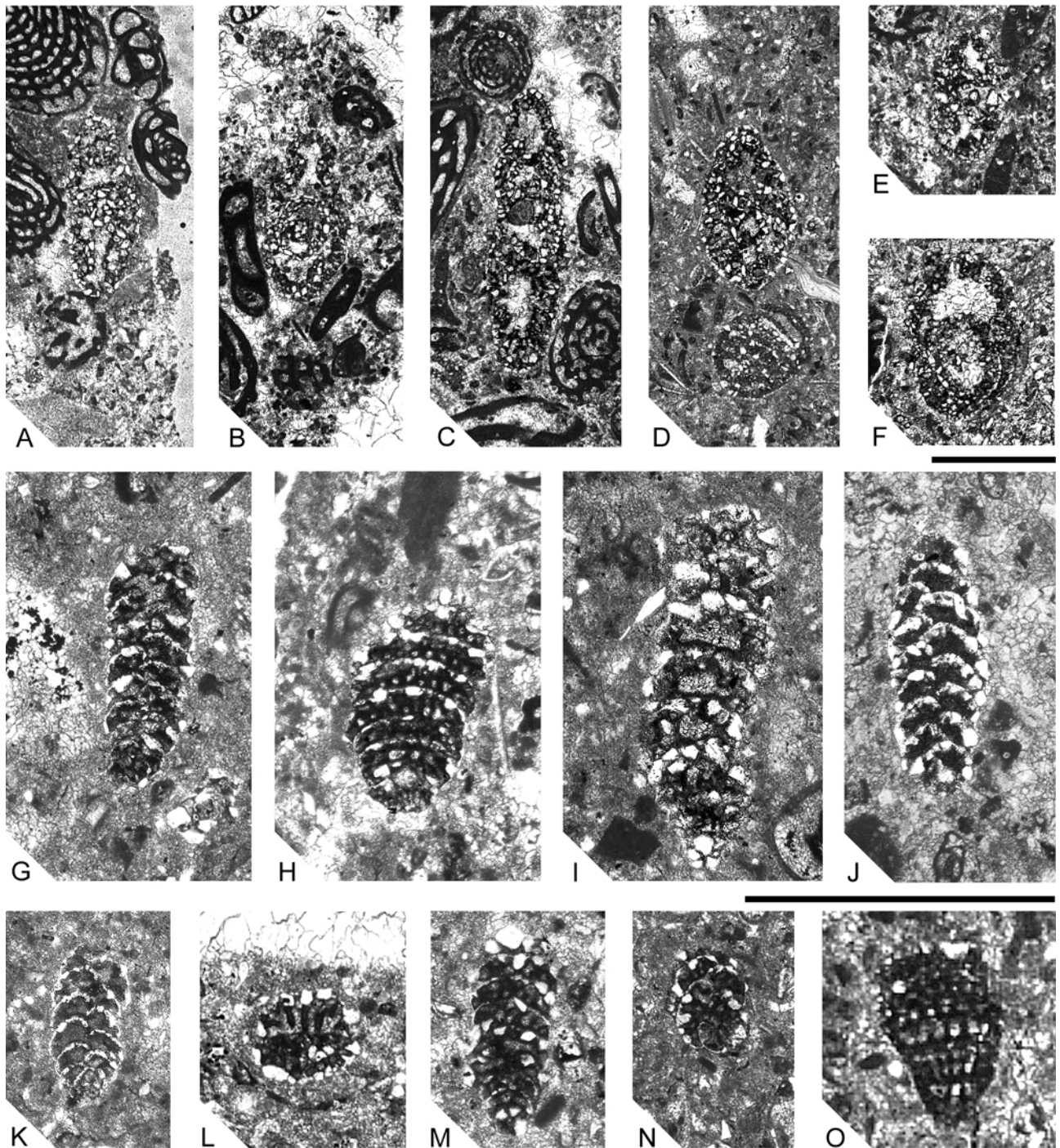


Figure 13: **A, C.** *Hemicyclammina cf. chalmasi*: subaxial sections; from SG-8 and SG-10. **B.** oblique section not far from the equatorial section; from SG-8 and SG-10. **D, E.** *Hemicyclammina cf. chalmasi*: Oblique sections; from SG-8 and SG-10. **F.** *Hemicyclammina cf. chalmasi*: slightly oblique near the subaxial section; note in all of the pictures the coarse agglutinating quartz grains masking the wall structure; from SG-8 and SG-10. **G, J, K, M.** *Cuneolina cyclindrica*: axial sections; G, from M-130; K, from M-125; J, M from M-151. **I.** *Cuneolina cyclindrica*: slightly oblique section almost subaxial; from M-149. **L.** *Cuneolina cyclindrica*: basal section showing the beams penetrating deep into the chamber lumen and leaving a narrow passage; from M-130. **N.** *Cuneolina cyclindrica*: oblique section showing fifth chambers; from M-130. **H, O.** *Cuneolina conica*: longitudinal-oblique sections; respectively from M-143 and from M-130. Scale bar 1 mm.

Similarities and differences: Our specimens from the Font de les Bagasses are identical to those described by SCHLUMBERGER (1899) from Tragó de Noguera.

Stratigraphical distribution: It is known only from the Upper Cretaceous.

Geographical distribution: *Cuneolina conica* has been mentioned in the Pyrenean deposits.

***Cuneolina cylindrica* HENSON, 1948**
(Fig. 13 G, I-N ; Fig. 14 A-B)

Synonymies:

- 1948 *Cuneolina cylindrica* HENSON, Pl. 14, fig. 7.
1968 *Cuneolina cylindrica* HENSON, GENDROT Pl. 4, fig. 14.

Description: Agglutinated, cylindrical, small shell with biserially arranged chambers. The chambers grow regularly and have a subglobular to slightly elongated morphology, opening with an angle of 10°-15° (7° to 14° in HENSON, 1948). The shell varies from 0.5mm to 1.1 mm in length. The wall consists of a fine epidermis (recrystallized) and few developed beams and rafters. A maximum of six beams per chamber have been measured. The external wall and septa agglutinate coarse and angular quartz grains, as occurs in many other foraminifera located in the Les Bagasses deposits (see for instance, *Pseudocyclammia sphaeroidea*).

Stratigraphical distribution: This species is known from the Santonian and Campanian deposits.

Geographical distribution *Cuneolina cylindrica* was described from the Middle East, but is a poorly known species. It is common in the Pyrenees.

Family Dictyopsellidae
BRÖNNIMANN *et al.*, 1983

Remarks: Low trochospiral shell with polygonal subepidermal network. The adjacent chambers communicate by a main aperture in an interior marginal position.

***Dictyopsella* MUNIER-CHALMAS, 1899**

(Type-species: *Dictyopsella kiliani* MUNIER-CHALMAS in SCHLUMBERGER 1899)

Description: Finely agglutinated shell, with low conical shape showing a convex dorsal side and a plane or plano-convex umbilical side. The chambers are arranged in a low trochospire. In the dorsal side, the chambers have the typical half-moon shape, while in the ventral side they are triangular leaving an open umbilicus in the center of the shell. The main aperture is arched and placed at the base of the apertural face. Small supplementary openings are developed in the septal sutures. The interior of the chambers is occupied by a deep exoskeleton, composed of numerous beams and rafters forming a fine subepidermal polygonal network covered by the

epidermis. They lack endoskeleton.

Age: The age attributed by LOEBLICH and TAPPAN (1988) to this genus is Cenomanian-to-Maastrichtian.

Dictyopsella kiliani

MUNIER-CHALMAS *in* SCHLUMBERGER, 1899
(Fig. 14 E-M ; Fig. 15 A-F)

Synonymies:

- 1899 *Dictyopsella kiliani* MUNIER-CHALMAS *in* SCHLUMBERGER, Pl. 8, figs. 5, 7; Pl. 11, fig. 20.
1967 *Dictyopsella kiliani* MUNIER-CHALMAS *in* SCHLUMBERGER, HOTTINGER, Pl. 10, figs. 7-10.
1968 *Dictyopsella kiliani* MUNIER-CHALMAS *in* SCHLUMBERGER, GENDROT, Pl. 5, figs. 7-10.
1981 *Dictyopsella kiliani* MUNIER-CHALMAS *in* SCHLUMBERGER, TRONCHETTI, Pl. 9, figs. 7-10; Pl. 10, figs. 1-3
1985 *Dictyopsella kiliani* MUNIER-CHALMAS *in* SCHLUMBERGER, LOEBLICH & TAPPAN, Pl. 4, figs. 1-7; Fig. 3.
1992 *Dictyopsella kiliani* MUNIER-CHALMAS *in* SCHLUMBERGER, SCHLAGINTWEIT, Figs. 7-10.

Description: All the specimens found in the Font de les Bagasses unit are attributed to the type-species of the genus: *D. kiliani*. The main characteristics of this species are reflected in the generic description of SCHLUMBERGER (1899) from the deposits of the Tragó de Noguera. The shell forms a low cone with its base plane or slightly convex. The periphery is circular and slightly lobulated. The maximum diameter of the measured specimens varies from 0.9 to 2.2 mm (A-forms). In the dorsal side, they show 20-21 half-moon-shaped chambers arranged in two and half whorls, with the last whorl having 8-10 chambers. The dorsal sutures are arched and slightly depressed. In the ventral side, the chambers are triangular and the sutures appear precisely at 2/3 of its inner part of the shell and slightly curved at the 1/3 of the external margin. The embryo consists of a spherical protoconch and a reniform to subglobular deuteroconch with exoskeleton.

Remarks: Although GENDROT (1968), in the material from Martigues, attributed the small specimens (with a diameter of about 1.3 mm) to the A-generation and the large ones (up to 2 mm) to the B-generation, all the measured specimens from the Font de les Bagasses Unit are A-forms

Similarities and differences: HOTTINGER (1967), using material from Tragó de Noguera, described the species *D. muretae*. This species, according to the author, differs from *D. kiliani* in its larger number of chambers in the last whorl (about 15) and the bigger size of the embryo compared with the embryo of *D. kiliani*. Moreover, HOTTINGER (1967) indicated that the walls of the ventral side of the successive chambers are superposed, forming a columellar plate, suggesting a higher degree of evolution for this last species. However, in the studied specimens collected from the Font de les Bagasses Unit, such characteristics have not been observed.

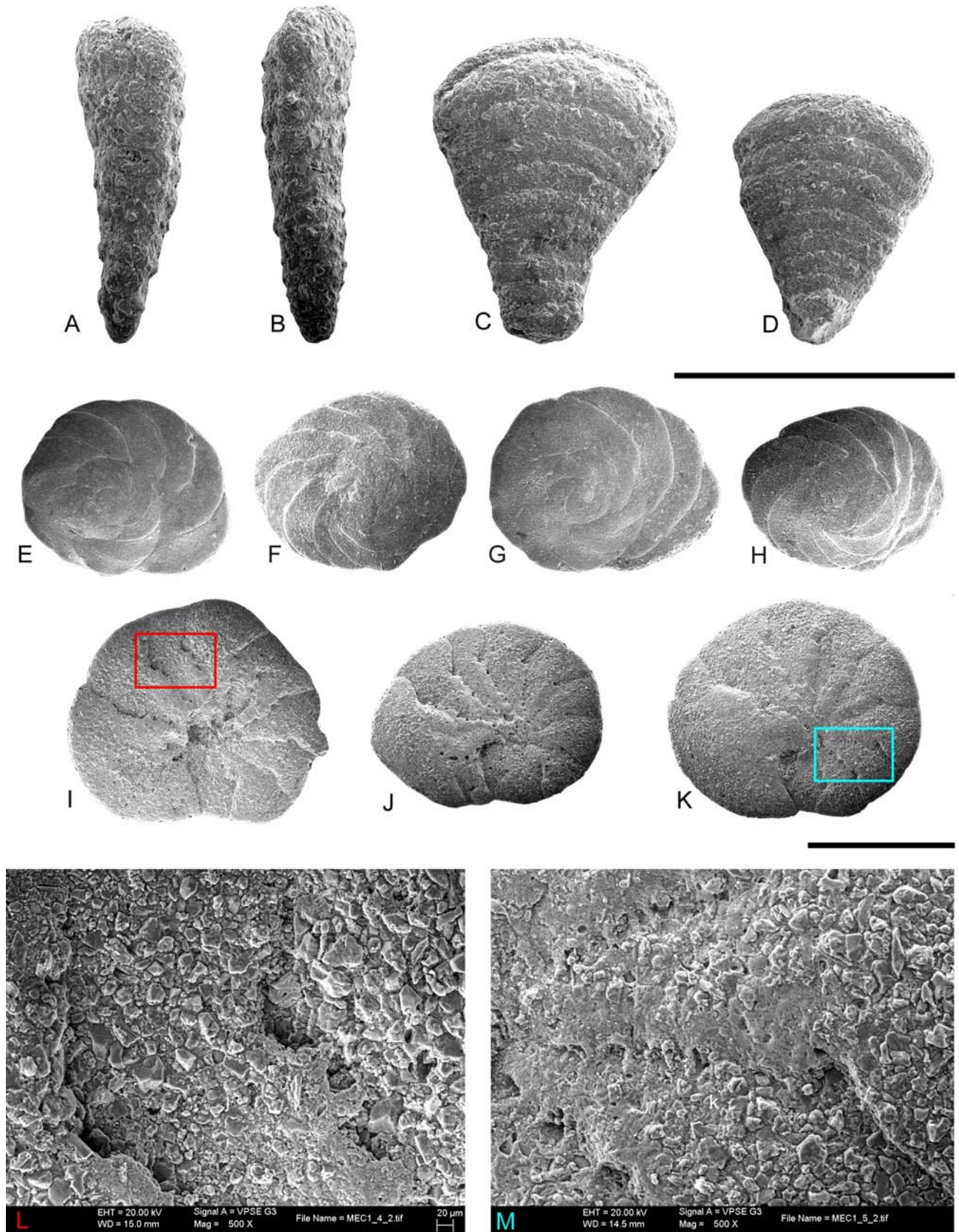


Figure 14: A-B. *Cuneolina cylindrica*: external view of isolated specimens (scanning electron microphotographs); note the cylindrical morphology of this species. C-D. *Cuneolina conica*: lateral view of well preserved specimens. E-I. *Dictyopsella kiliani*: external view of the dorsal side showing the spiral half-moon shaped chambers (scanning microphotographies). J-L. *Dictyopsella kiliani*: ventral side with the chambers of the last whorl showing the main aperture and small septal openings. M-N. Details of J and L specimens. All from SG-36. Scale bar 1 mm.

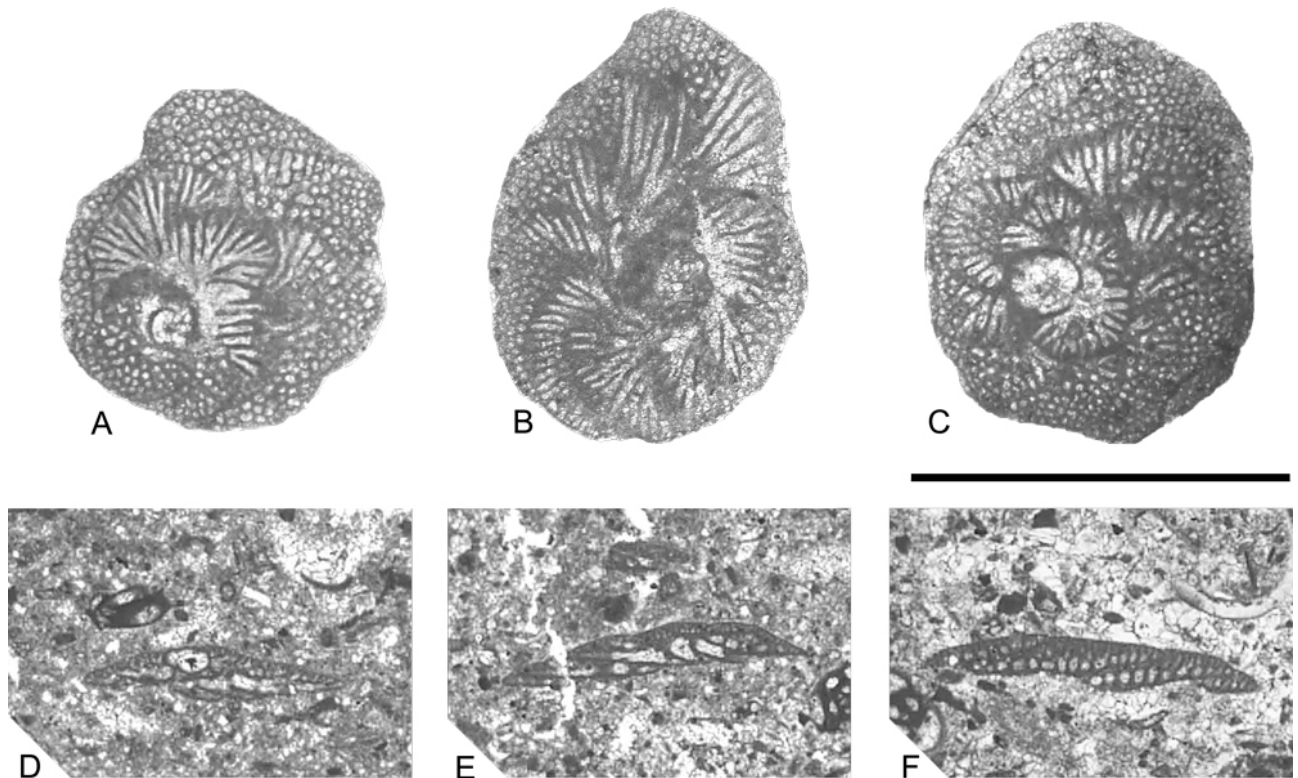


Figure 15: A-C. *Dictyopsella killiani* from SG-36. A, C. traverse sections showing the disposition of chambers in the spiral side. B. traverse section showing the disposition of chambers in the last whorl. D. axial section of a small specimen showing the spherical protoconch and a reniform deutoconch, from M-148. E- F. Subaxial sections, from M-150. Scale bar 1 mm.

GENDROT (1968) described from Martigues, under the name of *D. cuvillieri*, a small, thin and flat species with circular outline, which was used by LOEBLICH & TAPPAN (1985) to erect their new genus *Dictyopselloides*. LOEBLICH & TAPPAN (1985) based the new genus on the presence of an exoskeleton formed only by beams or, if they exist, a few rafters (see LOEBLICH & TAPPAN, 1988, p. 150), while *D. killiani* has well developed beams and rafters. However, the pictures presented by GENDROT (1968, Pl. 5, fig. 5) clearly indicate the presence of rafters; therefore, the validity of the genus *Dictyopselloides* is questioned here. GENDROT (1968) differentiated *D. cuvillieri* from *D. killiani* by its smaller size, flatter morphology, and the number of chambers in the last whorl, four to five. In our material, morphotypes similar to those described by GENDROT (1968) as *D. cuvillieri* occur only sporadically in thin-sections, not permitting a detailed study.

Stratigraphical distribution: Coniacian-Lower Campanian.

Geographical distribution: *Dictyopsella killiani* is mentioned frequently from western and central Europe.

6. Comments on the associated porcellaneous and lamellar-perforate foraminifera

In the Font de les Bagasses Unit the agglutinated larger foraminifera are frequently

associated with porcellaneous and lamellar-perforate foraminifera. Among the former group, lacazinids and meandropsinids are dominant, while the latter group is dominated by rotaliids and orbitoidids.

The lacazinids are represented by two species that have replaced each other in time: *Pseudofabularia cantabrica* HOTTINGER *et al.*, 1989, and *Lacazina elongata* MUNIER-CHALMAS, 1899 (generic and specific characteristics of these two taxa are treated in HOTTINGER *et al.*, 1989). Meandropsinids are represented clearly by two small, apparently nondimorphic forms: *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER, 1899) and *Eofallotia cf. simplex* HOTTINGER & CAUS, 2009, which are present within complete unit. The large and extremely dimorphic species *Alexina payracea* HOTTINGER & CAUS, 2009, is frequent only in the lower part of the sections, whereas the larger B forms of *Larrazetia larrazeti* (MUNIER-CHALMAS in SCHLUMBERGER, 1899) occur only in the upper part. The specimens designated in the charts as *Fascispira cf. schlumbergeri* HOTTINGER & CAUS, 2009, need to be further studied. *Meandropsina vidali* SCHLUMBERGER, 1899, described from the facies of the Tragó de Noguera, has been identified only in some washed samples collected in the middle part of the unit, and is omitted in the chart range (for more information see HOTTINGER & CAUS, 2009).

Among the lamellar-perforate foraminifera, the small *Orbitoides hottingeri* HINTE and *O. santae-pelagiae* ASTRE are frequent, and they replace

each other in time (ALBRICH *et al.*, 2014). The Family Rotaliidae (*sensu* HOTTINGER, 2014) is represented by *Rotorbinella* spp., and *Pyrenotalia longifolia* BOIX *et al.*, 2009. The very small, heavily ornamented forms with areal foramina, umbilical flaps and tooth-plate are designated in this work as *Pararotalia tuberculifera* (REUSS, 1861), but the ensemble should be further studied. The list of hyaline foraminifera ends with the well-known *Praestorsella roestae* (VISSEER, 1951), *Praesiderolites praevitali* (NEUMANN, 1987), and probably several species of the genus *Goupillaudina*.

7. Conclusions

The detailed architectural study of the foraminifera collected in the Font de les Bagasses Unit, in the Montsec Mountains, has allowed the following agglutinated foraminifera to be identified: *Choffatella* aff. *rugoretis*, *Hemicyclammina chalmasi*, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Cuneolina conica*, *C. cylindrica* and *Dictyopsella killiani*. All of these share the same type of exoskeleton composed of beams and rafters with a fine epidermis (polygonal subepidermal network) that is combined with different arrangements of chambers to conform:

1. Planispiral to uncoiled, peneropliform or cyclical (Spirocyclinidae);
2. Biseriate (Dicyclinidae);
3. Low trochospiral (Dictyopsellidae).

In the suprageneric classification *Choffatella* is included in Choffatellinae MAYNC, *Hemicyclammina* in Hemicyclammininae BANNER, and *Pseudocyclammina* in Amijiellinae SEPTFONTAINE within the Spirocyclinidae. *Cuneolina* is included in the Family Dicyclinidae.

Acknowledgements

We wish to express our sincere gratitude to Prof. Joan ROSELL for his help in the field work. Particular thanks are due to the reviewers Dr. Annie ARNAUD-VANNEAU, Dr. Felix SCHLAGINTWEIT and to Prof. Bruno GRANIER (editor) whose comments considerably improved this work. This research was funded by the Spanish Ministry of Science and Innovation (project CGL2009-08371) and Economy and Competitiveness (project CGL2012-33160).

Bibliographic references

- ALBRICH S., FRIJIA G., PARENTE M. & CAUS E. (2014).- The evolution of the earliest representatives of the genus *Orbitoides*: implications for Upper Cretaceous biostratigraphy.- *Cretaceous Research*, vol. 51, p. 22-34.
- ARNAUD-VANNEAU A. & SLITER W.V. (1995).- Early Cretaceous shallow-water benthic foraminifera and fecal pellets from leg 143 compared with coeval faunas from the Pacific basin, Central America, and the Tethys.- *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, vol. 143, p. 537-564.
- ARRIAGA M.E., FRIJIA G., PARENTE M. & CAUS E. (in press).- Benthic foraminifera in the aftermath of the Cenomanian-Turonian boundary extinction event in the carbonate platform facies of the southern Apennines (Italy).- *Journal of Foraminiferal Research*, Lawrence.
- BANNER F.T. (1970).- A synopsis of the Spirocyclinidae.- *Revista Española de Micropaleontología*, Madrid, vol. 2, nº 3, p. 243-290.
- BOIX C., FRIJIA G., VICEDO V., BERNAUS J.M., DI LUCIA M., PARENTE M. & CAUS E. (2011).- Larger foraminifera distribution and strontium isotope stratigraphy of the La Cova limestones (Coniacian - Santonian, Serra del Montsec, Pyrenees, NE Spain).- *Cretaceous Research*, vol. 32, p. 806-822.
- BOIX C., VILLALONGA R., CAUS E. & HOTTINGER L. (2009).- Late Cretaceous rotaliids (Foraminiferida) from the Western Tethys.- *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Stuttgart, vol. 253, nº 2-3, p. 197-227.
- CAUS E. (1981).- Structural analysis of larger foraminifera in random section as an instrument for rapid determination of rock age and environment. *In*: MARTINELL J. (ed.), International Symposium on Concept and Method in Palaeontology.- Departament de Paleontologia, Universitat de Barcelona, p. 223-232.
- CAUS E. & CORNELLA A. (1983).- Macroforaminifères du Crétacé supérieur du Bassin Sud-Pyrénéen.- *Géologie Méditerranéenne*, Marseille, vol. 13, nº 4, p. 137-142.
- CAUS E., CORNELLA A. & PONS J.M. (1978).- Foraminíferos bentónicos del Santoniense surpirineico (Montsec de Rubies, prov. de Lerida, España). Nueva adscripción genérica de *Dictyopsella chalmasi* SCHLUMBERGER.- *Revista Española de Micropaleontología*, Madrid, vol. 10, nº 3, p. 453-460.
- CAUS E. & GÓMEZ-GARRIDO A. (1989a).- Correlation of larger benthic and planktonic foraminifera of the Late Cretaceous in the South-Central Pyrenees. *In*: WIEDMAN J. (ed.), Cretaceous of the western Tethys. Proceedings of the 3rd International Cretaceous Symposium (Tübingen).- E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, p. 231-238.
- CAUS E. & GÓMEZ-GARRIDO A. (1989b).- Upper Cretaceous biostratigraphy of the south-central Pyrenees (Lleida, Spain).- *Geodinamica Acta*, Paris, (Series 3), vol. 3, p. 221-228.
- CAUS E., LLOMPART C., ROSELL J. & BERNAUS J.M. (1999).- El Coniaciense superior-Santoniense inferior de la Sierra del Montsec (Pirineos, NE de España).- *Revista de la Sociedad Geológica de España*, Salamanca, vol. 12, nº 2, p. 269-280.
- CAUS E., PARENTE M., VICEDO V., FRIJIA G. & MARTINEZ R. (2013).- *Broeckina gassoensis* sp. nov., a larger foraminiferal index fossil for the middle Coniacian shallow-water deposits of the Pyrenean Basin (NE Spain).- *Cretaceous Re-*

- search, vol. 45, p. 76-90.
- CHIOCCHINI M., PAMPALONI M.L. & PICHEZZI R.M. (2012).- Microfacies e microfossili delle successioni carbonatiche mesozoiche del Lazio e dell'Abruzzo (Italia centrale) - Cretacico.- *Memorie per servire alla descrizione della Carta Geologica d'Italia*, Roma, p. 269.
- CLAPÉS S. (1997, unpublished).- Els nivells de gresos santonians de les Serres Marginals (Prepirineu català).- MSc Thesis, Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra, 151 p. [in Catalan].
- CORNELLA A. (1977).- Foraminíferos bentónicos del Santoniense del Barranco de la Font de la Plata, Montsec de Rúbies, prov. de Lérida.- *Publicaciones de Geología de la Universidad Autónoma de Barcelona*, Bellaterra, nº 8, 45 p.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORSHCHIKOV J.M., BOULIN J., SOROKHTIN O., GEYSSANT J., LEPVRIER C., BIJU DUVAL B., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., WESTPHAL M. & LAUER J.P. (1985).- Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000, s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel.- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, (8^e Série), t. I, nº 5, p. 637-652.
- DOUVILLÉ H. (1906).- Évolution et enchaînement des Foraminifères.- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, (4^e Série), t. IV, p. 588-602 (Pl. XVIII).
- FRIJIA G. & PARENTE M. (2008).- *Reticulinella kaeveri* CHERCHI, RADOIČIĆ and SCHROEDER: a marker for the middle upper Turonian in the shallow-water carbonate facies of the periadriatic area.- *Bollettino della Società Geologica Italiana*, Roma, vol. 127, p. 275-284.
- FRIJIA G., PARENTE M., DI LUCIA M. & MUTTI M. (2007).- Carbon and strontium isotope stratigraphy of the Upper Cretaceous (Cenomanian-Campanian) shallow-water carbonates of southern Italy: Chronostratigraphic calibration of larger foraminifera biostratigraphy.- *Cretaceous Research*, vol. 53, p. 110-139.
- GENDROT C. (1968).- Stratigraphie et micropaléontologie du Sénonien de la région des Martigues près Marseille (Bouches-du-Rhône).- *Eclogae Geologicae Helvetiae*, Basel, vol. 61, nº 2, p. 657-705.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SCHMITZ K. & OGG G. (2012).- The Geologic Time Scale 2012.- Elsevier, 2 volumes, 1144 p.
- HAY W.W., DE CONTO R.M., WOLD C.N., WILSON K.M., VOIGHT S., SCHULZ M., WOLD A.R., DULLO W.C., RONOV A.B., BALUKHOVSKY A.N. & SÖDING E. (1999).- Alternative global Cretaceous paleogeography.- *Geological Society of America, Special Paper*, Washington D.C., nº 332, 47 p.
- HENSON F.R.S. (1948).- Larger imperforate Foraminifera of South-Western Asia.- *British Museum (Natural History)*, London, 127 p.
- HINTE J.E. van. (1966).- *Orbitoides hottingeri* n. sp. from Northern Spain.- *Proceedings of the Koninklijke nederlandse Akademie van Wetenschappen*, Amsterdam, (Series B), vol. 69, nº 3, p. 388-402.
- HOTTINGER L. (1967).- Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain.- *Notes et Mémoires du Service géologique*, Rabat, vol. 209, p. 5-168.
- HOTTINGER L. (1978).- Comparative anatomy of elementary shell structure in selected larger Foraminifera. In: HEDLEY R.H. & ADAMS C.G. (eds.), *Foraminifera*.- Academic Press, London, vol. 3, p. 204-266.
- HOTTINGER L. (2006).- Illustrated glossary of terms used in foraminiferal research.- *Carnets Geol.*, Madrid, vol. 6, nº M02 (CG2006_M02), 125 p.
- HOTTINGER L. (2014).- Paleogene larger Rotaliid Foraminifera from the Western and Central Neothetys.- Springer, p. 3-191.
- HOTTINGER L. & CAUS E. (2009).- Meandropsinidae, an ophtalmidid family of Late Cretaceous K-strategist foraminifera endemic in the Pyrenean Gulf.- *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Stuttgart, vol. 253, nº 2-3, p. 249-279.
- HOTTINGER L., DROBNE K. & CAUS E. (1989).- Late Cretaceous, Larger, Complex Miliolids (Foraminifera) endemic in the Pyrenean Faunal Province.- *Facies*, Erlangen, vol. 21, p. 99-134.
- KAMINSKI M.A. (2004).- The year 2000 classification of the agglutinated foraminifera. In: BUBIK M. & KAMINSKI M.A. (eds.), *Proceedings of the fifth international workshop on agglutinated Foraminifera*.- *Grzybowski Foundation Special Publication*, Krakow, vol. 8, p. 237-255.
- KAMINSKI M.A. (2014).- The year 2010 classification of the agglutinated foraminifera.- *Micropaleontology*, New York, vol. 60, nº 1, p. 89-108.
- LOEBLICH A.R. & TAPPAN H. (1964).- Sarcodina, chiefly "Thecameobians" and Foraminiferida. In: MOORE R.C. (ed.), *Treatise on Invertebrate Palaeontology*, Part C, Protist 2.- Geological Society of America, Boulder, and University of Kansas, Lawrence, 900 p.
- LOEBLICH A.R. & TAPPAN H. (1985).- Some new and redefined genera and families of agglutinated foraminifera; I.- *Journal of Foraminiferal Research*, Lawrence, vol. 15, p. 91-104.
- LOEBLICH A.R. & TAPPAN H. (1988).- Foraminiferal genera and their classification.- Van Nostrand Reinhold, New York, 970p.
- LOEBLICH A.R. & TAPPAN H. (1992).- Present status of Foraminiferal classification. In: TAKAYANAGI Y. & SAITO T. (eds.), *Studies in benthic Foraminifera*.- Tokai University, Tokyo, p. 93-102.
- LOEBLICH A.R. & TAPPAN H. (1994).- Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea.- *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, Lawrence, vol. 31, 661 p.
- MAYNC W. (1950).- The foraminiferal genus

- Choffatella* SCHLUMBERGER in the Lower Cretaceous (Urgonian) of the Caribbean region (Venezuela, Cuba, Mexico and Florida).- *Eclogae geologicae Helvetiae*, Basel, vol. 42, n° 2, p. 529-547.
- MAYNC W. (1953).- *Hemicyclamina sigali*, n. gen. nov. sp. from Cenomanian of Algeria.- *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, Lawrence, vol. 4, n° 9, p. 148-149.
- MAYNC W. (1958).- *Feurtillia frequens*, n. gen., n. sp., a new genus of Lituolid foraminifera.- *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, Lawrence, vol. 9, part. 1, p. 1-3.
- MAYNC W. (1972).- *Gendrotella* n. gen. and *Choffatella caronae* n. sp. from the Lower Senonian of Southern France.- *Eclogae geologicae Helvetiae*, Basel, vol. 65, p. 355-359.
- MILLER K.G., KOMINZ M.A., BROWNING J.V., WRIGHT J.D., MOUNTAIN G.S., KATZ M.E., SUGARMAN P.J., CRAMER B.S., CHRISTIE-BLICK N. & PEKAR S.F. (2005).- The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change.- *Science*, Washington D.C., vol. 310, p. 1293-1298.
- MUNIER-CHALMAS E. (1887).- Sur la *Cyclolina* et trois nouveaux genres de foraminifères des couches à rudistes: *Cyclopsina*, *Dicyclina* et *Spirocyclina*.- *Compte Rendu des Séances de la Société géologique de France*, Paris, vol. 4, n° 7, p. 30-31.
- MUÑOZ J.A. (1992).- Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McCLAY K.R. (ed.), Thrust tectonics.- Chapman & Hall, London, p. 235-246.
- NOGUÉS A. (2000, unpublished).- Biostromas de corales, rudistas y esponjas coralinas del Santoniense del Montsec d'Ares: caracterización estratigráfica, sedimentológica y paleontológica.- MSc Thesis, Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra, 216 p.
- ORBIGNY A. d' (1850).- Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés.- Masson, Paris, vol. 2, 428 p.
- PAWLOWSKI J., HOLZMANN M. & TYSZKA J. (2013).- New supraordinal classification of Foraminifera: Molecules meet morphology.- *Marine Micropaleontology*, vol. 100, p. 1-10.
- POLAVDER S. (1999).- On some little known foraminifers from the Senonian of the Vardar Zone.- *Acta Palaeontologica Romaniaae*, Cluj-Napoca, vol. 2, p. 373-375.
- PONS J.M. (1977).- Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos de Rudistas del Cretácico Superior del Prepirineo de la provincia de Lérida.- *Publicaciones de Geología*, Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra, n° 3, 105 p.
- PUCÉAT E., LÉCUYER C., SHEPPARD S.M.F., DROMART G., REBOULET S. & GRANDJEAN P. (2003).- Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels.- *Paleoceanography*, Washington D.C., vol. 18, n° 2, p. 1-12.
- RADOIČIĆ R., RADULOVIĆ V., RABRENOBIĆ D. & RADULOVIĆ B. (2010).- The age of the brachiopod limestones from Guča, western Serbia.- *Annales géologiques de la Péninsule Balkanique*, vol. 71, p. 73-93.
- SCHLAGINTWEIT F. (1992).- Benthonische Foraminiferen aus Flachwasserkarbonaten der Oberkreide der Nördlichen Kalkalpen (Gosauschichtgruppe, Österreich).- *Mitteilungen der Österreichischen geologischen Gesellschaft*, Wien, vol. 84, p. 327-353.
- SCHLAGINTWEIT F. & WAGREICH M. (2004).- *Hemicyclamina chalmasi* (SCHLUMBERGER, 1899) - Larger benthic Foraminifera from the Upper Cretaceous Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Gosau, Austria).- *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*, Wien, vol. 144, p. 367-372.
- SCHLUMBERGER C. (1899).- Note sur quelques foraminifères nouveaux ou peu connus du Crétacé d'Espagne.- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, (3^e Série), t. XXVII, p. 456-465 (Pls. VIII-XI).
- SEPTFONTAINE M. (1980).- Les Foraminifères imperforés des milieux de plate-forme au Mésozoïque : détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique.- *Revue de Micropaléontologie*, Paris, vol. 23, n° 3-4, p. 169-203.
- SEPTFONTAINE M. (1988).- Vers une classification évolutive des Lituolidés (Foraminifères) jurassiques en milieu de plate-forme carbonatée.- *Revue de Paléobiologie*, Genève, vol. spec. n° 2 (Benthos '86), p. 229-256.
- SIMÓ A. (1986).- Carbonate platform depositional sequences, Upper Cretaceous, south-central Pyrenees (Spain).- *Tectonophysics*, vol. 129, p. 205-231.
- TEIXELL A. & MUÑOZ J.A. (2000).- Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal del río Noguera- Ribagorçana.- *Revista de la Sociedad geológica de España*, Salamanca, vol. 13, n° 2, p. 251-264.
- TRONCHETTI G. (1981).- Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). Systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie.- PhD Thesis, Université de Provence ; *Travaux du Laboratoire de Géologie Historique et de Paléontologie*, Marseille, vol. 12, n° 3, 559 p.
- VILLALONGA R. (2009, unpublished).- Los macroforaminíferos de la plataforma Campaniense del margen sur de la cuenca pirenaica (Unidad Surpirenaica central, NE de la Península Ibérica).- PhD Thesis, Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra, 216 p.
- WANNIER M. (1983).- Évolution, biostratigraphie et systématique des Siderolitinae (Foraminifères).- *Revista Española de Micropaleontología*, Madrid, vol. 15, n° 1, p. 5-37.

The Font de les Bagasses marls and marly limestones (Montsec Mountains, NE of Iberian peninsula) host a rich assemblage of larger foraminifera, which was described for the first time in the early 20th Century from the currently submerged locality of Tragó de Noguera (Marginal Mountains). In this work, a detailed architectural study has been carried out on selected agglutinated larger foraminifera, which includes *Choffatella aff. rugoretis* Gendrot, *Hemicyclammina chalmasi* (Schlumberger), *Cuneolina conica* Orbigny, *Cuneolina cylindrica* Henson and *Dictyopsella kiliani* Munier-Chalmas. Moreover, it presents the biostratigraphic range and the range of the associated porcelaneous and lamellar-perforate foraminifera in the study area. The age of the assemblage is early Campanian.



The biostratigraphy of Campanian-Maastrichtian carbonate platforms is largely based on the larger foraminiferal genus *Orbitoides*. However, while the taxonomy and the chronostratigraphic age of the younger species of this genus are well established, there are still many controversies on the earliest species. We have restudied their morphological characters using a large collection of samples from the type-localities and from continuous sections in the southern Pyrenees. Based on these new observations, the long forgotten species *O. sanctae-pelagiae* is reinstated, while *O. dordoniensis* is considered a junior synonym. Successive populations of *O. hottingeri*, *O. sanctae-pelagiae* and *O. douvillei* show gradual morphological changes in time marked by an increase in the size and complexity of the macrospheric embryonal apparatus, an increase of the size of the adult specimens of both generations and the progressive appearance and development of true lateral chamberlets. The Font de les Bagasses Unit in the southern Pyrenees preserves a high-resolution archive of the evolution of the earliest *Orbitoides*. Strontium isotope stratigraphy indicates that the oldest species, *O. hottingeri*, made its first appearance in the earliest Campanian, close to the Santonian-Campanian boundary, and was replaced by *O. sanctae-pelagiae* at a level closely corresponding to the boundary between the *Placenticerias bidorsatum* and *Menabites delawarensis* ammonite zones.