

La Formación de Bellmunt (Unidad del Cadí, Pirineo oriental): aportaciones bioestratigráficas de los sistemas lacustres y palustres asociados

P. BUSQUETS⁽¹⁾, E. RAMOS-GUERRERO⁽¹⁾, S. MOYA⁽²⁾, J. AGUSTI⁽²⁾,
F. COLOMBO⁽¹⁾, LL. CHECA⁽²⁾ y M. KÖHLER⁽²⁾

(1) Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Fac. de Geologia. Universitat de Barcelona. E-08071, Barcelona.

(2) Institut Paleontològic M. Crusafont. c/ Escola Industrial, 23. E-08201, Sabadell.

RESUMEN

La Formación de Bellmunt es una unidad aluvial de carácter sinorogénico relacionada con el emplazamiento de los mantos pirenaicos. En su zona inferior-media intercala numerosos tramos lacustres y palustres que contienen una abundante fauna y flora fósil. Estos restos fósiles han permitido realizar la reconstrucción paleoambiental y paleoclimática de la zona, así como precisar la cronoestratigrafía de la unidad, que corresponde a Bartonense inferior-medio en base a las carófitas y a los restos de mamíferos.

Palabras clave: Lacustre. Mamíferos. Carófitas. Eoceno. Unidad del Cadí. Pirineos Orientales.

ABSTRACT

The Bellmunt Fm is an alluvial synorogenic unit which was deposited under the influence of the southward displacement of successive pyrenean nappes. This unit includes, in the boundary between its lower and middle part, many lacustrine and palustrine beds with an abundant fossil fauna and flora. This fossil record allows to recognize the paleoenvironmental and paleoclimatic scenery. Charophytes and fossil mammals indicate a Middle and Lower Bartonian age for this Formation.

Key words: Lacustrine. Mammals. Charophytes. Eocene. Cadí Unit. Eastern Pyrenees.

INTRODUCCION

La Unidad del Cadí es una unidad tectónica que, mediante la falla de Vallfogona, cabalga hacia el Sur sobre los materiales autóctonos de antepaís que constituyen la Depresión Central Catalana (Muñoz *et al.*, 1986), formando el límite meridional de los Pirineos en la

zona comprendida entre los ríos Ter-Freser y Llobregat (Fig. 1). La Unidad del Cadí está estructurada internamente mediante un conjunto de pliegues entre los que se encuentra el Sinclinal de Ripoll. Esta estructura superficial permite el afloramiento de una potente serie de materiales sinorogénicos que sobrepasa los 3000 m de potencia y está constituida (Fig. 2A) por un tramo inferior marino de carácter turbidítico (Fm. de Vallfogona), un tramo intermedio transicional (Fms. de Beuda y de Cal Bernat) y un tramo superior continental (Fm. de Bellmunt).

La Formación Lutitas, Areniscas y Conglomerados de Bellmunt (Gich, 1969) se extiende ampliamente en toda la zona meridional del Pirineo oriental, y forma el núcleo del Sinclinal de Ripoll. Entre los puntos kilométricos 4 y 9 de la carretera que une las localidades de Borredá y St. Jaume de Frontanyà, en el flanco Sur del Sinclinal de Ripoll, ha podido reconstruirse un perfil estratigráfico de la Formación de Bellmunt con una potencia superior a los 1500 m (Fig. 2B). En este punto, la Formación representa la progradación hacia el Sur de un sistema aluvial sobre las facies marinas transicionales de la Fm. de Cal Bernat (Busquets, 1981), que son atribuidas al Luteciense inferior en base a la presencia de *Nummulites gallensis* (Busquets *et al.*, 1979 y Serra-Kiel, 1984) y nannoplacton calcáreo (Busquets *et al.*, 1986).

LA FORMACION DE BELLMUNT

La organización de la Fm. de Bellmunt corresponde a una megasecuencia negativa (Fig. 2A) que engloba

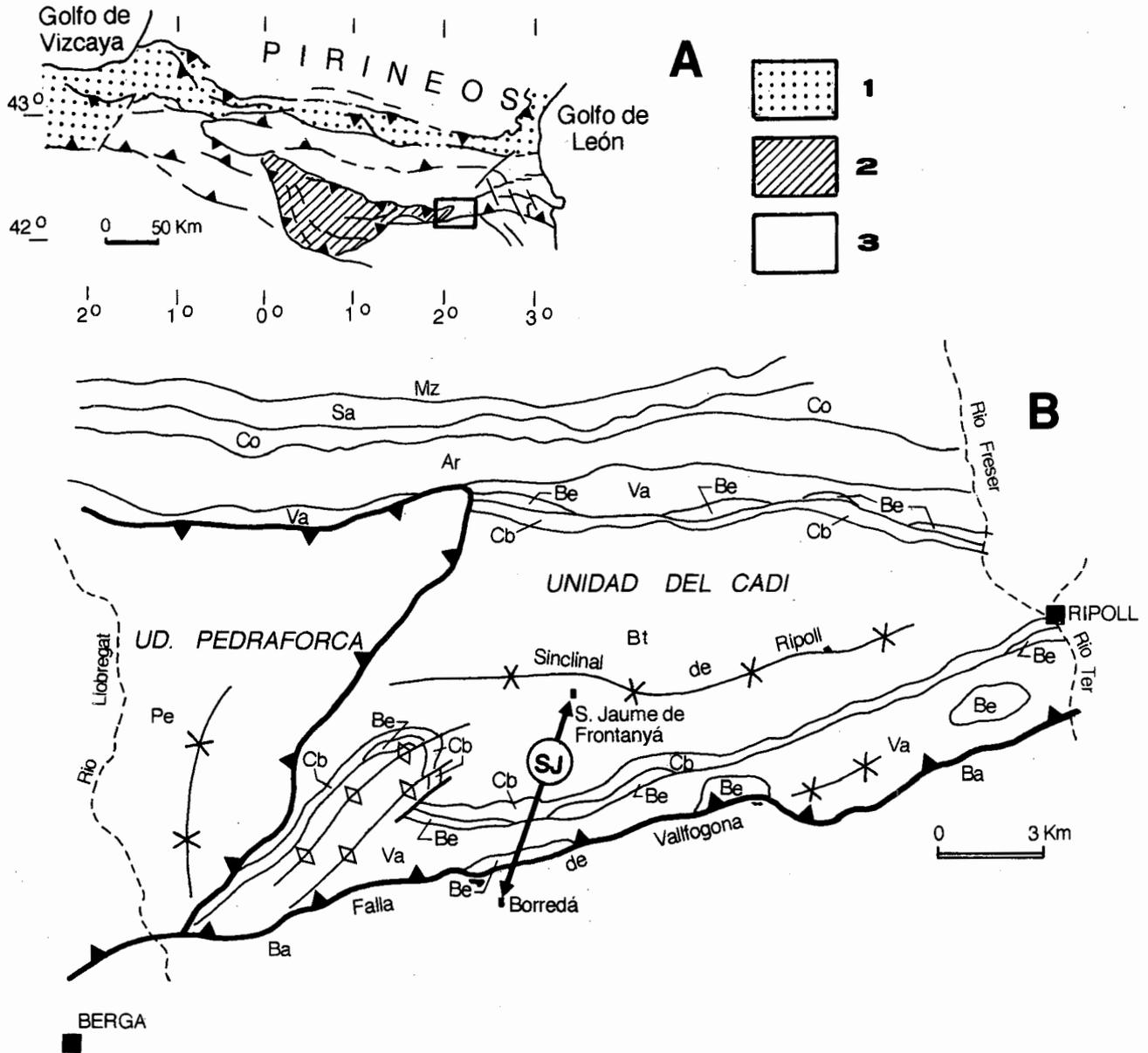


Figura 1.- A: Localización de la zona estudiada dentro del contexto general de los Pirineos (Muñoz *et al.*, 1983). 1 = Estructuras vergentes hacia el Norte (Pirineo septentrional). 2 = Pirineo meridional: mantos superiores y 3 = Pirineo meridional: mantos inferiores. B: Esquema geológico de la Unidad del Cadí (Busquets, 1981) y localización de la serie estratigráfica (SJ) representada en la figura 2.A. Unidad del Cadí: Mz = basamento preterciario. Sa = Fm. de Sagnari. Co = Fm. de Coronas. Ar = Fm. de Armancies. Va = Fm. de Vallfogona. Be = Fm. de Beuda. Cb = Fm. de Cal Bernat. Bt = Fm. de Bellmunt. Mantos del Pedraforca = Pe. Autóctono relativo: Ba = Fm. de Berga.

Figure 1.- A: Structural sketch of the Pyrenean chain showing the main structural units (Muñoz *et al.* 1983). 1 = Northwards verging structures (Northern Pyrenees). 2 = Southern Pyrenees: upper thrust sheets and 3 = Southern Pyrenees: lower thrust sheets. B: Geological sketch of the Cadí Unit (Busquets, 1981) and in figure 2 cross-section location (SJ). A. Cadí Unit: Mz = Precenozoic basement. Sa = Sagnari Fm. Co = Coronas Fm. Ar = Armancies Fm. Va = Vallfogona Fm. Be = Beuda Fm. Cb = Cal Bernat Fm. Bt = Bellmunt Fm. Pedraforca Thrusts = Pe. Autochthonous: Ba = Berga Fm.

otras dos megasecuencias también de carácter negativo (Fig. 2B). Cada una de estas megasecuencias registra de base a techo un progresivo incremento de las facies canalizadas arenosas y conglomeráticas sobre los sedimentos lutíticos más distales. Los depósitos proximales conforman la parte superior de cada secuencia y están constituidos por conglomerados y en menor proporción por brechas (Busquets, 1981).

Las facies conglomeráticas proximales de la megasecuencia inferior han sido definidas como Conglomerados de Tubau y los de la megasecuencia superior como Conglomerados de Frontanyà (Busquets 1981).

En el flanco Norte del Sinclinal de Ripoll, los Conglomerados de Tubau se hallan representados por facies conglomeráticas masivas que presentan cambios laterales de facies en sentido N-S y NW-SE, mientras que en el flanco Sur están representados por facies arenoso-conglomeráticas canalizadas. Las paleocorrientes medidas en los Conglomerados de Tubau indican una procedencia del Norte.

Los Conglomerados de Frontanyà forman el núcleo del Sinclinal de Ripoll y están constituidos por facies conglomerático-brechoides. Sus paleocorrientes indican un aporte procedente del Norte y Noroeste.

La distribución de las litofacies conglomeráticas contribuye a que el ordenamiento secuencial interno de la Formación de Bellmunt sea más evidente en el flanco Norte que en el Sur.

Petrológicamente, las facies conglomeráticas registran verticalmente variaciones importantes en su composición (Fig. 2B). Los conglomerados inferiores, cuya composición es: 13,7% de rocas detríticas, 33,3% de calizas, 11,8% de rocas cuarcíferas y 41,2% de matriz predominantemente arenosa, representan el desmantelamiento de la cobertera secundaria y terciaria integrante de los mantos del Pedraforca. Estos porcentajes sufren muy pocas variaciones a lo largo de la sucesión conglomerática inferior. Los conglomerados superiores están constituidos por clastos paleozoicos, secundarios y del terciario inferior, habiéndose reconocido calcoesquistos y calizas «griotte» del Devónico, granitoides del Carbonífero, ofitas y facies rojas del Pérmico y Triásico inferior, calizas del Jurásico y Cretácico y calizas de alveolinas del Ilerdiense (Eoceno inferior). La composición petrológica de los conglomerados superiores es: 11,5% de rocas detríticas, 32,3% de calizas, 17,7% de granitoides, 2,1% de rocas cuarcíferas, 6,2% de rocas metamórficas y 30,2% de matriz limoso-arenosa mineralógicamente inmadura. Estos conglomerados representan el desmantelamiento franco del basamento hercínico.

La aparición de clastos representativos de la sucesión paleozoica se inicia cerca del techo de la primera

megasecuencia, presentando los niveles superiores de los Conglomerados de Tubau, en el flanco Norte del Sinclinal, la composición petrológica siguiente (fig. 2C): 8,7% de rocas detríticas, 42,1% de calizas, 4,3% de granitoides, 1,4% de rocas cuarcíferas y 43,5% de matriz arcósica.

La disposición areal de las dos megasecuencias corresponde a un desplazamiento hacia el Sur-Suroeste de los depocentros de los sistemas deposicionales aluviales.

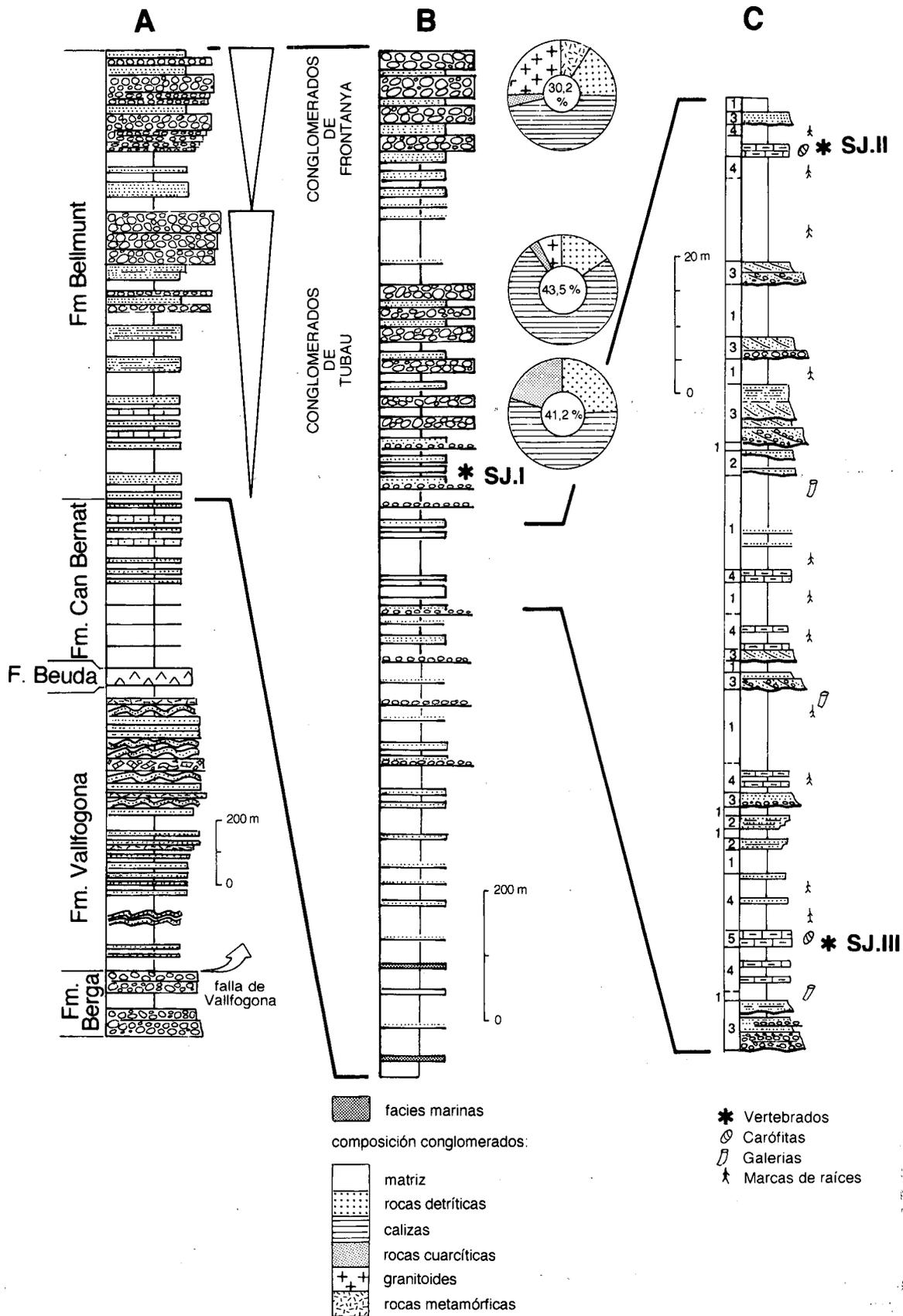
El estudio detallado de la parte media-alta de la megasecuencia inferior, correspondiente a la zona intermedia de un sistema aluvial, ha permitido el reconocimiento de un conjunto de asociaciones de facies que caracterizan diversos submedios sedimentarios: principalmente depósitos de llanura de inundación, de canal, lacustres y palustres (Fig. 2C).

Los depósitos de llanura de inundación están constituidos casi exclusivamente por lutitas rojas y/o amarillas, masivas, que excepcionalmente pueden llegar a formar niveles de hasta 5,5 m de potencia, aunque sus espesores más comunes varían entre 0,5 y 1 m. Frecuentemente intercalan tramos con decoloraciones así como horizontes de nódulos carbonatados. Son frecuentes también las trazas de raíces y especialmente abundantes las galerías o *burrows*, tanto horizontales como verticales. Ocasionalmente intercalan niveles centimétricos de areniscas finas.

Estos materiales detríticos finos fueron transportados en los períodos de crecidas y acumulados por decantación en la llanura de inundación. Su coloración indica que quedaron sometidos a prolongados períodos de oxidación (Turner, 1980), mientras que los tramos moteados o decolorados son aquellos sobre los que actuaron procesos hidromorfos durante las etapas de edafización (Freytet, 1971 y Buurman, 1980). Tanto los abundantes tramos de lutitas moteadas como los escasos niveles de nódulos carbonatados, así como las trazas de raíces, evidencian un extensivo desarrollo de paleosuelos.

Los depósitos de canal se intercalan entre los materiales de la llanura de inundación (Fig. 2C) mediante niveles multiepisódicos, con geometría lenticular, base erosiva y de 0,5 a 3 m de potencia. Litológicamente se trata de areniscas, y en menor medida microconglomerados y conglomerados que internamente presentan granoclasificación positiva y estructuras tractivas de pequeña y gran escala. Las paleocorrientes indican procedencias variables entre NE y NO.

La mayor parte de estos materiales fueron acumulados en canales de baja sinuosidad (Rust, 1978) donde eran transportados como carga de fondo formando barras arenosas longitudinales y transversales (Miall, 1978 y 1985). También se han caracterizado depósitos



de lóbulos de desbordamiento formando pequeñas secuencias negativas (Ethridge *et al.*, 1981). Estas secuencias se asocian lateralmente a los depósitos de relleno de canal o bien quedan aisladas entre las lutitas de la llanura de inundación (Fig. 2C).

DEPOSITOS LACUSTRES Y PALUSTRES

Las facies lacustres y palustres se intercalan entre los depósitos de la llanura de inundación o, en ocasiones, a techo de los depósitos de canal, formando tramos de potencia variable entre 4 y 17 m y litológicamente constituidos por margas, margocalizas y en menor medida calizas.

Las margas constituyen la litología dominante. Son grises, masivas, y presentan abundantes trazas de bioturbación por raíces. Tienen un elevado contenido en materia orgánica dispersa, e intercalan nivelillos centimétricos de carbón. Contienen abundantes restos fósiles de vegetales y vertebrados. El tránsito entre las margas grises y las lutitas rojas de la llanura de inundación entre las que se encajan estos depósitos se produce predominantemente de manera gradual.

Las margocalizas, también grises, se intercalan entre las margas en niveles centimétricos que pueden estar individualizados o bien formar conjuntos de orden métrico. Los niveles muestran una geometría lenticular muy laxa, con base plana y relieve positivo. Internamente son masivos, con abundantes trazas de raíces y ténue laminación interna ocasional.

Las margas son interpretadas como los sedimentos originados en un medio palustre desarrollado a favor de las zonas topográficamente más deprimidas de la llanura de inundación fluvial, donde se producían encharcamientos permanentes y donde ocasionalmente se daban condiciones microreductoras. La acumulación de materia orgánica en estas zonas se producía principalmente a partir de una abundante flora hidrofítica. La acumulación del fango carbonatado constituyente de los niveles lenticulares de las margocalizas, se producía cuando la lámina de agua alcanzaba una cierta profundidad, aunque siempre en condiciones de someridad. Estos niveles formaban pequeños montículos (*mud-mounds*), posiblemente generados a partir del atrape y/o precipitación de sedimento carbonatado debido al efecto de pantalla producido por el cinturón de vegetación hidrofila. En condiciones de predomi-

nio de la precipitación carbonatada frente al atrape de sedimento, bien por una mayor producción de carbonato, bien porque el aporte de los materiales detríticos finos quedase localmente inhibido, los niveles de calizas reemplazan a los de margocalizas.

El estudio de la distribución espacial de las diversas sucesiones lacustres-palustres demuestra que éstas están desconectadas entre sí, y que preferentemente se originaron a favor de pequeñas depresiones en zonas de intercanal de la llanura de inundación, y en menor medida sobre los surcos generados por los canales al ser éstos abandonados. La organización secuencial de las facies muestra que los depósitos lacustres someros van siempre precedidos por una fase previa de implantación caracterizada mediante un tramo de facies palustres. El estadio final de colmatación de la cuenca lacustre se manifiesta mediante un tramo superior de facies palustres de características similares a las anteriormente descritas.

PALEONTOLOGIA Y PALEOECOLOGIA

Asociados a los depósitos lacustres y palustres se ha reconocido la existencia de una importante asociación fósil constituida principalmente por restos de vegetales, vertebrados y gasterópodos, estos últimos inclasificables.

Entre los vegetales se han reconocido macrorestos provisionalmente atribuibles a los géneros *Tipha* y *Phragmites*. Busquets (1981) y Busquets *et al.* (1986) han analizado el contenido micro paleobotánico, que corresponde a restos de esporas, polen y oogonios de carófitas. Entre las esporas, las únicas formas presentes pertenecen a *Leiotriletes*, de la familia de las Schizaeaceae, y que según estos autores posiblemente sea equivalente al actual género *Lygodium*, helecho típico de ambientes tropicales a subtropicales. El polen determinado pertenece al género *Pinus*, y se han reconocido formas de tipo haploxylon y diploxylon. Los pinos de tipo haploxylon agrupan una serie de especies características de climas templados, mientras que el grupo de los pinos de tipo diploxylon abarcan especies de hábitats más fríos. Los oogonios de carófitas corresponden a *Raskyella* aff. *pecki* Grambast, 1954 y *Maedleriella serialis* Feist, 1981.

Aunque los abundantes restos de vertebrados están todavía en fase de estudio, se puede afirmar que los yacimientos ya estudiados (SJ.I, SJ.II y SJ.III Fig. 2C)

←
Figura 2.- A: Sucesión estratigráfica general del flanco Sur del Sinclinal de Ripoll (SJ, Fig. 1B). B: ordenación secuencial sintética de la Formación de Bellmunt. C: Sucesión estratigráfica detallada del tramo intermedio de la Formación de Bellmunt. (SJ.I, SJ.II y SJ.III = yacimientos de vertebrados). 1 = depósitos de llanura de inundación. 2 = depósitos de desbordamiento. 3 = depósitos de canal. 4 = depósitos palustres y 5 = depósitos lacustres.

Figure 2.-A: General stratigraphic cross-section of the Ripoll Sincline (southern limb) . B: Synthetic sequence arrangement of the Bellmunt Formation. C: Detailed cross section of the middle part of Bellmunt Fm. (SJ I, SJII - vertebrate localities). 1= floodplain deposits. 2= overbank deposits. 3= channel deposits. 4= palustrine deposits. 5= lacustrine deposits.

existe una evidente selección por tamaños en favor de los restos de talla pequeña y media, con lo que las especies paleoecológicamente significativas pueden faltar solamente debido a factores tafonómicos. Los grupos hasta ahora determinados demuestran el predominio de los primates arborícolas (principalmente *Anchonomys* y de manera subordinada *Necrolemur*) y los artiodáctilos de talla pequeña (Checa, 1992). La relación faunística preliminar es la siguiente:

SJ.III Primates:

Anchonomys nov. sp.

Adapis sp.

Pivetonia sp. o *Pseudoloris* sp.

Roedores:

Elfomys nov. sp.

cf. *Ectropomys* sp.

Rodentia indet.

Artiodáctilos:

Robiacina nov. sp.

Haplobunodontinae indet.

Dichobuninae nov. gen., nov. sp.

Leptotheridium sp.

Perisodáctilos:

Perisodáctilo indet.

Insectívoros:

Saturninia sp.

Palaeoryctidae indet.

Insectivora indet.

Creodontos:

Creodonta indet.

Reptiles y anfibios:

Crocodylia indet.

Testudininae y anfibios diversos

SJ.II Primates:

Necrolemur sp.

Roedores:

Roedor indet.

Artiodáctilos:

Dichobune nov.sp.

Insectívoros:

Insectivora indet.

Chirópteros:

Chiroptera indet.

Marsupiales:

Marsupalia indet.

SJ.I Primates:

Necrolemur sp.

Anchonomys sp.

Roedores:

Protoadelomys sp.

Pseudoltinomys cf. *cosetanus*

Glivarus cf. *robiacensis*

Artiodáctilos:

Leptotheridium sp.

Catodonterium sp.

Robiacina sp.

Dichobuninae nov. gen., nov. sp.

Perisodáctilos:

Perisodáctilos indet.

BIOESTRATIGRAFIA

La bioestratigrafía de los niveles lacustres de la Formación de Bellmont se ha establecido a partir de los restos de carófitas y vertebrados.

En el área de Europa occidental, *Maedleriella serialis* posee un rango cronoestratigráfico que abarca todo el Bartoniense medio (Riveline, 1986). Esta misma autora atribuye un rango de Bartoniense inferior y base del Bartoniense medio a *Raskiella pecki*, por lo que la asociación de carófitas presente en los materiales estudiados caracteriza al Bartoniense inferior-medio (Fig. 3).

Por otra parte, la asociación reconocida de vertebrados también es típicamente Bartoniense. El yacimiento de vertebrados estratigráficamente situado más bajo (SJ.III) contiene *Anchonomys* nov. sp., *Adapis* sp. y un pequeño necrolemúrido de la línea de *Pseudoloris*

juntamente con artiodáctilos como *Robiacina*, lo que permite situarlo (Fig. 3) en la parte alta del nivel de Egerkingen (Bartoniense inferior). Por otra parte, el primitivismo de algunas formas de *Robiacina* permiten situarlo por debajo del nivel de Robiac. *Elfomys* nov. sp. es una forma, próxima, aunque algo más evolucionada, que la descrita bajo el nombre de *Elfomys* nov. sp. en el yacimiento francés de La Prade (Sudre *et al.*, 1990), y situada entre los niveles de Egerkingen y Lissieu (Bartoniense inferior). Ello confirma que el

yacimiento SJ.III se encuentra en una posición intermedia entre los niveles de mamíferos MP.14 y MP.15 (Bartoniense inferior a medio).

El yacimiento SJ.I se sitúa en una posición estratigráfica superior al SJ. II, y su edad es ligeramente más moderna. La presencia de *Pseudoltinomys* cf. *cozetanus* muy próximo al de la localidad tipo de Pontils sugiere una edad similar, lo que hace corresponder este yacimiento con el nivel MP.15 (Bartoniense medio).

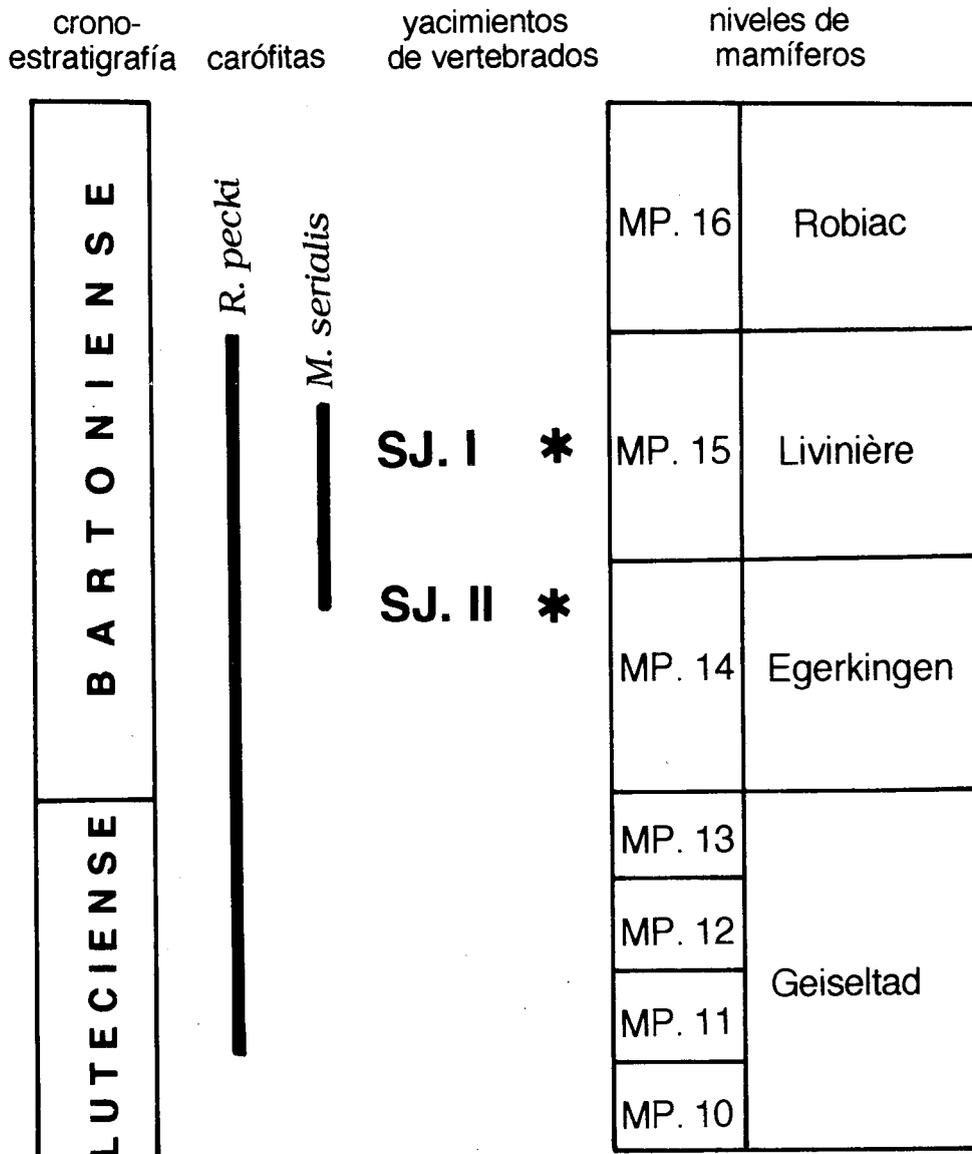


Figura 3.- Situación bio y cronoestratigráfica de los yacimientos de vertebrados estudiados.
 Figure 3.- Bio and chronostratigraphic location of the studied mammal localities.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

La Formación de Bellmunt constituye una unidad sinorogénica, genéticamente relacionada con el emplazamiento de los mantos surpirenaicos y está formada por materiales continentales sedimentados mediante un sistema aluvial progradante hacia el sur.

A partir del estudio de las litofacies y asociaciones paleontológicas, se ha podido reconstruir en la parte inferior-media de la Formación, un conjunto de subambientes sedimentarios constituido por pequeñas cuencas lacustres y palustres. Las diferentes cuencas estaban desconectadas entre sí, y se desarrollaron a favor de pequeñas depresiones en zonas de intercanal de la llanura de inundación y en algún caso por el abandono de canales.

La asociación paleobotánica presente sugiere unas condiciones paleoclimáticas tropicales a subtropicales húmedas. La presencia de palinomorfos característicos de hábitats más fríos se reduce exclusivamente a formas aladas, lo que se interpreta como consecuencia de una marcada estratificación vegetal, posiblemente condicionada por la existencia de importantes paleorelieves asociados a la fase de máxima deformación orogénica. La asociación de vertebrados, entre los que predominan formas de primates y artiodáctilos de pequeña talla, indica la existencia de un paisaje densamente forestado y con un abundante tapiz herbáceo. Son también muy frecuentes formas relacionables con hábitats húmedos o encharcados.

La atribución cronoestratigráfica de la formación de Bellmunt corresponde al Bartonense inferior-medio, y ha sido establecida mediante la utilización de dos escalas bioestratigráficas distintas (carófitas y mamíferos) que en este caso presentan un elevado grado de coincidencia entre sí. Por otra parte, el estudio de los macroforaminíferos y del nannoplacton calcareo de las unidades marinas infrayacentes (Fm. de Beuda y Fm. de Cal Bernat) permite atribuir las al Luteciense inferior. Existe pues una ausencia en el registro estratigráfico desde el Luteciense inferior al Bartonense inferior.

Las observaciones de campo y los datos disponibles no han permitido precisar hasta el momento si corresponde a una condensación de la serie o si existe algún tipo de discontinuidad estratigráfica.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Dra. Nuria Solé de Porta la clasificación de la mayor parte de los restos paleobotánicos y palinológicos. La Dra. M. Feist clasificó amablemente las carófitas. Este trabajo ha sido financiado mediante los proyectos D.G.I.C.Y.T. PB 90-0575 y PB 91-0805.

BIBLIOGRAFIA

- BUSQUETS, P., 1981: *Estratigrafia i Sedimentologia del Terciari prepirinenc entre els rius Llobregat i Freser-Ter*. Tesis doct. Univ. de Barcelona. 2 vols. Inédito. (pp 1-345 y 1-190).
- BUSQUETS, P., MATIAS, I. y SOLE DE PORTA, N., 1986: Aportaciones sedimentológicas y micropaleontológicas al conocimiento de las formaciones lutecienses del manto del Cadí - Prepireneo catalan-. *Rev. Invest. Geol.*, 42/43: 77-88.
- BUSQUETS, P., SERRA-KIEL, J. y REGUANT, S., 1979: Contribución al conocimiento estratigráfico del Paleógeno de la zona septentrional de la Depresión central catalana entre los rios Llobregat y Merlés (Provincias de Barcelona y Gerona). *Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat. (Geol.)*, 77: 157-167.
- BUURMAN, P., 1980: Palaeosols in the Reading beds (Paleocene) of Alum Bay, Isle of Wright, U.K. *Sedimentology*, 27: 593-606.
- CHECA, L., 1992: Avance descriptivo del Paleotérico (Mammalia, Perissodactyla) del yacimiento eocénico de Sant Jaume de Frontanyà 3 (Fm. Bellmunt, Pirineo Catalán).- *Resúmenes VIII Jornadas de Paleontología*, p. 39. Barcelona.
- ETHRIDGE, F.G., JACKSON, T.J. y YOUNGBERG, D.A., 1981: Floodbasin sequence of a fine-grained meander belt subsystem: The coal-bearing Lower Wasatch and Upper Fort Union Formation. Southern Powder River Basin, Wyoming. *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 31: 169-190.
- FREYET, P., 1971: Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes associés aux dépôts fluviaux dans le Crétacé supérieur et l'Eocene basal du Languedoc. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 13: 245-268.
- GICH, M., 1969: Las unidades litoestratigráficas del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental (Provincias de Gerona y Barcelona). *Acta Geol. Hisp.*, 4: 5-8.
- MIALL, A.D., 1978: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In A.D.Miall ed. *Fluvial Sedimentology. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5: 597-604.
- MIALL, A.D., 1985: Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22: 261-308.
- MUÑOZ, J.A., MARTINEZ, A. y VERGES, J., 1986: Thrust sequence in the Spanish Eastern Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8: 399-405.
- MUÑOZ, J.A.; PUIGDEFABREGAS, C. y FONTBOTE, J.M., 1983: Evolución tardihercínica y ciclo alpino. Orógenos alpinos. El Pirineo (Introducción). In: *Geología de España*. (homenaje a J.M. Rios) Tomo II pp 161-167. IGME. Madrid.
- RIVELINE, J., 1986: *Les Charophytes du Paléogène et du Miocène inférieur d'Europe occidentale*. Cahiers de Paléontologie. Editions du C.N.R.S., 227 pp.
- RUST, B.R., 1978: Depositional models for braided alluvium. In A.D.Miall ed. *Fluvial Sedimentology. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5: 605-625.
- SERRA-KIEL, J., 1984: Estudi dels Nummulites del grup de *N. perforatus* (Montfort). (Conques aquitana, catalana i balear). *Treballs de la Institució Catalana d'Historia Natural*. nº 11, 244 pp.
- SUDRE, J., SICE, B., REMY, J.A., MARANDAT, B., HARTANBERCER, S.L., GODINOT, M. y CRÔCHET, J.Y., 1990: Une faune du niveau d'Egerkingen (MP.14; Bartonien inférieur) dans les phosphorites du Quercy (Sud de la France). *Palaeovertebrata*, 20: 1-32.
- TURNER, P., 1980: Continental red beds. *Developments in Sedimentology*, 29. Elsevier. 562pp.