

Departamento de Geología Dinámica
Facultad de Geología
Universidad de Barcelona

**Estratigrafía y Sedimentología de las
Formaciones lacustres
del tránsito Eoceno-Oligoceno
del NE de la Cuenca del Ebro**

Alberto SAEZ RUIZ

Barcelona, 1987

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

2.3. BIOESTRATIGRAFIA Y CRONOESTRATIGRAFIA

2.3.1 Resultado del estudio palinológico

El estudio de esporomorfos fósiles de las formaciones objeto de interés, se ha realizado en colaboración con la Dra. Nuria Solé del Departamento de Paleontología de la Universidad de Barcelona. Para este estudio se han utilizado directamente datos ya publicados en 1982 por SOLE y PORTA, se han reelaborado datos del informe de IGME (1975b) y se han obtenido otros por muestreo propio.

Tanto los datos de IGME (1975 b) como parte de los de SOLE y PORTA (1982), se obtuvieron a partir de muestras recogidas directamente del material de testigos de sondeo, por lo que en estas muestras quedó asegurada la preservación a la alteración meteórica. Sin embargo, de estos dos grupos de muestras, solamente se ha podido fijar con precisión la posición estratigráfica de las muestras de IGME (7 en total) y no así las de SOLE y PORTA (1982), de las que únicamente podemos decir que se recogieron en niveles asociados a las capas de lignitos de la Fm. Calaf.

Con objeto de complementar estratigráfica y geográficamente los datos ya existentes, se realizó un muestreo en los perfiles de Cardona, Súria, Sanaüja y Fonollosa a diferentes alturas estratigráficas. Las muestras se tomaron preferentemente en niveles lutíticos de tonalidades grises y niveles de carbón, si bien estas últimas dieron todas ellas resultados negativos. Del total de 16 muestras recogidas, dieron resultado positivo 8 de ellas.

La lista de especies morfológicas agrupadas por muestras se relaciona en el apéndice 1. La lista de taxones reconocidos en el total de muestras es la siguiente:

PTERIDOPHYTA

Schizaeaceae

Lygodium (1)Aneimia (2)

Polypodiaceae (3)

GYMNOSPERMAE

Pinaceae

Pinus tipo haploxilon (4)Pinus tipo diploxilon (5)Picea (6)

Ephedraceae

cf. Ephedra distachya (7)Ephedra (8)

Cupresaceae-Taxodiaceae

Taxodiaceae

ANGIOSPERMAE

Palmae (9)

Sabal (10)

Gramineae (11)

Aceraceae

Acer

Betulaceae

Alnus (12)BetulaCarpinusCorylus (13)

Calyceraceae (14)

Caprifoliaceae (15)

Compositae (16)

Fagaceae

FagusQuercus (17)

Juglandaceae

Carya (18)JuglansEngelhardtia (19)Platycarya (20)Pterocaria (21)

Myricaceae

Myrica (22)

Oleaceae

Fraxinus (23)Olea (24)

Onagraceae

Jussiaea (25)

Papilionaceae

Salicaceae

Salix (26)Populus

Sapotaceae (27)

Tiliaceae

Tilia (28)

Ulmaceae

Celtis

Urticaceae

El número de taxones botánicos con nomenclatura actual relacionado en esta lista es necesariamente menor al número total de taxones morfológicos reconocidos (comparar la lista anterior con los datos de esporomorfos del apéndice 1), ya que bastantes de estos últimos no tienen un equivalente taxonómico actual conocido. Las equivalencias conocidas

	Fm. Barbast.		Mb. Inferior				Mb. Sup.	Fm. Calaf							
	CF1	SN1	CR1	CR2	CR3	SR1	SR3	SR15	CF7a	CF8	CF10	CF13	CF17		CF18
<u>Lygodium</u>	*	-	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<u>Aneimia</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*
<i>cf. Polypodiaceae</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-
<i>Otras esporas</i>	*	*	*	*	*	-	*	*	*	*	-	-	*	-	*
<u>Pinus tipo haploxilon</u>	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	-	-	-	*	*
<u>Pinus tipo diploxilon</u>	*	*	*	*	*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<u>Picea</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-	-
<i>cf. Ephedra distachya</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-	-	-
<u>Ephedra</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*	-	-	-	*	*
<u>Palmae</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*	-	*	*	*	*
<u>Sabal</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*	-	*	-	*	-
<u>Gramineae</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*
<u>Alnus</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-	-	-
<u>Corylus</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*
<u>Calyceraceae</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-	-	-
<u>Caprifoliaceae</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-	-
<u>Compositae</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*
<u>Castanea</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-	-	-
<u>Quercus</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*	*	-	-	*	*
<u>Carya</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*
<u>Juglandaceae</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-	-	-
<u>Engelhardtia</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*	-	-	-	*
<u>Platycarya</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*	-	-	-	-	*
<u>Pterocarya</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-	-
<u>Myrica</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*	-	-	-	*	*
<u>Fraxinus</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*
<u>Olea</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-	-
<u>Jussiacea</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	-	-	-	-
<u>Salix</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*	-	-	-	-	-
<u>Tilia</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*
<u>Sapotaceae</u>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*

Gymnospermas Pteridofit.

Angiospermas

Cuadro 1: Relación de taxones de esporomorfos fósiles según las muestras de las unidades estratigráficas.

entre ambas nomenclaturas se pueden identificar mediante el número entre paréntesis, situado a la derecha de los taxones (comparar la lista anterior con la del apéndice I)

En el cuadro 1 se representa la distribución estratigráfica de los taxones de aquellas muestras que han podido situarse en los distintos perfiles. A la vista de estos datos, se pueden hacer consideraciones de tipo crono y bioestratigráfico.

Por el momento no se puede establecer una biozonación con valor cronoestratigráfico preciso en base a los datos palinológicos. Los taxones reconocidos abarcan un periodo de tiempo, dentro del Terciario, demasiado largo como para poder precisar su pertenencia a algún piso estratigráfico concreto. Unicamente se puede decir, que la correlación estratigráfica con otros niveles datados por su contenido en carófitas y mamíferos fósiles, indica que las muestras pertenecientes a la Fm. Calaf, corresponden al Estampiense inferior, mientras que el resto corresponde al Priaboniense superior.

La variedad de la flora presente en la Fm. Calaf, en contraste con la del resto de unidades estudiadas, se debe posiblemente, además de a factores de conservación (la mayoría de las muestras de la Fm. Calaf se recogieron de testigos de sondeos), a factores paleoclimáticos locales. El propio hecho de que en Calaf exista abundancia de granos de Angiospermas, de fácil destrucción en comparación con los granos de Pteridofitas y Gimnospermas, indica que aquellos granos han sufrido un corto o nulo transporte, por lo que las condiciones paleoclimáticas y paleoecológicas que reflejan con su presencia, son las que debieron existir en el entorno geográfico más próximo a la zona de Calaf.

Los ambientes lacustres con turberas asociadas en los que se depositaron los materiales de la Fm. Calaf corresponden, por su propia naturaleza, a biotopos de clima húmedo, en los que se puede desarrollar una flora abundante en un entorno menos fértil. En este sentido y aplicando criterios paleobotánicos, SOLE y PORTA (1982) hacen corresponder la asociación de especies de esporomorfos fósiles de Calaf a un clima templado húmedo por el hecho de que, en la mayoría de las muestras estudiadas, predomina el número de granos de esporas sobre número de granos de pólen y además, se registra la presencia de taxones de carácter cálido como Sabal, Olaceae, Engelhardtia, Myrica y Sapotaceae y otros de carácter más templado como Carya, Platycarya, Carpinus, Tilia, Ulmus y Alnus.

Es de destacar que en la lista de esporomorfos de la Fm. Calaf faltan las Monocotiledóneas acuáticas, como Restoaceas y Sparganiaceas, especialmente Aglaoredia cyclops, citada como forma característica en Francia y Bélgica en niveles de edad equivalente a los de Calaf. Por otro lado en Calaf hay dominancia de flora menos húmeda, extrapalustre, como son Engelhardtia, Platycarya y Schizeaceae. Por todo ello, la flora de Calaf se habría desarrollado, en general, en condiciones especiales menos húmedas y, por lo tanto, diferentes de las que se dieron en Bélgica y Norte de Francia (ROCHE y SCHULER 1979, 1980; OLLIVIER-PIERRE, 1980; CHATEAUNEUF, 1980) durante el mismo período de tiempo (N. Solé, comunicación oral).

La relación Triatropollenites platycaryoides y Tritriopollenites engelhardtoides, determinada en uno de los niveles de Calaf (muestra CF-19), coincide con los resultados encontrados en el Oligoceno de Bélgica (ROCHE y SCHULER, 1979, 1980), en los que existe una dominancia de la última forma (N. Solé, comunicación oral).

Dentro del clima relativamente cálido que durante todo el Oligoceno se dió en la Cuenca del Ebro (DEPAPE y BRICE, 1965; FERNANDEZ MARRON, 1973a y b; SOLE y PORTA, 1982, 1984; CABRERA y SAEZ, 1987), si se compara el conjunto polínico de Calaf, de edad Oligoceno inferior, con los datos palinológicos del Oligoceno superior del sector de Fraga en el SE de la Cuenca del Ebro (CABRERA, 1983), se obtienen las siguientes conclusiones por grupos taxonómicos (N. Sole, comunicación oral):

Pteridphyta:

Calaf: Las esporas corresponden a la familia Schizaeaceae (Lydodium y Aneimia) de distribución tropical y subtropical, y dominan sobre el conjunto.

Fraga: Las esporas corresponden a la familia Cyatheaceae, de distribución tropical y subtropical, siendo su presencia escasa.

Gymnospermae:

Calaf: Muy pocos granos y sólo en algunas muestras, pertenecientes a Pinus tipo haploxilon, de clima cálido.

Fraga: Dominancia sobre todo el conjunto y en la mayoría de las muestras, de Pinus tipo diploxilon. Sólo presencia esporádica de Pinus tipo haploxilon.

Angiospermae:

Calaf: Abundancia de Angiospermas. Una gran parte no se puede relacionar con la flora actual. Abunda Engelhardtia, Platycarya y Palmae, de clima cálido a subtropical.

Fraga: Abundancia de Angiospermas. La mayoría de ellas pueden relacionarse con la flora actual.

A partir de estos datos se puede afirmar que la flora de Calaf tiene formas más antiguas y es comparativamente más cálida que la flora de Fraga. Esta última afirmación coincide con el cambio climático hacia un enfriamiento progresivo que se produce a escala de toda Europa occidental durante el transcurso del Oligoceno; siendo especialmente brusco en el límite Eoceno-Oligoceno (CAVELIER, 1976; OLLIVIER-PIERRE, 1980; CHATEAUNEUF, 1980).

2.3.2 Biozonación mediante carófitas

El estudio y clasificación taxonómica de las carófitas fósiles presentes en las formaciones de interés, ha sido posible gracias a la colaboración de Mme. M. FEIST y Mme. S. J. CHOI de la Universidad de Montpellier.

Se recogieron un total de 129 muestras en 10 series estratigráficas, dando resultados positivos 103 muestras. El muestreo se realizó siempre en niveles lutíticos grises y, dentro de éstos, en los horizontes más próximos a niveles de calizas. En la mayoría de las muestras positivas, se obtuvieron más de medio centenar de ejemplares por cada 5 Kgr. de muestra recogida.

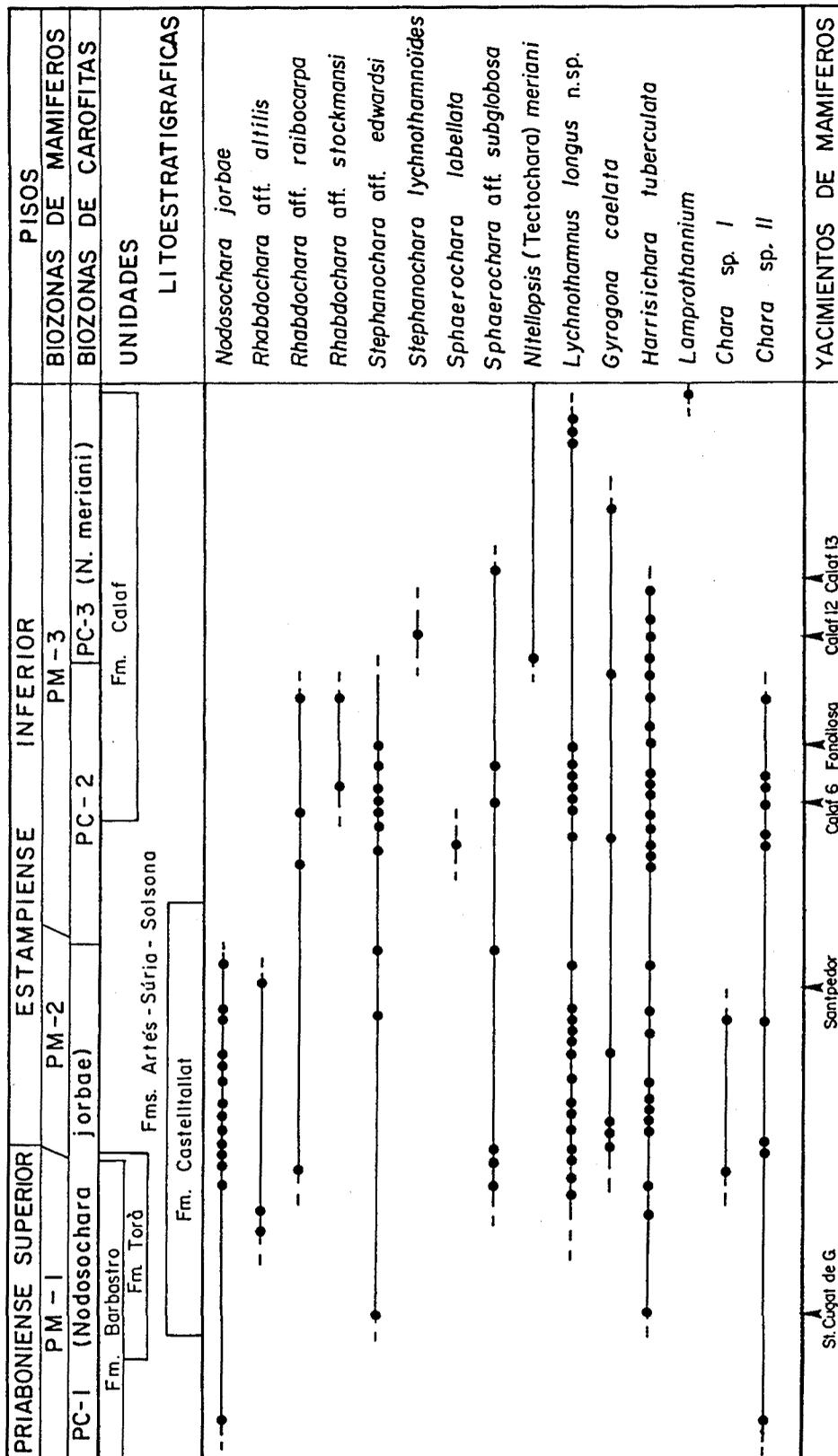
Como resultado del estudio taxonómico (CHOI, 1984) se han reconocido un total de 11 especies ya descritas, 2 especies nuevas y un género:

Nodosochara jorbae n.sp.

Rhabdochara aff. raibocarpa FEIST-CASTEL 1977

Rhabdochara aff. stockmansi GRAMBAST 1957

Rhabdochara aff. altilis FEIST-CASTEL 1977



Cuadro 2: Distribución cronoestratigráfica de las especies de carófitas del área estudiada.

Stephanochara aff. edwardsi GRAMBAST 1958
Stephanochara lychnothamnoïdes FEIST 1977
Sphaerochara labellata FEIST 1977
Nitellopsis (Tectochara) meriani SOULIE-MARS. 1972
Lychnothamnus longus n.sp.
Gyrogona caelata GRAMBAST 1956
Harrisichara tuberculata GRAMBAST 1957
Chara sp. I
Chara sp. II
Lamprothannium sp.

En el cuadro 2 se aprecia como la distribución cronoestratigráfica de la mitad de las especies reconocidas es excesivamente prolongada; este es el caso de Sp. aff. subglobosa, Rh. aff. raibocarpa, St. aff. edwardsi, L. longus, G. caelata, H. tuberculata y Ch. sp. II. Otros taxones, sin embargo, sólo aparecen puntualmente en un nivel o en niveles estratigráficamente muy próximos, por lo que con estos únicos datos es imposible definir su rango cronoestratigráfico completo. En este último caso se encuentran: St. lychnotamnoïdes, Rh. aff. atilis, Sp. labellata, Chara sp. I, Lamprothannium sp. y N. (T.) meriani. Sin embargo, por CABRERA (1983) tenemos constancia de que los dos taxones citados en último lugar se registran en terrenos del Oligoceno superior del SE de la Cuenca del Ebro.

Junto a las especies banales para la datación, existen otras que por su distribución corta en el tiempo, pueden ayudarnos a establecer una biozonación local para la parte catalana de la Cuenca del Ebro. En este sentido son especialmente útiles N. jordae y Rh. aff. stockmansii.

En nuestros resultados faltan, sin embargo, especies que FEIST y RINGEADE (1977) consideran características del Eoceno superior como: Gyrogona wrighti, Gyrogona tuberosa, Nitellopsis (M.) aptensis, Harrisichara lineata o Harrisichara subteres, y otras características del Oligoceno inferior como: Nitellopsis (T.) aff. aemulla o Krassavinella

SERIES	Eoceno		Oligoceno			Mioceno
PISOS	Priaboniense superior		Estampiense inferior	Estam. sup.	Chattiense	Aquitaniense
BIOZONACION DE CAROFITAS en Feist y Ringeade (1977)	Verzenoy	Bembr. inferior	Bembridge superior	Fointen. St. Vic.	Saint André	Paulhiac
BIOZONAS LOCALES DE CAROFITAS	PC-1	PC-2	PC-3			
<i>Nodosochara jorbae</i>	—————					
<i>Rhabdochara aff. altilis</i>	=====					
<i>Rh. aff. raibocarpa</i>	—————					
<i>Rh. aff. stockmansii</i>	=====					
<i>Stephanochara aff. edwardsii</i>	—————					
<i>St. lychnothamnoides</i>	——— ———					
<i>Sphaerochara labellata</i>	——— ———					
<i>Sp. aff. subglobosa</i>	—————					
<i>N. (Tectochara) meriani</i>	=====					
<i>Lychnothamnus longus</i>	—————					
<i>Gyrogonia caelata</i>	—————					
<i>Harrisichara tuberculata</i>	—————					
<i>Lamprothamnium sp.</i>	———					
<i>Chara sp. I</i>	———					
<i>Chara sp. II</i>	—————					

————— Reparto cronoestratigráfico en el área estudiada (NE de la Cuenca del Ebro)

===== Reparto cronoestratigráfico en la Cuenca de Aquitania y en la Provenza francesa (FEIST-CASTELL, 1977; FEIST y RINGEADE; 1977)

Cuadro 3: Distribución cronoestratigráfica de las especies de carófitas registradas en el área estudiada, comparandola con la distribución establecida para la cuenca de Aquitania y la Provenza francesa.

blayaci.

Las especies presentes en el sector estudiado de la Cuenca del Ebro, salvo las de nueva definición, se registran siempre, con mayor o menor precisión, entre el Eoceno superior y el Oligoceno inferior de la Cuenca de Aquitania, Provenza francesa y en general en la Europa occidental (CASTEL, 1968; FEIST-CASTEL, 1977; FEIST y RINGEADE, 1977). Sin embargo, si se comparan entre sí los cuadros cronoestratigráficos de reparto de especies de estos últimos trabajos, existe una cierta confusión en cuanto a la posición del límite Eoceno-Oligoceno. Del mismo modo, si se comparan los cuadros de estos trabajos con el cuadro elaborado a partir de nuestras muestras de la Cuenca del Ebro (cuadro 2), se aprecia como las distribuciones cronoestratigráficas de la mayoría de las especies no se corresponden perfectamente entre ellas (cuadro 3). Con objeto de establecer una comparación aproximada de nuestros resultados de la Cuenca del Ebro con los del resto de Europa occidental, hemos considerado como válido el cuadro de unidades cronoestratigráficas y biozonas de carófitas de FEIST y RINGEADE (1977) ya que se trata del último publicado con carácter sintético.

Los problemas señalados en el párrafo anterior, nos llevan a la conclusión de que las biozonas de carófitas propuestas en este trabajo para el tránsito Eoceno-Oligoceno no tienen, al igual que las de la Cuenca de Aquitania y Provenza, más que un valor cronoestratigráfico local, siendo éste el del sector de la cuenca estudiado.

A partir del cuadro de distribución cronoestratigráfica de las especies de carófitas (cuadro 2) y en combinación con los datos obtenidos de los distintos yacimientos de mamíferos, proponemos tres biozonas de carófitas para el tránsito Eoceno-Oligoceno de la parte catalana de la Cuenca del Ebro:

Biozona de N. jorbae (PC-1):

La biozona de N. jorbae no tiene su base definida ya que el substrato de todas las series de centro de cuenca está constituido por depósitos marinos, estériles en oogonios de carófitas. La biozona PC-1 se caracteriza por la presencia de Nodosochara jorbae, especie que se encuentra en un número abundante de ejemplares y muestras. El límite superior de la biozona se fija con la desaparición de esa misma especie. Asociadas junto a N. jorbae se pueden encontrar varias especies banales cronoestratigráficamente como St. aff. edwardsi, Sp. aff. subglobosa, L. longus, G. caelata, Rh. aff. raibocarpa, H. tuberculata y Chara sp. II, además de Rh. aff. altilis y Chara sp. I que tienen todo su rango de aparición comprendido en esta biozona. No se registran Rh. aff. stockmansii, St. lychnothamnoïdes y Sp. labellata (Cuadro 2).

La casi totalidad de la potencia del tramo que registra la presencia de N. jorbae, se encuentra estratigráficamente por debajo del nivel del yacimiento de Santpedor que data la base del Oligoceno inferior. Por este motivo, y dado que el yacimiento de Sant Cugat de Gavadons (Priabonense superior), se intercala en la parte media del registro de esta biozona PC-1, a ésta se le atribuye, en su mayor parte, una edad priabonense superior, alcanzando, en su parte superior, el Estampiense inferior basal. La biozona PC-1 es aproximadamente equivalente a la de Brembridge inferior de FEIST y RINGEADE (1977) y a las biozonas de mamíferos PM-1 y PM-2, definidas más adelante.

Biozona intermedia o PC-2

La biozona PC-2 se caracteriza porque, en el período de tiempo que abarca, varias especies tienen comprendido todo su rango cronoestratigráfico: Rh. aff. stockmansii, St. lychnothamnoïdes, y Sp. labellata. La base de esta biozona coincide con la desaparición de N. jorbae, Rh. aff. altilis

y Chara sp. I, mientras que su techo queda establecido por la aparición de N. (T) meriani, siendo ésta la especie que define la biozona inmediatamente superior (PC-3). Las especies banales presentes son las mismas que las de la biozona PC-1 (Cuadro 2).

Para la asignación de una edad estratigráfica precisa a la biozona PC-2, es necesario tener en cuenta: a) que en la biozona PC-2 se registran los yacimientos de mamíferos de Fonollosa e inferiores de Calaf (en la parte central y superior de la biozona) y b) que inmediatamente por debajo de la biozona PC-2 se encuentra el yacimiento de Santpedor. Sabiendo que estos yacimientos corresponden, respectivamente, a las biozonas de mamíferos PM-2 y PM-3, asignamos a la biozona de carófitas PC-2 al Estampiense inferior, y dentro de este período, a su parte media. Por otro lado, la biozona PC-2 es aproximadamente equivalente a la parte inferior de la biozona de Bembridge superior de FEIST y RINGEADE (1977).

Biozona de N. (T) meriani (PC-3)

La biozona PC-3 se caracteriza por la aparición en su base de la especie que le da nombre. La parte superior de la biozona no queda definida en el área estudiada por falta de registro; sin embargo, CABRERA (1983) demuestra como en materiales de la Cuenca del Ebro, estratigráficamente superiores a los tratados aquí, la distribución de N. (T) meriani alcanza el límite Chattiense-Aquitaniense.

Han desaparecido antes del inicio de esta biozona: Rh. aff. raibocarpa, St. aff. edwardsi, Sp. labellata y Chara sp. II, apareciendo St. lychnothamnoides, Lamprothannium sp. Como especies banales se mantiene únicamente la presencia de H. tuberculata y G. caelata (Cuadro 2).

Por el hecho de incluir, en la parte baja de su registro, los yacimientos superiores de Calaf, y siendo estos de edad estampiense inferior (biozona PM-3 de mamíferos), asignamos a la base de la biozona de carófitas PC-3 esta misma edad. La base de la biozona PC-3 es aproximadamente equivalente a la parte superior de la biozona Bembridge superior de FEIST y RINGEADE 1977.

Por lo que a la información paleoecológica que el estudio de las carófitas nos puede aportar, CHOI (1984) apunta la posibilidad de que la asociación N. jorbae - L. longus sea indicadora de un paleoambiente lacustre de aguas salobres. Esta afirmación se basa en el hecho de que ambas especies presentan una calcificación en "Y" en la estructura de sus células. Ciertamente, al menos por lo que a N. jorbae se refiere, podemos decir esta especie se registra únicamente en las formaciones inferiores, en las que es clara la influencia evaporítica por criterios puramente litológicos.

Este último hecho nos obliga a tener presente en la biozonación local de carófitas establecida, la posibilidad de que la presencia o no presencia de las especies características de cada biozona esté condicionada, al menos en parte, por la paleosalinidad y otras características de las facies en que se recogieron las muestras. Para aclarar hasta que punto estamos tratando con especies guía o especies de facies, sería necesario hacer un muestreo en un área mucho más extensa, a escala de toda la Cuenca del Ebro.

2.3.3. Resultado del estudio de ostrácodos

Para el estudio de los ostrácodos fósiles de las formaciones objeto de interés se obtuvieron un total de 17 muestras positivas en 5 series diferentes con un número variable de ejemplares en cada una de ellas.

La clasificación de los ostrácodos se confió a la Dra. Y. Tambareau de la Universidad de Toulouse. El mal estado de conservación de los ejemplares, deformados y muchos de ellos moldes, unido a la dificultad sistemática del grupo, ha impedido una clasificación precisa. Así, en la mayoría de los casos, únicamente ha podido identificarse el género o la familia a que pertenecen los ejemplares.

En suma, se han reconocido los siguientes taxones, cuya posición por muestras figura en apéndice 1:

Ilyocypris aff. gibba proxima CARB. & RITZK. 1969
Virgatocypris sp. MALZ & MOYA.
Dolerocypris ? sp. KAUFMANN
Eucypris ? VAVRA
Cyridopsis ? BRADY
Neocyprideis ? sp.
 Limnocytheridae ? KLIE.

Esta lista no permite ninguna conjetura cronoestratigráfica. A nivel paleoecológico, hay que señalar que Neocyprideis sp. es un género euroalino y no estrictamente de agua dulce como el resto de los taxones reconocidos. Este último género ha sido reconocido en muestras pertenecientes a los niveles del Mb. Inferior de la Fm. Súrria, de manera que este dato se une a los que indican una salinidad relativamente alta en las aguas que efímeramente quedaban estancadas durante la deposición de aquella unidad estratigráfica.

2.3.4. Biozonación mediante mamíferos

Desde el siglo pasado se han venido publicando una serie de trabajos sobre hallazgos de mamíferos fósiles asociados a los sedimentos lacustres de parte catalana de la cuenca del Ebro. De esta manera, han pasado a la categoría de "clásicos" los yacimientos de Sant Cugat de Gavadons, Santpedor, Calaf y Tàrraga.

Se resumen a continuación las citas bibliográficas más significativas en relación con el área estudiada publicadas hasta la fecha:

BOFILL (1897) señala la presencia de Ancodus aymardi POM. (actualmente Bothriodon aymardi) en los lignitos de Calaf (mina de "Las Clotas") atribuyendo dicha especie a la zona de Ronzón dentro del Oligoceno inferior. El nivel de este yacimiento ha podido situarse estratigráficamente en la serie de Calaf (muestra CF 13).

DEPERET (1898) registra la presencia de Diplobune minor (FILH) en la zona de Calaf, sin mayor precisión.

MASACHS y otros (1954) citan en el yacimiento de la "Costa de la Vila", próximo a la localidad de Santpedor, la presencia de Paleotherium medium, Plagiolophus annectens, Anoplotérico indet. y Trionyx sp., por lo que atribuyen este yacimiento al nivel de Montmartre, que corresponde al Ludense más alto.

CRUSAFONT (1965) cita la presencia de Therydomys siderolithicus en la carretera de Talladell (cerca de Tàrrega) por lo que atribuye los materiales de este yacimiento al Estampiense superior u Oligoceno medio.

CRUSAFONT y GOLPE (1968) atribuyen al yacimiento de Sant Cugat de Gavadons, cerca de Collsuspina, al nivel de Montmartre citando la presencia de: Pseudoltinomys sp., Pairomys crusafonti, Isoptychus sp., Peratherium sp., Cebachocerus sp., Dichodon cervinum, Dichodon cf. frohnstettensi y Microchoerus ornatus. Además, en este trabajo se testimonia la existencia de otros yacimientos menores en las cercanías de la localidad de Balsareny, donde se cita la presencia de Paleotherium magnun y Theridomyidae.

CRUSAFONT y otros (1971), trabajando sobre nuevo material del yacimiento de Calaf, señalan la presencia en ese yacimiento de: Theridomys aquatilis y el marsupial Peratherium leptognatus, por lo que el yacimiento se atribuye al Sanoisiense (biozona de Hoogbutsel o Ronzón).

CRUSAFONT y GOLPE (1977) hacen un repaso a la bibliografía escrita sobre el yacimiento de El Talladell (Tàrrega), citando entre otros los trabajos de THALER (1969) y GOLPE (1971), para acabar dando la siguiente lista definitiva de mamíferos presentes en el yacimiento: Elomeryx cluae, Elomeryx n. sp.?, Cainotherium gracile, Amphicyon sp., Plesictis filholi y Theridomys major?

HARTENBERGER (1971 y 1973) añade a la lista de especies de St. Cugat de Gavadons: Theridomys golpei, Gliravus aff. meridionalis y Pseudoltinomys cuvieri, con lo que se asigna este yacimiento al nivel de Montmartre (Eoceno superior).

GOLPE (1982) hace una recopilación de las especies de vertebrados fósiles del tránsito Eoceno-Oligoceno, halladas hasta esa fecha en la Cataluña central precisando la presencia de ?Anoplotherium comune en Santpedor. Además añade Pseudoloris reguanti y Moiachoreus simpsoni en Sant Cugat de Gavadons y ?Ephelcomenus sp. en Calaf, citando entre otros trabajos: THALER (1968) y HARTEMBERGER (1971).

RUSSELL y otros (1982) cambian el nombre de la especie del marsupial presente en el yacimiento de Calaf por el de Amphiperatherium frequens yno citan la presencia de G. aff. meridionalis en St. Cugat de Gavadons.

ANADON y otros (1987) en un trabajo en prensa realizan un estudio exhaustivo del yacimiento de Calaf citando: Theridomys calafensis, Elfomys medius, Blainvillimys cf. langei, Gliravus fordi, Bransatoglis n. sp., Peratherium sp., Amphiperatherium minutum y Plagilophus sp. Esta asociación es atribuida al nivel de Villebramar (Estampiense).

inferior).

ARBIOL y SAEZ (1987), aportan nuevos datos sobre el yacimiento de Santpedor citando Theridomys aff. aquatilis, Gliravus aff. priscus, Pseudoltinomys gaillardi y Eucricetodon atavus. En este mismo trabajo se cuestiona la existencia en el yacimiento de Palaeotherium medium y Plagiolophus annectens, por lo que los autores consideran que unicamente cabe citar como macrofauna: Paleotherium sp., Plagiolophus sp. y Anoplotheridae indet. A la vista de la nueva lista de especies se atribuye el yacimiento de Santpedor a la base del Oligoceno inferior (zona de Hoogbutsel).

El estudio de los micromamíferos fósiles de las formaciones objeto de interés, específico de este trabajo se realizó en colaboración con Segundo ARBIOL y Jordi AGUSTI del Instituto de Paleontología de Sabadell "Miquel Crusafont".

Inicialmente se muestrearon un total de 15 localidades que presentaban indicios favorables, seleccionando posteriormente, para un muestreo más intensivo, aquellas localidades que por su riqueza y posición estratigráfica estratégica fuera más rentable estudiar. De estas últimas se han lavado una media de 200 kilos de muestra por localidad.

Paralelamente al muestreo y revisión bibliográfica, se ha realizado una revisión del material existente en el Instituto de Paleontología de Sabadell. Este material procede de anteriores campañas y pertenece a los yacimientos clásicos de Santpedor y St. Cugat de Gavadons. La lista del total de taxones registrados en el área de interés, teniendo en cuenta las citas bibliográfica (una vez eliminadas las especies presumiblemente repetidas con nombres diferente) más los nuevos datos aportados en nuestro trabajo, es la siguiente:

PRIMATES

- Necrolemur sp. (1)
- Pseudoloris reguanti (1)
- Microchoreus ornatus MEY (1)

CARNIVORA

- Plesictis filholi (DEP.) (6)

ARTIODACTYLA

- Moiachoerus simpsoni (1)
- Dichodon cervinum OWEN (1)
- Dichodon cf. frohnstettense MEY (1)
- Anoplotheridae sp. (2)
- Bothriodon aymardi POMEL (5)
- Diplobune minor FIHOL (5)
- Cainotherium gracile (POM.) (6)
- Elomeryx cluae (DEP.) (6)

MARSUPIALIA

- Peratherium sp. (1)
- Amphipheraterium frequens (MEY) (5)

PERISSODACTYLA

- Plagilophus sp. (2 y 5)
- Paleotherium sp. (2)
- Paleotherium magnun (3)

INSECTIVORA

- Nyctitheriidae indet. (5)

RODENTIA

- Theridomyidae

Theridomys golpei HARTENBERGER (1)
Theridomys aff. aquatilis AYMARD (2)
Theridomys calafensis (4 y 5)
Theridomys major (DEPERET) (6)
Pairomys crusafonti THALER (1)
Blainvillimys aff. rotundidens SCHLOSSER (1)
Blainvillimys cf. langei VIANEY-LIAUD (5)
Elfomys cf. nanus (THALER) (1)
Elfomys medius VIANEY-LIAUD (4 y 5)
Pseudoltinomys cuvieri (POMEL) (1)
Pseudoltinomys gaillardi LAVOCAT (2)

Cricetidae

Eucricetodon atavus (MISSONNE) (2 y 6)
Cricetidae indet. (5)

Gliridae

Gliravus priscus STEHLIN & SCHAUB (1)
Gliravus aff. priscus STEHLIN & SCHAUB (2)
Gliravus fordi BOSMA & DE BRUIJN (4 y 5)
Bransatoglis n. sp. (4 y 5)

(1) yacimiento de Sant Cugat de G., (2) yac. de Santpedor, (3) yac. de Balsareny, (4) yac. de Fonollosa, (5) yacimientos de Calaf, (6) yac. de Tàrrega.

Dentro de esta lista, es probable que algunas especies clasificadas como distintas, puedan referirse en realidad a ejemplares de una misma especie ya que algunos autores, al publicar nuevas listas faunísticas, añaden o suprimen especies en los yacimientos sin justificación alguna respecto a publicaciones anteriores.

A pesar de esto último, es posible constatar la abundancia en el número de especies de muchos de los grupos, especialmente en el de roedores. Esta diversidad supone cambios faunísticos relativamente rápidos para el lapso de tiempo que nos ocupa. Del trabajo de GOLPE (1982) se

desprende que esta variedad de formas durante el tránsito Eoceno-Oligoceno en la parte catalana de la Cuenca del Ebro se debe a: a) la extinción de un número elevado de formas, provocada por los frecuentes cambios climáticos de la época y b) la aparición de nuevas formas de procedencia asiática, venidas en sucesivas oleadas migratorias.

Los datos de mamíferos fósiles de que se dispone actualmente sobre el tránsito Eoceno-Oligoceno de la Cuenca del Ebro, nos permiten establecer, dentro de los terrenos estudiados una biozonación con valor estrictamente local.

Esta biozonación se construye a través del establecimiento de cenozonas caracterizadas por las asociaciones de mamíferos presentes en los principales yacimientos, teniendo en cuenta su posición estratigráfica relativa. En este sentido han sido especialmente útiles los yacimientos de Sant Cugat de Gavadons, Santpedor, Fonollosa, Calaf y Tàrrega., situados todos ellos en posiciones estratigráficas suficientemente escalonadas como para poner en evidencia las líneas evolutivas de algunos grupos de mamíferos.

Rodentia es en nuestro caso, y como normalmente ocurre en materiales terciarios, el grupo taxonómico dentro de los mamíferos más útil para la datación. Dentro de los roedores, es destacar en los yacimientos estudiados, la extraordinaria abundancia y variedad de Gliridae y Theridomyidae, siendo ambas familias sobre las que ha recaído principalmente la caracterización de las diferentes biozonas. De hecho, cada cenozona establecida en función de la asociación de especies presente en uno o varios yacimientos equivale a una filozona caracterizada por la presencia de una especie de la línea evolutiva de Theridomyidae.

EOCEN.	OLIGOCENO			SERIES	GRUPOS TAXONOMICOS
	Pradonense superior	Estampense inferior	Estampense superior	PISOS	
	Nº 21	Nº 22	Nº 23	BIOZONAS NANOPLANCTON	RODENTIA
			P 19	BIOZONAS FORAMINIFEROS PLANTONICOS	
	P 17			BIOZONAS MAMIFEROS EN EUROPA OCCIDENTAL (Vianey - Llaud, 1979; Russell y otros, 1982)	THERIDOMYIDAE
	Frohnstetten	Hoogbutsel	Villebramar	BIOZONAS LOCALES DE MAMIFEROS (yacimientos)	
	PM-1 (st. cugot)	PM-2 (Sanpedro)	PM-3 (Calat-Footolard)	TAXONES	GLIRIDAE
			PM-4 (T. d'erege)	<i>Eucriceton atavus</i>	
				<i>Cricetidae</i> sp.	GLIRIDAE
				<i>Gliravus priscus</i>	
				<i>Gliravus aff. priscus</i>	GLIRIDAE
				<i>Gliravus fordi</i>	
				<i>Bransatoglis</i> n. sp.	THERIDOMYIDAE
				<i>Theridomys golpei</i>	
				<i>Theridomys aff. aquatilis</i>	THERIDOMYIDAE
				<i>Theridomys calafensis</i>	
				<i>Theridomys major</i>	THERIDOMYIDAE
				<i>Pairomys crusafonti</i>	
				<i>Blainvillimys aff. rotundidens</i>	THERIDOMYIDAE
				<i>Blainvillimys cf. langei</i>	
				<i>Elfomys cf. nanus</i>	THERIDOMYIDAE
				<i>Elfomys medius</i>	
				<i>Pseudotthinomys cuvieri</i>	THERIDOMYIDAE
				<i>Pseudotthinomys gaillardi</i>	
				<i>Nyctitheriidae</i> sp.	INSECTIV.
				<i>Plagiolophus</i> sp.	PERISSOD.
				<i>Paleotherium</i> sp.	PERISSOD.
				<i>Peratherium</i> sp.	MARSUP.
				<i>Amphiperaterium frequens</i>	MARSUP.
				<i>Moiachoerus simpsoni</i>	ARTIODACTYLA
				<i>Dichodon cervinum</i>	
				<i>Dichodon cf. frohnstettense</i>	ARTIODACTYLA
				<i>Bothriodon aymardi</i>	
				<i>Diplobune minor</i>	ARTIODACTYLA
				<i>Cainotherium gracile</i>	
				<i>Elomeryx cluae</i>	ARTIODACTYLA
				Anoplotheridae indet.	
				<i>Plesictis filholi</i>	CARNIV.
				<i>Microchoreus ornatus</i>	PRIMATES
				<i>Necrolemur</i>	
				<i>Pseudoloris reguanti</i>	PRIMATES

Cuadro 4: Distribución cronoestratigráfica de mamíferos fósiles en los yacimientos del área estudiada.

Las cenozonas o filozonas mastológicas establecidas, de más antigua a más moderna, son (Cuadro 4):

Biozona PM-1 o de Th. golpei

Se caracteriza por la asociación presente en el yacimiento clásico de Sant Cugat de Gavadons en el que se reconocen: Gliravus priscus, Theridomys golpei, Blainvillimys aff. rotundidens, Pseudoltinomys cuvieri, Pairomys crusafonti, Elfomys cf. nanus, Peratherium sp., Dichodon cervinum, Dichodon cf. frohnstettense, Microchoreus ornatus, Pseudoloris reguanti y Necrolemur sp.

Las cinco especies citadas en primer lugar, más D. cf. frohnstettense aparecen en los yacimientos paleogenos de Europa occidental como característicos del nivel de Frohnstetten que es señalado por RUSSELL y otros (1982) como la biozona más superior del Priaboniense. Este nivel también recibe el nombre de nivel de d'Escamps en VIANEY-LIAUD (1979).

Biozona PM-2 o de Th. aff. aquatilis

Se caracteriza por la asociación presente en el yacimiento de Santpedor (muestra SP-2 de la serie de Santpedor, fig. 56) en el que se distinguen: Gliravus aff. priscus, Pseudoltinomys gaillardi, Theridomys aff. aquatilis, Eucricetodon atavus, Paleotherium sp. y Anoplotheridae indet., siendo el grado de Theromyidae bastante primitivo (ARBIOL y SAEZ, 1987).

Las cinco primeras especies citadas aparecen en los yacimientos de la Europa occidental en el nivel del Hoogbutsel (VIANEY-LIAUD, 1979; RUSSELL y otros, 1982) señalado como la biozona más inferior del Estampiense inferior.

Biozona PM-3 o de Th. calafensis

La biozona PM-3 se caracteriza por la asociación de especies presente en el yacimiento de Fonollosa (muestra FN-14 de la serie de Fonollosa, fig. 48) y en los yacimientos de Calaf (entre otras, las muestras CF-6,10,12,13 y 14 de la serie de Calaf, fig. 44).

En el yacimiento de Fonollosa se han distinguido: Gliravus fordii, Bransatoglis n. sp., Theridomys calafensis, Elfomys medius y Pseudoltinomys gaillardi; mientras que en los de Calaf están presentes: Theridomys calafensis, Bransatoglis n. sp. (S. ARBIOL, comunicación oral), Gliravus fordii, Blainvillimys cf. langei, Eucricetodon atavus, Elfomys medius, Bothriodon aymardi, Diplobune minor, Pheratherium frequens y Plagiolophus sp.

Esta lista no se ajusta plenamente a ninguna de las asociaciones características de las cenozonas propuestas para el Oligoceno de la Europa occidental. Sin embargo, para ANADON y otros (1986) la especie Th. calafensis puede estar filogenéticamente relacionada, y con un grado de evolución mayor, con Th. aquatilis. Este hecho, junto con la posición estratigráfica de los yacimientos de Calaf y Fonollosa (por encima del de Santpedor y por debajo del de Tàrrega), implican que la cenozona PM-3 debe corresponderse con el nivel de Villebramar de VIANEY-LIAUD (1979) y RUSSELL y otros (1982). Según estos últimos autores este nivel corresponde a la biozona más alta del Estampiense inferior.

Biozona PM-4 o de Th. major

Se caracteriza por la asociación faunística del yacimiento de Tàrrega que limita por la parte superior el rango estratigráfico estudiado en este trabajo. Este yacimiento estudiado por DEPERET (1906), TRUYOLS y CRUSAFONT (1961), CRUSAFONT y TRUYOLS (1964), THALER (1969), GOLPE (1971), CRUSAFONT y GOLPE (1977) y ANADON y otros (1987) ha dado entre otras especies Theridomys major, Eucricetodon atavus, Cainotherium gracile, Elomeryx cluae y Plesictis filholi, que en los yacimientos de Europa occidental corresponden al nivel de Montalbán, señalado en RUSSELL y otros (1982) como la biozona más baja del Estampiense superior.

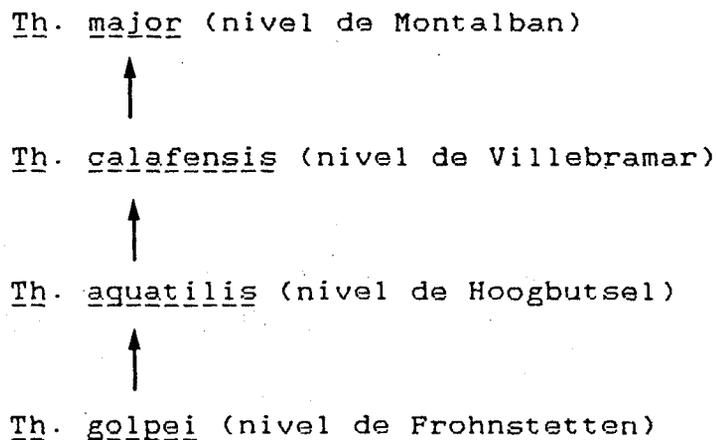
Como se ha dicho anteriormente, las filozonas locales propuestas se basan fundamentalmente en la línea evolutiva de Theridomyidae y, en menor grado en la de Gliridae.

En el caso de Theridomyidae, VIANEY-LIAUD (1979) propone para Europa occidental, entre otras, la línea Th. pseudosiderolithicus (nivel de Le Débruge), Th. aquatilis (nivel de Hoogbutsel), Th. bonduelli (nivel de Villebramar) y Th. major (nivel de Montalbán).

Más tarde, ANADON y otros (1987), con nuevo material del yacimiento de Calaf, describen una nueva especie: Th. calafensis; esta especie es una forma evolucionada de Th. golpei (nivel de Montmartre), próxima a Th. aquatilis y más primitiva que Th. major, por lo que los citados autores consideran dos posibles líneas evolutivas. En la primera posibilidad, Th. calafensis formaría parte de la misma línea evolutiva que Th. aquatilis y Th. major, representando un grado evolutivo intermedio entre ambas especies. En la segunda posibilidad, Th. calafensis sería el representante evolucionado de otra línea evolutiva que partiría de Th. golpei, diferente de la de Th. aquatilis y que correspondería a un nivel estratigráfico intermedio entre

los niveles de Montmartre y Montalbán (Frohnstetten, Hoogbutsel o Villebramar).

La presencia de Th. aff. aquatilis en el yacimiento de Santpedor (ARBIOL y SAEZ, 1987), apunta como más probable la primera de las líneas evolutivas propuestas por ANADON y otros (1987). De esta manera, la línea evolutiva de Theromyidae utilizada para establecer las filozonas locales de mamíferos en el área estudiada es:



Los datos sobre Gliridae complementan la biozonación establecida a través de Theridomyidae. En efecto, la presencia de G. priscus, G. aff. priscus y G. fordi en los yacimientos de St. Cugat, Santpedor y Fonollosa-Calaf respectivamente, se corresponde, al menos en parte, con la línea filogenética G. priscus-G. fordi señalada por BOSMA y BRUIJN (1979) para el tránsito Eoceno-Oligoceno de la isla de Wight en Inglaterra. La línea evolutiva propuesta por estos autores consta, en realidad, de tres especies que de menos a más evolucionadas son: G. priscus, G. devoogdi y G. fordi. El rango estratigráfico de esta línea abarca desde el nivel de Le Débruge hasta seguramente la parte superior del Oligoceno inferior.

En nuestro caso, el hecho de que no se haya reconocido G. devoogdi se debe, seguramente, a que los yacimientos de Santpedor y Fonollosa-Calaf están lo suficientemente separados entre sí en la vertical, como para que el registro de aquella especie se encuentre en posiciones estratigráficas intermedias entre ambos yacimientos.

Un aspecto paleontológico a destacar en nuestros resultados, es el hecho de que en niveles más altos de del Oligoceno inferior (yacimientos de Fonollosa y Calaf) ya aparece una forma primitiva de Bransatoglis, pues hasta el momento, los representantes de este género estaban restringidos al Oligoceno superior.

En cuanto a la información paleoecológica que los micromamíferos fósiles nos pueden aportar, en los yacimientos estudiados destaca, en contraste con la mayoría de yacimientos de Europa occidental (HARTENBERGER, 1973), la elevada proporción de ejemplares de Gliridae en los yacimientos estudiados (más del 50 % de las piezas en el yacimiento de Fonollosa), junto con la escasez de ejemplares de Cricetidae. Este hecho puede indicar, al menos localmente, la existencia de habitats forestados húmedos, especialmente en las zonas próximas a los yacimientos de mamíferos que se encuentran asociados a niveles de lignito como son los de Santpedor, Fonollosa y Calaf. Por otro lado, la presencia de ejemplares de línea de Theridomyidae, presente en todos los yacimientos estudiados, suele asociarse a biotopos de tipo húmedo como lagos o cursos fluviales (J. AGUSTI, comunicación oral).

2.4 SISTEMAS DEPOSICIONALES

2.4.1. Introducción

Una vez definidas y caracterizadas individualmente las formaciones estratigráficas en el capítulo anterior, es necesario estudiar la forma de relación sedimentaria entre ellas, con objeto de comprender los contextos sedimentológicos y paleogeográficos regionales de la sedimentación y la evolución de éstos en el lapso de tiempo y área de la Cuenca del Ebro que nos ocupan.

Entenderemos por sistema deposicional un conjunto de unidades litológicas relacionadas entre sí genética y ambientalmente, además de estar estrechamente relacionadas en el espacio y en el tiempo (FISHER y MCGOWEN, 1969). Dentro de cada sistema deposicional se pueden diferenciar, utilizando criterios estratigráficos y sedimentológicos, conjuntos de menor entidad relacionados genéticamente, como por ejemplo, cada uno de los abanicos del cinturón aluvial de un margen de cuenca.

Con anterioridad a este trabajo y para los depósitos continentales del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro, no se ha definido ningún sistema deposicional. Bajo el criterio expuesto en el párrafo anterior, los depósitos de las unidades estratigráficas definidas en el capítulo de estratigrafía, se han agrupado en tres sistemas deposicionales:

- I. Sistema Aluvial Catalánide
- II. Sistema Aluvial Pirenaico
- III. Sistema Lacustre Catalán

Los depósitos de estos tres sistemas deposicionales de carácter continental yacen sobre el conjunto de materiales marinos depositadas en el sector nororiental de la Cuenca del Ebro, a partir de la transgresión bartoniense y hasta la regresión priaboniense.

Los depósitos eocenos marinos que constituyen el substrato de la sucesión continental, han sido objeto durante las últimas dos décadas de una serie de tesis doctorales (REGUANT, 1967; PUEYO, 1975; TABERNER, 1983; BUSQUETS, 1981) que han descrito las características estratigráficas y sedimentológicas de sus depósitos. Estas han sido sintetizadas recientemente en BUSQUETS y otros (1985).

Para el sector de la cuenca que nos interesa, los materiales marinos eocenos están ampliamente representados por los depósitos de "offshore" de la Fm. Margas de Igualada que, hacia el margen catalánide de la cuenca, se encuentran circundados por un cinturón arrecifal (Fm. Calizas de La Tossa). A partir del Priaboniense inferior y como resultado del confinamiento de la cuenca motivado por el desplazamiento hacia el Sur de los mantos de corrimiento pirenaicos, se inicia una etapa regresiva de la cuenca marina. Esta etapa culmina con la deposición, sobre la Fm. Igualada y en el sector central de la cuenca, de un potente ciclo evaporítico todavía marino (Fm. Salina de Cardona).

En la mayoría de sondeos de la parte central del sector oriental (fig. 37) se identifica, entre los depósitos salinos marinos y los materiales más bajos que afloran de la Fm. Súria (figs. 8 y 9), un tramo entre 30 y 60 m de potencia media, constituido por materiales lutíticos grises que, con frecuencia variable, intercalan niveles evaporíticos. Estas intercalaciones son predominantemente de cloruros en la parte inferior del tramo y de sulfatos en la parte superior. Este tramo lutítico, al que llamaremos Lutitas Grises Superiores ("Top grey lutites" en BUSQUETS y

otros, 1985), no aflora nunca en superficie y por su posición estratigráfica, sus materiales pertenecen al Priaboniense superior.

El hecho de que las "Lutitas Grises Superiores" no afloren, impide su caracterización estratigráfica y sedimentológica precisa, motivo por el cual no se ha creído conveniente definir esta unidad estratigráfica de manera formal. La posición estratigráfica de las "Lutitas Grises Superiores", concordante e intermedia entre las sales marinas de la Fm. Cardona y los materiales continentales detrítico-evaporíticos de las Fms. Barbastro y Súrria, supone que el tránsito marino-continental se registra precisamente en los materiales de esta unidad lutítica.

RIBA y otros (1975b) y RAMIREZ y otros (1975a, b) utilizan el término "Miembro de Transición" para referirse a los depósitos aflorantes situados estratigráficamente en una posición "de transición" entre la sucesión de materiales evaporíticos (Fm. Barbastro) y detríticos (Fm. Solsona), consideradas ambas en sentido estrictamente litológico (O. RIBA, comunicación oral). Tal como está definida, esta unidad informal incluye materiales depositados tanto en medios de transición (Lutitas Grises Superiores) como de origen netamente continental (Fms. Barbastro, Torà y Castelltallat).

Con objeto de resaltar el carácter transicional del medio sedimentario (paso de ambiente marino a continental) en que se depositaron al menos parte de las "Lutitas Grises Superiores", y de evitar confusiones terminológicas, creemos oportuno, suprimir el término "Miembro de Transición" utilizado por los autores citados.

2.4.2. Sistema Aluvial Catalánide

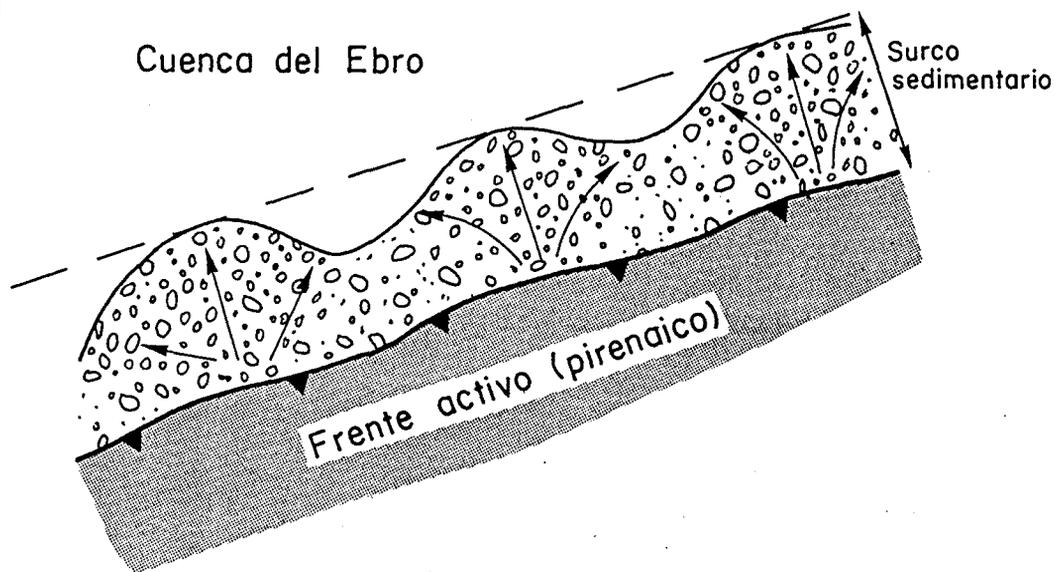
El Sistema Aluvial Catalánide está constituido por todos los depósitos predominantemente detríticos y de origen continental que se sedimentaron a partir de la regresión priaboniense, en el centro y margen catalánide de las Cordilleras Costero Catalanas.

La figura 8 muestra como, en el sector central de los Catalánides, este sistema deposicional está integrado de posición proximal a distal, siguiendo una dirección aproximada SE-NW, por la parte superior de las formaciones Conglomerados de Montserrat y Conglomerados de St. Llorenç de Munt y por la totalidad de la Fm. Molasa de Artés.

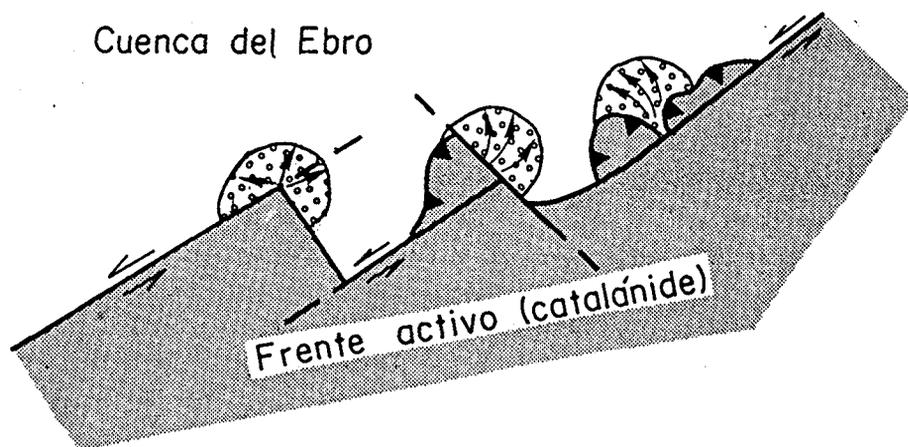
Desde el Priaboniense superior y durante, al menos, parte del Estampiense inferior, se desarrollan en todo el margen catalánide de la Cuenca del Ebro, una serie de abanicos aluviales (de N a S: St. Llorenç de Munt, Montserrat, St. Miquel de Montclar y Montsant), de composición esencialmente conglomerática, que vierten sus aportes hacia el centro de la cuenca (ANADON y otros, 1985b, 1986b). Estos abanicos se formaron como respuesta sedimentaria al desplazamiento general hacia el NW del frente tectónico catalánide que tuvo buena parte del Paleógeno. Los abanicos del sector central del margen catalánide, se sitúan preferentemente alineados con la familia de fallas de rumbo de dirección NW-SE (transversales de los Catalánides) y en posiciones frontales a las escamas cabalgantes (fig. 10).

Concretamente, en el sector central del margen catalánide, se sitúan los abanicos de Montserrat y St. Llorenç de Munt que durante varias fases de su desarrollo, anteriores a la regresión priaboniense, han actuado como abanicos deltaicos (ANADON y otros, 1985a; ANADON y MARZO, 1986).

(A)



(B)



SIN ORIENTACION NI ESCALA

Fig. 10: Esquema de la geometría y posición en el contexto estructural de los abanicos aluviales conglomeráticos del margen pirenaico y del sector central del margen catalánide de la Cuenca del Ebro.

El abanico de Montserrat, adosado al lado NE de la escama cabalgante de "Els Brucs", dirige sus aportes y su progradación en dirección N y NW, mientras que el abanico de St. Llorenç de Munt, adosado al lado N y NE de la escama de "Les Pedritxes" (que desde el Eoceno medio hasta el comienzos del Oligoceno tuvo un desplazamiento máximo de 8 Km hacia el NW; J. GUIMERA, comunicación oral) lo hace más claramente hacia el NW (ANADON y otros, 1985b).

Los depósitos materiales continentales de edad Priaboniense superior-Estampiense inferior, que constituyen el tramo superior de los abanicos de Montserrat (Unidad de St. Jeroni en el abanico de Montserrat, según ANADON y otros, 1985b) y St. Llorenç de Munt están constituidos esencialmente por conglomerados masivos, clastosoportados, de cantos poligénicos, bien redondeados y heterométricos, que se sedimentan a través de avenidas de alta energía por procesos predominantemente acuosos.

Por los abanicos pasan, sin depositarse, la mayor parte de las fracciones arenosas y lutíticas que se segregan de las fracciones más groseras. En la parte frontal a los abanicos, a partir del punto en que la pendiente topográfica se suaviza, las corrientes se encauzan a través de una llanura fluvial (Fm. Artés). Esta llanura se caracteriza por cursos de sinuosidad variable en cuyo relleno y zonas de desbordamiento lateral se sedimentaron, respectivamente, buena parte de las fracciones arenosas y lutíticas segregadas en los abanicos.

A las posiciones más distales del sistema, donde la pendiente es ya mínima, únicamente llegan algunos cursos de poca entidad que transportan un alto porcentaje de material lutítico. Este material fino se deposita en su mayor parte a través de los desbordamientos laterales de los cursos fluviales, formando amplias llanuras de inundación con influencia evaporítica (tramo inferior de la Fm. Artés).

Los cursos del Sistema Aluvial Catalánide vierten sus aportes detríticos e hídricos directamente a los lagos del Sistema Lacustre Catalán en los períodos de tiempo en que éste es funcional. En los lapsos de tiempo y áreas en que esta última premisa no se cumple, los aportes de procedencia catalánide se indentan directamente con los materiales lutíticos distales del Sistema Aluvial Pirenaico.

ALLEN y MANGE-RAJETZKY (1982) a través del control de las dimensiones y granulometría de los paleocanales, señalan que la carga de los ríos de procedencia catalánide disminuye del Priaboniense al Estampiense. Sin embargo, esta afirmación no puede considerarse cierta en toda la extensión de la Fm. Artés pues, puntualmente, como ocurre en la serie de Fonollosa (fig. 48), se advierte que la parte superior de la unidad (la de edad estampiense), es mucho más conglomerática que la parte inferior (la de edad priaboniense). El motivo por el que la serie de Fonollosa tiene esta composición es porque ocupa una posición frontal respecto al abanico de Montserrat durante el Oligoceno y más marginal durante el Eoceno.

Hay que tener en cuenta, pues, a la hora de establecer la evolución en el tiempo de la carga que arrastrada por los cursos de los sistemas aluviales, la posición que ocupan los puntos de control dentro del sistema aluvial, al igual que la evolución de éste en el tiempo. En este último sentido, los desplazamientos laterales de los abanicos aluviales de margen del sistema catalánide pueden ser la causa de importantes variaciones en el volumen y dirección de los aportes detríticos. Igualmente, en las cuantificaciones de la carga transportada por los sistemas aluviales catalánide y pirenaico, es necesario tener en consideración el desplazamiento del frente tectónicamente activo en cada margen. Así, tanto en uno como en otro sistema, el frente se desplaza con el paso del tiempo hacia el centro de cuenca lo que, necesariamente, provoca que los depósitos superiores de las sucesiones, en una misma vertical, sean más proximales y

prograden sobre los inferiores más distales, y esto sin necesidad de invocar ningún cambio en el volumen de carga total acumulada de cada sistema aluvial.

2.4.3. Sistema Aluvial Pirenaico

El Sistema Aluvial Pirenaico lo integran todos los materiales predominantemente detríticos, de origen continental y procedencia pirenaica, que a partir de la regresión priaboniense, se depositaron en el centro y margen pirenaico de la Cuenca del Ebro.

La figura 8 muestra como el Sistema Aluvial Pirenaico está constituido de posición proximal a distal, siguiendo una dirección N-S, por las formaciones Conglomerados de Berga, Molasas de Solsona y Areniscas de Sùria. Se han de considerar igualmente incluidos en este sistema aluvial los depósitos correspondientes a los tramos detríticos rojos más potentes intercalados dentro de las Fms. Barbastro y Torà.

Los límites cartográficos de el Sistema Aluvial Pirenaico con el Sistema Aluvial Catalánide son difíciles de fijar con precisión, debido a la escasez de estaciones de medida que puedan indicar la procedencia de las corrientes, teniendo en cuenta además, el abanico de desviaciones propias de los cursos fluviales.

En este sentido, ALLEN y MANGE-RAJETZKY (1982) distinguen en el sector estudiado, dos asociaciones características de minerales pesados que corresponden a cada una de las áreas fuente de los materiales detríticos. La provincia pirenaica se caracteriza por una asociación rica en apatito y micas, mientras que en los depósitos correspondientes a la provincia catalánide es significativa la presencia de turmalina.

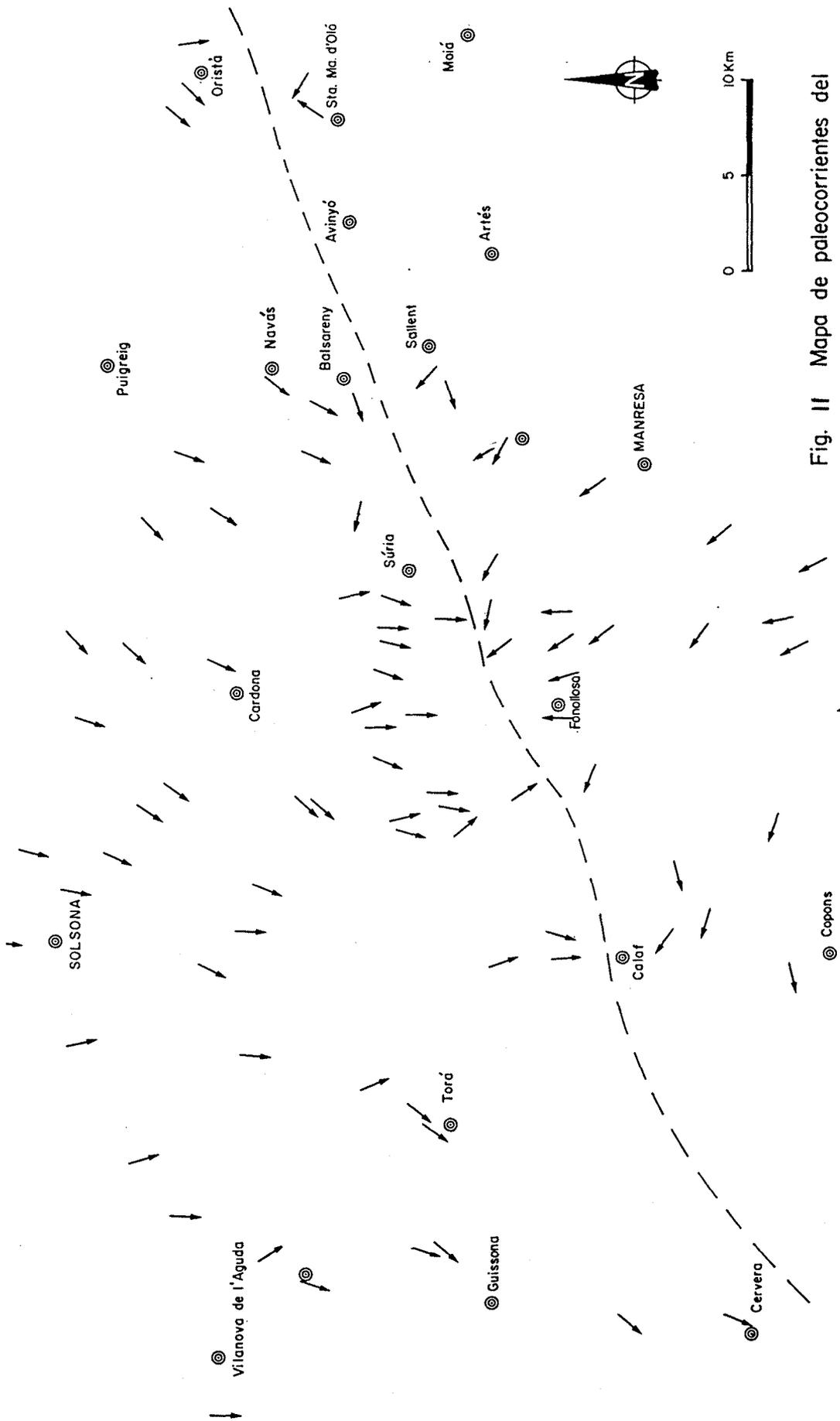


Fig. II Mapa de paleocorrientes del sector oriental. A trazos, se indica el límite de influencia, en superficie, de los sistemas aluviales pirenaico y catalánide. Elaborado con datos propios, de MALMSHEIMER y MENSINK (1979) y ALLEN y MANGE (1982).

IGUALADA

La delimitación de estas provincias petrológicas, junto con los datos de paleocorrientes de MALMSHEIMER y MENSINK (1979) y nuestros propios, han ayudado a trazar un límite en superficie entre los depósitos distales de los sistemas catalánide y pirenaico, en el sector central de la parte catalana de la Cuenca del Ebro. Este límite sigue aproximadamente el eje del sinclinal Balsareny-Fonollosa-Calaf (fig. 11).

No obstante esto, es muy probable que en función de la carga y velocidad de cada avenida procedente tanto de una como otra área fuente, los depósitos de cada sistema aluvial avanzaran más o menos, de manera que en un mismo perfil, los depósitos de uno y otro sistema aluvial pueden alternarse. En planta, los sectores a los que alternativamente y con frecuencia variable llegan depósitos desde los márgenes catalánide y pirenaico de cuenca constituyen una franja de varios kilómetros de ancho centrada en el límite entre los dos sistemas señalado en la figura 11 y en la que se sitúan con seguridad, los perfiles de St. Mateo y Castelltallat.

De hecho, a nivel regional, entre el Sistema Aluvial Pirenaico y el Sistema Aluvial Catalánide se establece lo que ALLEN y MANGE-RAJETZKY (1982) llaman un drenaje competitivo, en el que uno u otro sistema avanza a costa del retroceso del otro.

Analizando en detalle las unidades estratigráficas que lo integran, el Sistema Aluvial Pirenaico está constituido por una sucesión de ambientes o subambientes aluviales, proximales a distales, de características algo distintas de las que presenta el Sistema Aluvial Catalánide.

La parte más proximal del Sistema Aluvial Pirenaico la constituyen los depósitos rudíticos de abanico aluvial (Fm. Berga). Estos sedimentos señalan, por el Norte, el límite oligocénico de la Cuenca del Ebro, ya que se localizan en posición inmediatamente frontal del Manto del Cadí. Los

sucesivos pulsos en el desplazamiento de esta unidad tectónica, desde el Priaboniense superior hasta el final del Oligoceno, son los que van a condicionar la sedimentación, e incluso la disposición estructural final de los materiales, del Sistema Aluvial Pirenaico.

La falta de estudios sedimentológicos de detalle de los depósitos de la Fm Berga, al contrario que en el caso de los depósitos conglomeráticos del margen catalánide de la cuenca, impide individualizar y caracterizar los diferentes abanicos en el sector del margen pirenaico que nos interesa. En cualquier caso, los aparatos aluviales del margen pirenaico, no están de por sí tan bien individualizados como los del sector central del margen catalánide, sino que son coalescentes, uno al lado del otro, constituyendo una franja continua de depósitos conglomeráticos, dispuesta paralelamente y al pie del frente pirenaico activo (fig. 10).

En contraste con las condiciones de sedimentación de los depósitos de abanico aluvial del sector central del margen catalánide, durante la sedimentación de los depósitos de abanico aluvial del frente pirenaico entre los ríos Segre y Llobregat, se dieron las siguientes condiciones tecto-sedimentarias, en parte representadas en la figura 10:

a) un volumen elevado de aportes conglomeráticos por unidad de longitud de frente tectónico, mayor que el del frente catalánide.

b) la existencia de un surco sedimentario de fuerte subsidencia y tasa de sedimentación al pie del frente surpirenaico, siguiendo una franja de dirección E-W, donde se acumulan preferentemente los depósitos conglomeráticos, y

c) en la estructura pirenaica del sector Segre-Llobregat no destaca ninguna fractura ni pliegue de dirección transversal que se haya formado durante el tránsito Priaboniense-Estampiense, sino que presenta frentes tectónicos amplios de empuje frontal (J.A. MUÑOZ, comunicación oral). De esta manera, resulta difícil que en el talud del frente tectónico existan unos puntos más propicios que otros para concentrar o canalizar el paso de los aportes conglomeráticos.

Los depósitos conglomeráticos de la Fm. Berga se depositan por procesos alternativos y/o simultáneos de tipo fluvial, gravitativo y de avenidas en masa (SAEZ y RIBA, 1986).

Hacia el Sur, a partir del punto en que la pendiente decrece bruscamente, la fracción detrítica fina, segregada de las corrientes anteriores, pasa a ser transportada a través de una ancha llanura fluvial (Fm. Solsona), que presenta cursos poco o nada sinuosos en el sector occidental y de sinuosidad variable en el sector oriental.

En la transversal del río Cardener, la llanura aluvial pasa distalmente a un sistema de abanico terminal (Fm. Súrria) que prograda sobre la llanura evaporítica tipo "playa-lake" constituida por los depósitos de la Fm. Barbastro. Lateralmente a la transversal del Cardener, los depósitos fluviales progradan directamente sobre los ambientes lacustres representados por las formaciones Castelltallat y Calaf, o sobre la llanura lutítica evaporítica representada por los depósitos de la Fm. Torà.

Si quedara demostrado que en el Sistema Aluvial Pirenaico la carga de los ríos pirenaicos aumenta desde el Priaboniense superior al Estampiense, o al menos que esta descarga fué superior a la de los ríos de procedencia catalánide durante el Estampiense, quedaría demostrado igualmente que en el drenaje competitivo establecido entre

los sistemas pirenaico y catalánide, el Sistema Pirenaico es el que con el tiempo acaba por invadir importantes sectores ocupados inicialmente por el Sistema Catalánide.

El hecho de que durante el Priaboniense superior-Estampiense inferior, el frente pirenaico sea más activo y se desplace más y más rápidamente hacia el centro de la cuenca que el catalánide considerado en su conjunto, es razón suficiente para suponer que con el tiempo, hacia el Oligoceno, los aparatos aluviales de origen pirenaico acaban por progradar sobre las partes distales del Sistema Aluvial Catalánide. De esta manera, podemos suponer que en profundidad, los sectoresa centrales de la cuenca catalana, están ocupados, por materiales detríticos de procedencia catalánide, mientras que esos mismos sectores, en niveles superiores y en superficie, están ocupados por depósitos de origen pirenaico.

2.4.4. Sistema Lacustre Catalán

El Sistema Lacustre Catalán lo integran todos los depósitos lacustres tanto evaporíticos como carbonatados y detríticos, que ocupan una posición interna y/o central en la Cuenca del Ebro durante el tránsito Eoceno-Oligoceno. Esta posición del Sistema Lacustre Catalán es la más distal de los sistemas aluviales pirenaico y catalánide. Los límites cartográficos de ambos sistemas aluviales, en las zonas en que se registra el sistema lacustre quedan fijados por los límites del sistema lacustre.

Los depósitos del Sistema Aluvial Pirenaico sumados a los depósitos de los sistemas Aluvial Catalánide y Lacustre Catalán constituyen la secuencia deposicional Solsona, definida por PUIGDEFABREGAS y otros (1986).

Pertenece al Sistema Lacustre Catalán las unidades estratigráficas de naturaleza lacustre representadas en los cuadros estratigráficos de las figuras 8 y 9 (Fm. Barbastro, Fm. Torà, Fm. Castelltallat y Fm. Calaf). También se incluyen en este sistema, todas aquellas unidades lacustres, muchas de ellas englobadas anteriormente en la Formación Calizas de Tàrrega (RIBA y otros 1975b), de deposición anterior a la del Sistema Lacustre de los Monegros (CABRERA, 1983). Este último sistema es de edad Oligoceno superior y sitúa su depocentro en el área de Mequinenza (provincia de Teruel, al SE de la Cuenca del Ebro). A diferencia del Sistema Catalán, el Sistema de los Monegros se encuentra influenciado, además de por los aportes pirenaicos y catalánides, por los aportes procedentes de la Cordillera Ibérica.

El desarrollo y evolución del Sistema Lacustre Catalán está permanentemente condicionado por la dinámica de progradación-retrogradación de los dos sistemas aluviales que desde el N y SE vierten sus aguas y sedimentos hacia el centro de la cuenca. De hecho, el desarrollo del Sistema Lacustre Catalán no es continuo en el tiempo sino que la sedimentación lacustre se ve interrumpida durante períodos de máxima intensidad en los aportes terrígenos de origen aluvial. En estos períodos, la sedimentación lacustre puede llegar a desaparecer por completo del área que nos ocupa, debido a la colmatación de los lagos y/o al desplazamiento de éstos hacia zonas más distales que normalmente no afloran.

A escala regional, el incremento en los aportes detríticos del Sistema Aluvial Pirenaico desde el Priaboniense superior hasta el Estampiense inferior se traduce en que el depocentro sedimentario del Sistema Lacustre Catalán, se va desplazando progresivamente, en el espacio y en el tiempo, en dirección SW. Esto es así, por dos factores relacionados entre sí: a) el confinamiento de la Cuenca del Ebro en su sector catalán debido al avance de

los mantos y estructuras pirenaicas hacia el centro de la cuenca y b) a la dirección de la componente vectorial que resulta de considerar la dirección de los aportes procedentes de los márgenes pirenaico y catalánide de la cuenca (del Norte y del Sureste, respectivamente).

Sin embargo, esto no impide que, sobre todo al final de Eoceno (cuando la cuenca tenía un confinamiento menor), se produjeran episodios lacustres generalizados como el de la Fm. Barbastro, que ocupa una buena parte del centro de la cubeta catalana.

Por otro lado, cuando los aparatos aluviales frontales de los sistemas detríticos tienen una actividad importante y progradan sobre el sistema lacustre, modifican el contorno de los lagos separando y aislando diferentes cuerpos de agua. En este sentido, los depósitos de abanico terminal de la Fm. Súrria al progradar sobre el área lacustre correspondiente a los depósitos de la Formación Castelltallat, divide a esta unidad (según la sección de la formación que aflora) en un cuerpo de agua occidental (Fm. Castelltallat s.e.) y otro oriental (Mb. Moià). En el caso de la Formación Barbastro, dada la extrema someridad de sus depósitos, los límites de los cuerpos de agua de las lagunas, vendrían marcados por las pequeñas irregularidades de la superficie topográfica, más que por el contorno frontal de los lóbulos detríticos.

A menor escala, los aportes terrígenos aluviales-fluviales influyen negativamente en la estabilidad de la línea litoral de los lagos y el carácter de la sedimentación de éstos, sobre todo en las franjas más litorales. En aquellas zonas en que los aportes detríticos avancen penetrando en la lámina de agua, ésta acabará por retraerse mostrando las facies litorales una importante componente detrítica, mientras que en las zonas de menor influencia terrígena, la línea de costa tenderá a estabilizarse y desarrollar facies litorales carbonatadas y organógenas.

La variación en la composición litológica de las unidades estratigráficas que integran en la vertical el Sistema Lacustre Catalán, indica que ha habido una pérdida de salinidad progresiva en las aguas del sistema desde el Priaboniense superior al Estampiense inferior. Así, los depósitos de las Fms. Barbastro, Torà, Castelltallat y Calaf muestran, respectivamente, una influencia evaporítica decreciente.

El modelo hidrológico de los cuerpos de agua del Sistema Lacustre Catalán varía a lo largo del tiempo. Los depósitos evaporíticos de la Fm. Barbastro se depositan en lagos o lagunas totalmente cerradas, en los que la lámina de agua desaparece preferentemente por evaporación. En contraste, los depósitos carbonatados de las Fms. Castelltallat y Calaf se sedimentan en lagos que presumiblemente pierden al menos una parte de su contenido hídrico a través de desagües o aliviaderos. El carácter "abierto" de los lagos carbonatados es el que permite que bajo condiciones de una recarga regular, los lagos puedan mantener un volumen de agua más estable que en el caso de las lagunas cerradas.

La existencia de un modelo hidrológico u otro está controlada por el tipo de relieve en el que los lagos se instalan. Sobre relieves prácticamente llanos a los que apenas llegaran avenidas de materiales lutíticos (Fm. Barbastro) se asentarían lagunas muy someras sin cauces encajados por los que evacuas parte de su carga. Por el contrario, en relieves menos llanos a los que llegaran significativas cantidades de materiales detríticos arenosos a través de cauces encajados (Fms. Castelltallat y Calaf) se instalarían formarían lagos menos somerasas muy someros, de litoral más recortado y con facilidad para disponer de salidas de agua encauzadas. La evolución hidrológica seguida por los lagos del Sistema Lacustre Catalán a través del tránsito Eoceno-Oligoceno se debe a los cambios tectonosedimentarios habidos en ambos márgenes de la cuenca.

3. SEDIMENTOLOGIA DEL
SISTEMA LACUSTRE
CATALAN

3.1. LITOFACIES

3.1.2. Litofacies evaporíticas

Las litofacies evaporíticas se encuentran bien representadas en la Formación Barbastro, tanto en el cuerpo principal de la unidad como en cada uno de sus miembros (Sallent, Copons y Artesa). Las formaciones Torà y Castelltallat, aunque se depositaron bajo condiciones de salinidad elevada, no registran litofacies que puedan considerarse esencialmente evaporíticas.

La mayor parte de los niveles de composición evaporítica de la Fm. Barbastro muestran transformaciones diagenéticas tardías como la recristalización. Este hecho, unido a la deformación diapírica, impide en muchos casos caracterizar con precisión las diferentes litofacies evaporíticas primarias. De éstas se han distinguido, por orden de abundancia:

- Yesos nodulares (Yn)
- Yesos laminados (Yl)
- Yesos con laminación algal (Ye)
- Yesos seleníticos (Ys)
- Gipsarenitas (Yg)

A continuación se describen cada una de estas litofacies evaporíticas, haciendo mención a los procesos y ambientes que los generan. Para este último propósito ha sido de gran utilidad la comparación de las facies fósiles paleógenas con las que actualmente se generan en salinas marítimas y lagunas endorreicas, recientemente descritas (PUEYO y otros, 1986; ORTI y otros, 1984, 1986).

Yesos nodulares (Yn)

La facies de yeso nodular (Yn) es la facies evaporítica más frecuente en las formaciones estudiadas, pudiendosela encontrar en todos los depósitos de la Fm. Barbastro. Aunque en algunos casos pueden tener un origen diagenético tardío, estudiaremos aquí únicamente los yesos nodulares de origen primario o diagenético temprano.

La facies (Yn) está compuesta por nódulos de yeso alabastrino de color blanco con formas esferoidales. El diámetro de los nódulos puede oscilar entre dos y cuarenta centímetros en los casos extremos, siendo de 5 a 15 cm el rango más usual.

Los nódulos se pueden presentar aislados y dispersos entre lutitas (tanto rojas como grises) u otras facies evaporíticas, o también, formando niveles poco compactos de potencia centi a decimétrica. Cuando la densidad de nódulos en un mismo nivel es elevada, es relativamente frecuente que los nódulos se encadenen unos con otros formando cordones enterolíticos (foto 4, lámina 7). En ocasiones se han encontrado nódulos de yeso apilados en estructuras verticales. Muy probablemente éstos corresponden a crecimientos evaporíticos desarrollados selectivamente en asociación con estructuras vegetales en posición de vida (raíces o troncos de macrófitas).

La niveles de yeso nodular se forman intersticialmente por bombeo evaporítico, siempre por debajo del nivel freático, cuando éste se encuentra próximo a la superficie, pero por debajo de ella. Los nódulos son primariamente de anhidrita. Los lugares en los que se puede desarrollar la facies nodular son variados: en las zonas marginales de lagunas salinas, en el centro de lagunas salinas secas, en llanuras lutíticas con el nivel freático próximo a la

superficie, etc. En cada caso, será necesario el estudio secuencial para averiguar el paleoambiente a que corresponde la facies nodular, como veremos en el apartado siguiente.

Yesos laminados (Y1)

Los yesos laminados se encuentran representados en todas las secciones realizadas en la Fm. Barbastro realizadas, y se observan especialmente bien en la serie de Súrria (fig. 57).

La facies (Y1) está constituida esencialmente por una alternancia milimétrica a centimétrica de niveles de yeso (blancos, transparente o a veces negro) y lutitas normalmente grises (foto 1, lámina 9). El color de los niveles de yeso depende del contenido en lutitas, materia orgánica y otros insolubles incluidos en los cristales. La compacidad de los niveles laminados es en la mayoría de los casos buena.

La laminación de la facies (Y1) se debe a la interacción, bajo una lámina de agua, de procesos sedimentarios detríticos, evaporíticos y biológicos (crecimientos algales). Los niveles de yeso se forman por precipitación en el fondo del lago del sulfato que se ha ido concentrando en la lámina de agua. Algunos de los horizontes pueden corresponder al producto final de la desecación total del lago.

Los horizontes de lutitas grises registran, en los casos en que están intercalados entre niveles de yesos laminados, episodios de aporte a los lagos de materiales terrígenos externos. En las partes internas del lago se depositan los materiales más finos de cada avenida detrítica que mayoritariamente, han sido transportados por procesos de suspensión en la lámina de agua. En los casos de episodios de desecación total de los lagos, las lutitas pueden

corresponder a la llanura lutítica marginal de los lagos.

En salinas marítimas actuales, los yesos laminados se generan bajo láminas de agua someras con salinidades que oscilan entre 180 y 230 g/l (J.J. PUEYO, comunicación oral). Esto significa que la formación de facies (Y1) se produce cuando la concentración salina de las aguas es intermedia entre la concentración máxima (300 g/l) y la mínima.

Yesos con laminación algal (Ye)

La facies de yeso con laminación algal (Ye) es en realidad un tipo dentro de la facies yesos laminados (Y1), en la que predomina la laminación debida al crecimiento algal. Sin embargo dadas las particularidades descriptivas y genéticas que presenta esta facies (Ye) y su clara equivalencia con depósitos evaporíticos actuales, hemos creído conveniente diferenciarla del resto de yesos laminados.

La facies de yeso con laminación algal se encuentra representada en los Miembros de Sallent y Artesa.

Se presenta en niveles de compacidad variable. Los niveles de buena compacidad tienen una potencia centimétrica de tonalidades amarillentas a ocres. Su laminación es bastante regular en muestra de mano y está constituida por laminas paralelas muy finas, inferiores a un milímetro de grosor, con geometrías variables (fotos 2,3 y 4, lámina 9).

Algunos niveles constituidos por facies (Ye), especialmente en el Mb. Artesa, muestran una mala o nula compacidad. La laminación en estos niveles es a simple vista incipiente o nula. En los casos de menor diagenización, se ve a escala de muestra de mano como estos niveles están compuestos por

cristales idiomorfos de yeso de uno a dos milímetros de diámetro incluidos en una matriz de lutitas grises. Cuando la diagénesis es mayor, los niveles son más compactos y presentan un aspecto grumoso característico.

En láminas delgadas vistas al microscopio y secciones pulidas vistas con la lupa, se observa como la litofacies (Ye) está constituida por una laminación algal muy fina en material predominantemente lutítico, que aparece interrumpida por la presencia de cristales de yeso de hábito elongado dispuestos ortogonalmente a la laminación (foto 1, lámina, 9).

La facies (Ye) descrita muestra grandes similitudes con la facies de yeso orgánico-arenoso laminado descrita por PUEYO y otros (1986) y ORTI y otros (1984) para sedimentos actuales en salinas marítimas. Según estos autores, la facies de yeso orgánico-arenoso laminado se origina bajo lámina de agua con salinidades entre 150 y 230 g/l. Se trata de un depósito de granos de yeso tamaño arena dispuesto en bandas o láminas separadas por materia orgánica. La materia orgánica proviene principalmente de restos de tapices de Microcoleus sp., más o menos descompuestos, o de tapices no laminados de Aphanotece sp. Esta última cianobacteria, que se desarrolla simultáneamente con la precipitación de yeso, da a la salmuera un color marrón anaranjado característico. Los granos de yeso son normalmente idiomórficos aunque a veces, son también lenticulares; al microscopio electrónico se advierten vestigios de disolución en los cristales.

El mecanismo deposicional de esta facies es el siguiente (ORTI y otros, 1984): 1) crecimiento de las mallas algales de color naranja en condiciones de baja salinidad, 2) con el incremento de la salinidad, precipitación de cristales de yeso que se sumergen y quedan atrapados en las mallas algales a consecuencia de su crecimiento, y 3) cuando

la salinidad descende, se produce la disolución parcial de los cristales, asociada a la reanudación del crecimiento de las mallas algales.

Yesos seleníticos (Ys)

La facies de yesos seleníticos (Ys) se encuentra bien representada en los depósitos del Miembro Yesos de Artesa (fig. 29), habiéndose reconocido también en el tramo de la Fm. Barbastro que aflora en Alfarràs (fig. 38).

La facies (Ys) se presenta en niveles de agregados cristalinos de yeso alabastrino blanco. Los agregados tienen forma elongada, casi prismática, teniendo tendencia muy marcada a orientar su máxima elongación perpendicularmente a la superficie de sedimentación. Cada agregado cristalino corresponde originariamente a un sólo cristal de yeso transparente. Este monocristal pasó diagenéticamente a convertirse en un agregado de yeso alabastrino a través de un proceso previo de anhidritización.

Los cristales seleníticos tienen una altura máxima entre 2 y 8 centímetros, estando dispuestos dentro de cada horizonte de forma subparalela (foto 2, lámina 8), separados por lutitas grises, o agrupados en estructuras con forma de domo (fotos 2, 3, y 4, lámina 8). El hábito elongado de los monocristales seleníticos tiene un máximo crecimiento en la cara (120), tendiendo la cara (010) a ser perpendicular a la superficie deposicional (fig. 13).

Los domos seleníticos tienen un contorno prácticamente circular con un diámetro entre 10 y 40 cm. Cuando los domos no presentan su parte superior colapsada, caso relativamente frecuente, alcanzan una altura entre 10 y 15 cm. En los domos más

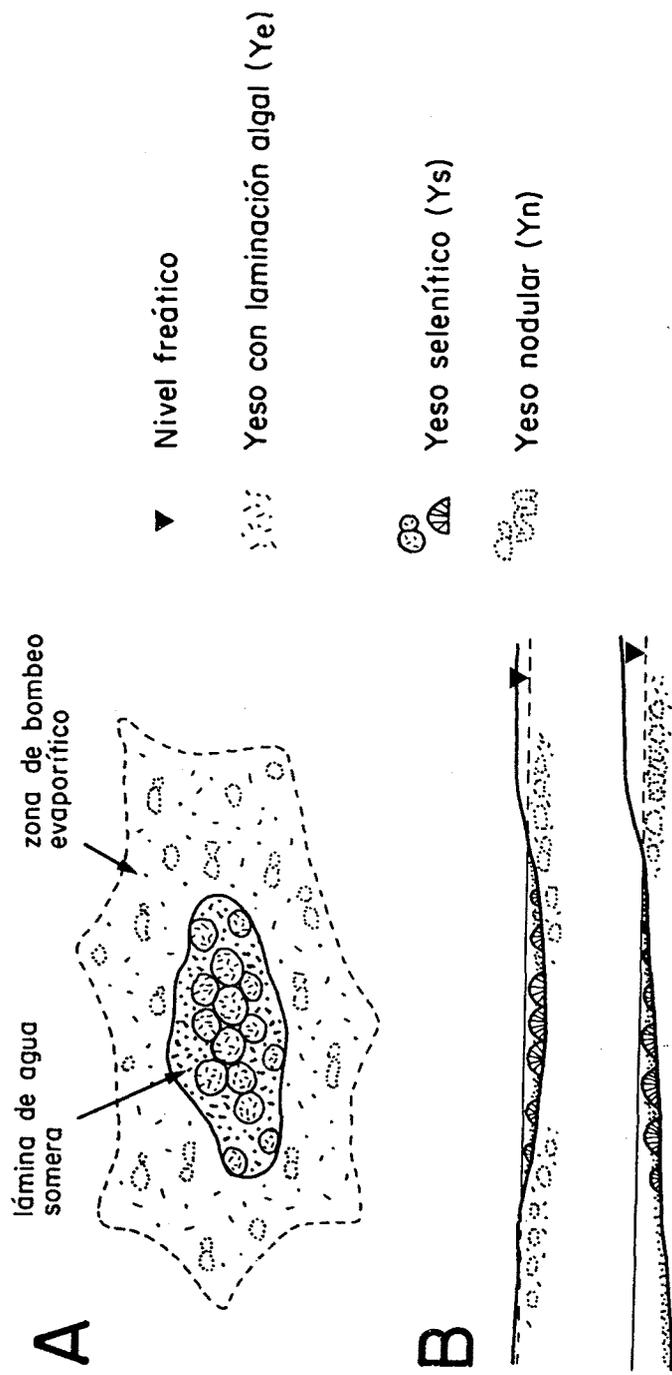


Figura 12: Esquema mostrando el modelo teórico de sedimentación de yesos nodulares (Yn), seleníticos (Ys) y con laminación algal (Ye) en el entorno de una laguna salina efímera de la Fm. Barbastro.

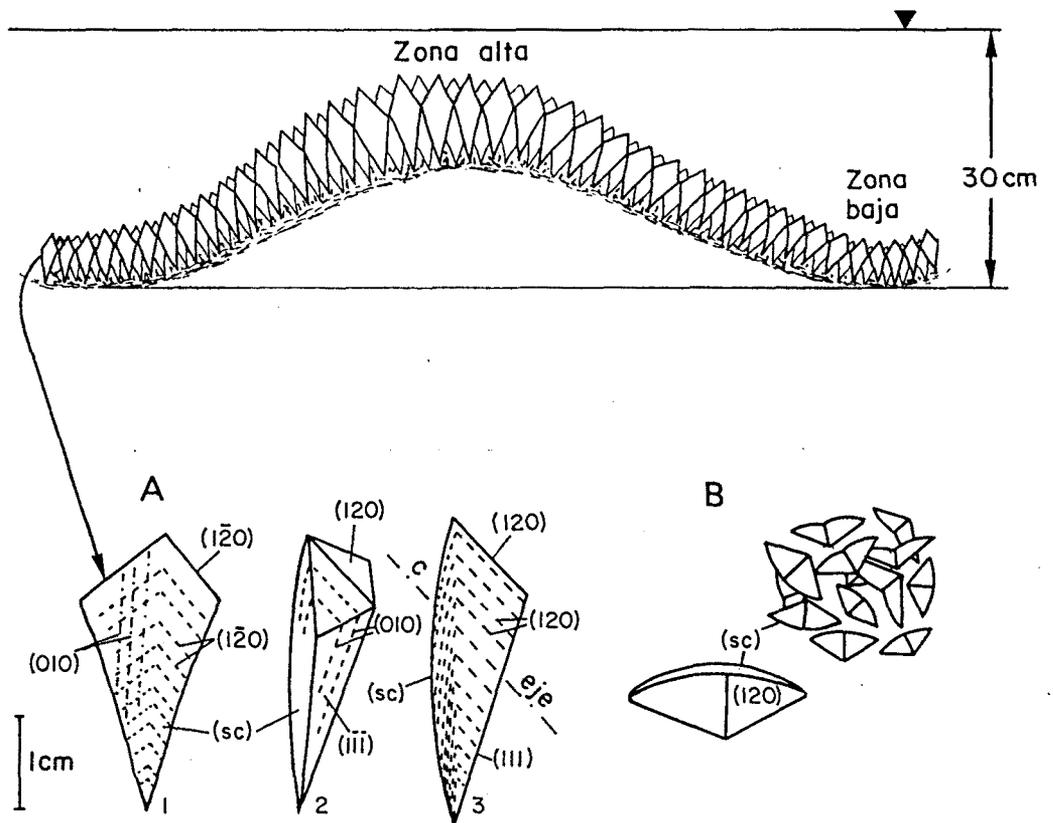


Figura 13: Domo y hábitos cristalinos seléníticos característicos de las costras seléníticas (Ys) del Mb. Artesa (adaptado de ORTI y otros, 1984).

A: hábito de un cristal selénítico elongado

B: vista en planta de un cristal y de una costra selénítica
 1) vista frontal de la superficie curvada; 2) vista lateral; 3) vista de un plano de exfoliación

(sc): superficie curvada

compactos, de dimensiones menores, los cristales seleníticos se organizan en fábricas de crecimiento vertical competitivo de forma radial (foto 3, lámina 8).

Estudios recientes realizados en salinas marítimas artificiales (PUEYO y otros, 1986; ORTI y otros, 1984) revelan que los yesos seleníticos se forman bajo algunos centímetros de lámina de agua, cuya salinidad se sitúa entre 230 y 300 g/l. Los cristales seleníticos forman costras muy rígidas, que superficialmente suelen estar recubiertas por masas de cianobacterias de aspecto mucoso (Aphanothece sp.).

En general la morfología, la altura de los domos y el tamaño de los cristales seleníticos dependen de concentración salina y la altura de la lámina de agua. Así, cuando la lámina de agua es menos potente (como es el caso de la parte superior de los domos) y la salinidad es más elevada, aumentan las dimensiones y resistencia de los cristales y domos seleníticos.

Cada costra selenítica elemental (de un sólo cristal de altura) representa un período plurianual en el que se han mantenido las condiciones hidrológicas locales para el crecimiento selenítico.

Cada cristal selenítico muestra un bandeamiento interior. Cada banda corresponde a un período seco-húmedo, que en la mayoría de los casos debe ser anual. La parte inferior de cada banda (la más clara y cristalina, de dos milímetros de grosor) corresponde a un episodio seco de crecimiento selenítico, mientras que la parte superior, más oscura y de grosor inferior a un milímetro, corresponde a un episodio más húmedo en el que el crecimiento selenítico queda interrumpido (J.J. PUEYO, comunicación oral).

Los horizontes y domos seleníticos reconocidos en el Mb. Artesa de la Fm. Barbastro, se muestran aislados entre lutitas grises esmectíticas o también entre niveles de yeso nodular. Se registran de manera relativamente rítmica en la serie (fig. 17) y, aparentemente, están constituidos por un sólo cristal en la vertical.

Estas observaciones sugieren que durante la deposición del Miembro Artesa, alternaron con relativa ciclicidad, períodos lacustres evaporíticos de varios años que alternaron con otros de influencia más terrígena.

Durante cada período lacustre se forman lagos o lagunas someras de poca extensión y lámina de agua muy somera y efímera, ya que puede desaparecer en las épocas del año de mayor aridez. El crecimiento selenítico en estos lagos corresponde a épocas del año en las que el régimen hídrico se estabiliza formando una lámina de agua de una profundidad y salinidad determinadas. Una o varias veces al año esta estabilidad hídrica se pierde y por ende se interrumpe el crecimiento selenítico. La pérdida de estabilidad hídrica puede deberse tanto a un incremento importante de los aportes de agua al lago en las temporadas húmedas, como a la desecación total de la lámina de agua en temporadas de extrema aridez. En el primer caso, el aumento de los aporte hídricos origina la caída de la concentración salina de la salmuera, lo que impide la precipitación del sulfato e incluso motiva la disolución del ya precipitado.

El hecho de que la mayor parte de los techos de las "costras" seleníticas del Mb. Artesa presenten caras cristalinas y no se presenten disueltos, indica que durante los períodos lacustres no debieron producirse frecuentemente caídas de la salinidad del agua. Más bien, los períodos de interrupción en crecimiento selenítico debieron regirse y ser consecuencia directa de la desaparición ocasional o periódica de la lámina de agua.

Gipsarenitas (Yg).

Las facies de gipsarenitas se han reconocido con claridad, únicamente en el Mb. Sallent de la Fm. Barbastro.

Se trata de horizontes o niveles entre 0,5 y 10 cm de potencia, constituidos por yeso blanco alabastrino, que muestran en su interior estructuras de corriente tipo "ripple" de pequeña escala (fotos 1, 3 y 4, lámina 7). Normalmente, los granos de yeso se encuentran soldados unos con otros por diagénesis, de manera que las estructuras de corriente se reconocen, sobre todo, por la geometría lenticular característica de los "sets" que forman los trenes de "ripples". Sin embargo, puntualmente, es posible reconocer directamente la laminación cruzada en el interior de algunos lenticulos, gracias a la presencia, en la superficie de láminas, de óxidos de hierro de tonalidad rojiza. En los casos de mayor incidencia diagenética, el interior de los lenticulos lo constituye un único o varios nódulos de yeso (foto 2, lámina 7).

En láminas delgadas y secciones pulidas vistas al microscópio y lupa respectivamente, se puede llegar en algún caso a individualizar entre sí los granos detríticos de yeso. Normalmente, sin embargo, la fracción granulométrica de las gipsarenitas se constata al indentificar algunos granos terrígenos (siliciclásitos) aislados entre los de composición yesífera. En este caso, se advierte que los granos son de tamaño arena fina y que se encuentran bien redondeados.

A sotavento de los lagos evaporíticos actuales es frecuente encontrar importantes acumulaciones de partículas de yeso tamaño arena, transportadas por deflación eólica de las facies yesíferas primarias cristalizadas en el lago. El área que ocupan estas acumulaciones, puede ser mucho más extensa que la del mismo lago o laguna salina de donde procede el material yesífero. Vistos en detalle, los granos de yeso, transportados por este mecanismo suelen presentar caras cristalinas que se corresponden con las caras de los hábitos de los cristales primarios crecidos en el lago (D. SHEARMAN, comunicación oral).

Por otro lado, las acumulaciones de yeso eólico se registran muy difícilmente, ya que normalmente acaban siendo retrabajadas por corrientes acuosas procedentes de la cuenca de drenaje del lago. En muchos casos, estas corrientes acaban por devolver al lago buena parte del material evaporítico que había sido transportado eólicamente. En este caso, es de suponer, que las partículas de yeso pierden su carácter idiomorfo por disolución durante el transporte acuoso.

Este modelo de retrabajamiento acuoso de acumulaciones eólicas de yeso marginales de los lagos (fig. 14), es el que debe corresponder a la mayor parte de los niveles de facies gipsarenítica (Yg) registrados en el Mb. Sallent.

3.1.2. Litofacies carbonatadas.-

Las litofacies carbonatadas han sido estudiadas, ante todo, desde el punto de vista de sus características macroscópicas, aunque también se apuntan características microscópicas, deducidas de la observación de secciones pulidas vistas a la lupa de mediano aumento (láminas 11 y 12) y de láminas delgadas vistas al microscopio (láminas 13 y 14).

Para el estudio de la enorme variedad de microfacies carbonatadas, que en principio parecen estar presentes en las diferentes unidades lacustres estudiadas, ha habido que establecer unos criterios de clasificación que nos permitan agrupar las facies, de una manera sencilla, útil y sin perder más que una pequeña parte de sus características y significado concretos. Los criterios macroscópicos tenidos en cuenta hacen referencia a la textura, contenido de componentes esqueléticos y no esqueléticos, y a procesos diagenéticos, tanto desde un punto de vista cualitativo como cuantitativo.

A falta de un estudio sistemático y detallado de los procesos diagenéticos, y dada la labilidad de las fases minerales carbonatadas, es posible que en una cantidad incierta de casos, se estén describiendo características secundarias y no primarias en las distintas litofacies.

Las litofacies distinguidas en las unidades objeto de interés, bajo los criterios anteriormente citados, por orden de abundancia, son:

- Calizas micríticas (Cm)
- Calizas organógenas (Co)
- Calizas terrígenas (Ct)
- Calizas con nódulos de chert (Cn)
- Calizas estromatolíticas (Ce)
- Calizas laminadas (Cl)

Calizas micríticas (Cm)

La facies de calizas micríticas (Cm) es la más abundante de las litofacies carbonatadas, presentandose en todas las formaciones con niveles carbonatados. La facies (Cm) está especialmente desarrollada en las formaciones de Castelltallat y Calaf, aunque también se la puede reconocer en los niveles y tramos carbonatados intercalados en las Fms. Súria y Artés.

La litofacies (Cm) se presenta en niveles muy compactos, tabulares, de potencia normalmente decimétrica y extensión lateral kilométrica. El color de las calizas es predominantemente gris claro.

Petrológicamente se trata de "mudstones" y "wackestones" de tallos y ogonios de carófitas, ostrácodos y un porcentaje variable de bioclastos indiferenciables de dimensiones normalmente inferiores a uno o dos milímetros. También existen niveles de calizas con un contenido significativo de intraclastos carbonatados de tonalidad algo más clara que la roca en su conjunto.

Cuando se trata de "mudstones", los bioclastos se incluyen de forma dispersa entre el fango micrítico (foto 4, lámina 12), mientras que cuando el porcentaje de bioclastos es algo más alto ("wackestones"), estos tienden a alinearse formando una laminación normalmente poco marcada e irregular (foto 3, lámina 12).

La fracción terrígena incluida en la textura de las calizas no suele ser importante, pues las calcimetrías efectuadas en las muestras de calizas de la facies (Cm) indican porcentajes de CO_2 entre el 90 y el 95 %. En cuanto a la composición mineralógica, los análisis efectuados por difracción

de rayos-X en los niveles calizos de la Fm. Castelltallat (serie de Calaf), indican que el mineral carbonatado dominante es la calcita. Sin embargo, en dos de los niveles de la Fm. Castelltallat en la serie de Calaf, se ha detectado una proporción significativa de dolomita, entre el 10 y el 20% de la composición total de la roca. Estos dos niveles son estratigráficamente próximos y ambos muestran, en sección pulida, la presencia de laminaciones algales fragmentadas o esféricas a modo de rodolitos de tamaño milimétrico.

Las características descritas indican que las calizas micríticas indican, como otras similares descritas e interpretadas en CABRERA (1983), que se generaron a partir de la sedimentación carbonatada lacustre de las zonas internas del lago ("offshore"). Estas son zonas protegidas de los mayores aportes terrígenos y bioclásticos.

La producción de fango carbonatado acumulado en las partes internas de los lagos puede tener según los autores, dos orígenes:

a) Un origen físico-químico, de tal manera que el carbonato precipita en aguas ricas en Ca^{+2} y HCO_3^- en las que hay pérdida de CO_2 . La pérdida de CO_2 se produce por agitación física e incremento de la temperatura de las aguas en combinación con una importante utilización del CO_2 por la plantas. La pérdida de CO_2 supone un incremento del pH en las aguas, lo cual implica a su vez, una sobresaturación de la calcita en las aguas (TERLEKLY, 1974; SURDAM y STANLEY, 1979).

b) Un origen bioguéimico por el que los fangos se forman a partir de la acumulación de oogonios y tallos incrustados de carófitas siendo, en muchos casos, irreconocibles debido a la compactación y diagénesis (KAUFFMAN y McCULLOCH, 1965; GLASS y WILKINSON, 1980; TREESE

y WILKINSON, 1982).

En nuestro caso, las muestras de facies (Cm) siempre muestran, en menor o mayor cantidad, restos de carófitas y gasterópodos. A su vez, la micrita no presenta, al microscopio, cristales de calcita con caras cristalinas. Ambos hechos, apuntan a un origen predominantemente bioquímico para las facies micríticas descritas. Sin embargo, no se descarta la posibilidad, a falta de estudios petrográficos más profundos, de un origen físico-químico de una parte relativamente pequeña de los fangos carbonatados.

La escasa o nula laminación que presentan la mayoría de los niveles de calizas micríticas, es debida, en los casos en que se presentan asociadas estructuras de tipo "burrowing", principalmente a procesos de bioturbación. Las micritas que no presentan evidencias de procesos de bioturbación importantes, se pueden invocar, además de estos procesos, otros de removilización de los fangos. A causa de la naturaleza micrítica del material que mueven, estos procesos de removilización tienden a mostrar estructuras masivas como resultado final.

El origen de la dolomita en la composición de algunas muestras de facies micrítica (Cm) de la Fm. Castelltallat puede ser primario, y estar relacionado con la concentración salina de las aguas de los lagos en que se sedimentaron los materiales carbonatados de esa unidad. Estudios petrológicos más profundos podrán confirmar este punto.

Calizas organógenas (Co)

La facies de calizas organógenas (Co) se encuentra presente, al igual que la facies (Cm), en todas las unidades estratigráficas estudiadas que incluyen niveles calizos en su composición. La facies (Co) es especialmente abundante en los depósitos de Fm. Calaf y en las intercalaciones de

calizas de las Fm. Artés y Súría.

La facies (Co) se presenta en capas u horizontes de geometría irregular (lenticular en la mayoría de los casos), de escasa continuidad lateral (decamétrica a hectométrica) y compacidad media. La potencia de los niveles es centimétrica y en cualquier caso, inferior a la de los niveles de calizas micríticas (Cm) adyacentes.

Son de color gris oscuro a negro debido al alto contenido en materia orgánica que las hace ser, igualmente, muy fétidas. Petrológicamente son "wackestones" y "packestones" de gasterópodos (muchos de ellos fragmentados). En menor proporción, se encuentran ostrácodos, oogonios de carófitas, restos vegetales carbonosos y, ocasionalmente placas dérmicas de quelonios. A diferencia de la facies (Cm), entre los gasterópodos, puede reconocerse la presencia de Planorvidae.

Las calcimetrías efectuadas en muestras de calizas organógenas de la serie de Calaf, indican que estas poseen porcentajes medios de CO_2 entre el 80 y el 90 %. El carbonato es calcita en su mayor parte. El porcentaje restante, hasta completar el contenido total de la roca está compuesto principalmente por cuarzo y arcillas.

Los niveles de (Co) son masivos, con laminación irregular y poco marcada (foto 2, lámina 12). Esta laminación corresponde a la alineación irregular de los bioclastos, principalmente de los fragmentos de concha de gasterópodos (foto 3 y 4, lámina 14).

Cuando las litofacies (Cm) y (Co) se encuentran asociadas, el paso vertical de la primera a la segunda puede ser gradual o brusco. En el primer caso, los niveles de calizas micríticas se van oscureciendo progresivamente hacia la parte superior, a la vez que el porcentaje de bioclastos y la materia orgánica aumenta (foto 4, lámina 12). El segundo caso se pone de manifiesto, sobre todo, al realizar secciones pulidas; en estas se advierte como entre una y otra facies hay ruptura sedimentaria, de manera que la facies (Co) erosiona a la facies (Cm) (foto 3, lámina 12).

Las calizas con un alto contenido de materia orgánica y fauna lacustre litoral, se depositan en franjas litorales y sublitorales de los lagos, donde la potencia de la lámina de agua es mínima, inferior a un metro (CABRERA, 1983). En estas zona marginales de los lagos, la vegetación es mucho más abundante que en zonas centrales, por lo que también se desarrolla una importante comunidad faunística que se alimenta de ella y cuando muere se incorpora al sedimento.

La mayor proporción de materiales terrígenos incluidos en la composición de la facies (Co) respecto de la (Cm), indica que aquella, por corresponder a ambientes litorales, está más directamente expuesta a los aportes detríticos procedentes de las áreas externas del lago.

La franja productiva es mucho más rica cuanto más suave es el talud litoral de los lagos. En fase de colmatación de los lagos, la franja productiva puede llegar a ocupar toda la superficie encharcada. De hecho en paso gradual de (Cm) a (Co) hace pensar que la facies (Co) se deposita, en la mayoría de los casos, en fases regresivas o de colmatación de los lagos (CABRERA, 1983). En las fases expansivas o estacionarias de los lagos, la deposición de las calizas organógenas litorales es simultánea a la deposición de las calizas micríticas en los sectores internos de los lagos.

El hecho de que un número significativo de niveles de facies (Co) sean erosivos sobre niveles de facies (Cm), indica que estos depósitos litorales de lago han sido removidos y transportados hacia zonas internas del lago cortos espacios, pero suficientes para alcanzar zonas de sedimentación micrítica.

Calizas terrígenas (Ct)

Esta facies está se presenta con mayor frecuencia en los niveles carbonatados que se intercalan aisladamente en los tramos arenosos de las series. Es especialmente abundante en niveles intercalados en las formaciones de Artés y Súrria y en toda la potencia del Mb. Moia.

La facies (Ct) se presenta en niveles poco potentes (entre 5 y 15 cm), de extensión lateral hectométrica y de color gris y gris verdoso. Su compacidad es variable, normalmente menor que la de las calizas micríticas (Cm).

Los porcentajes de material terrígeno incluido en su composición puede superar el 30-40 % del volumen total de la roca. La fracción terrígena es de tamaño arcilla, limo y arena muy fina. Al microscopio se aprecia que los granos terrígenos son en su mayoría de cuarzo (foto 3, lámina 13).

Las cantidades de fauna y flora presentes en esta facies son escasas y siempre en forma de bioclastos, siendo frecuentes los oogonios de carófitas y subordinados, los fragmentos milimétricos de conchas de gasterópodos. La facies (Ct) puede presentar laminación interna de origen detrítico (foto 3, lámina 13). Con cierta frecuencia, aparecen niveles de facies (Ct) edafizados. En ellos que se advierte

la presencia de moldes, huecos o rellenos de arcilla, que corresponden por su geometría y su disposición vertical a raíces. Microscópicamente se observado en algunas muestras, la presencia puntual de Microcodium poco desarrollado.

Las características de la facies (Ct) indican que esta corresponde a depósitos de lagunas poco profundas o de zonas litorales lacustres, en las que se da una fuerte influencia de los aportes terrígenos tractivos procedentes del sistema fluvial distributivo que drena hacia la cuenca lacustre (CABRERA, 1983). En estas lagunas o márgenes debía desarrollarse en muchos casos una vegetación, sino abundante, si persistente, sobre todo en los estadios finales de desecación de los lagos.

Calizas con nódulos de chert (Cn)

La facies de calizas con nódulos de chert (Cn) se encuentran, con exclusividad, en la Fm. Castelltallat, y dentro de ésta en una cantidad inferior que la facies (Cm).

Se trata de calizas micríticas, sin variaciones substanciales en sus características respecto a las descritas para la litofacies (Cm). A diferencia de éstas, presentan estructuras diagenéticas silíceas, siendo las más frecuentes de forma nodular.

Los nódulos de chert se encuentran tanto interestratificados entre las capas de calizas, como en el interior de éstas. Tienen contornos redondeados, mostrando la mayoría de nódulos geometrías esferoidales de tamaño centimétrico. En algún caso los nódulos de chert pueden mostrar formas y dimensiones pseudoestratiformes. El color de los nódulos es normalmente negro, pudiendose encontrar algunos de tonalidades gris claro.

Puntualmente se reconce en el interior de los nódulos la presencia de conchas de gasterópodos silicificadas.

En la bibliografía, las silicificaciones diagenéticas suelen relacionarse con el desarrollo de sulfatos evaporíticos (ARBEY, 1980; NIKEL, 1982; CABRERA, 1983; BUSTILLO, 1984). La acción bacteriana y la materia orgánica en descomposición favorecen la disolución del sulfato que pasa a sulfídrico. Las condiciones de bajo pH que este proceso origina, provocan la precipitación de la sílice disuelta en las aguas freáticas en los microambientes reductores, que se forman en torno a las acumulaciones de materia orgánica.

NICKEL (1982) afirma que la precipitación de la sílice se ve favorecida en contextos sedimentarios en los que se produce una mezcla de aguas de diferente concentración salina. Este es el caso de los lagos que nos ocupan, pues en ellos se mezclan las aguas meteóricas procedentes de los sistemas fluviales distributarios con aguas de elevada concentración salina que ocupaban los lagos sistema lacustre central de la cuenca durante el Priabonense superior.

Calizas estromatolíticas (Ce)

La litofacies de calizas estromatolíticas (lámina 11) están presentes con exclusividad en la Fm. Limolitas de Torà.

La litofacies (Ce) se presenta en niveles de potencia centimétrica y extensión lateral hectométrica a kilométrica. Su color es blanco amarillento y su compacidad media a buena.

Las calcimetrías de roca total indican porcentajes de CO_2 que varían entre el 65 y 82 %. La importante fracción terrígena incluida en las calizas es predominantemente de tamaño arcilla y limo. La composición mineralógica de la roca incluye por orden de abundancia: calcita, dolomita, cuarzo, arcillas y feldespatos.

Vista a la lupa de mediano aumento, la laminación algal está constituida por una alternancia de láminas claras y otras oscuras de grosor infra-milimétrico (foto 4, lámina 11). Según los análisis realizados con EDAX, las láminas claras están constituidas por material terrígeno (arcillas mayoritariamente), mientras que las láminas oscuras, de color gris oscuro, a veces azulado, son de composición carbonatada y tienen un mayor contenido en materia orgánica. Con menor frecuencia, se registran horizontes oscuros, no continuos lateralmente, de potencia superior al milímetro, con laminación "ripple" interna y granoclasificados positivamente, constituidas por material terrígeno de tamaño arena fina, en el que predomina el cuarzo (foto 5, lámina 11). Estos horizontes corresponden en muchos casos al relleno de pequeñas irregularidades en forma de depresiones de la superficie.

La laminación algal puede ser plana y paralela, en cuyo caso y si la fracción limosa es importante, es fácilmente confundible con una laminación paralela fina de origen detrítico. La laminación algal es más característica cuando su geometría consiste en ondulaciones laxas o abultamientos en forma de pináculos pronunciados (fotos 1 y 2, lámina 11).

En el relleno de las depresiones que separan los pináculos algales, es posible reconocer granoclasificaciones positivas, que en su mayor parte están compuestas por fragmentos retrabajados del mismo material estromatolítico. Bastantes de estas depresiones interpináculos corresponden a grietas de desecación (foto 3, lámina 11).

Puntualmente y asociados a las laminaciones, se reconocen nódulos de chert centimétricos de tonalidades grises o negros y geometría esferoidal. Ocasionalmente, las laminaciones algales están atravesadas por galerías de excavación de organismos de tipo "burrowing". Estas galerías están rellenas del mismo material algal y suelen estar asociadas a los espacios interpináculos (foto 5, lámina 11).

Las calizas estromatolíticas (Ce) asociadas a un ambiente de llanura lutítica, como es el caso del que representa la Fm. Torà, se interpretan como desarrollos de "algal-mats" en amplias llanuras marginales o centrales de lagunas muy someras que quedan ocasionalmente recubiertas por unos centímetros de aguas salobres. Estas zonas debían quedar frecuentemente expuestas, durante períodos de tiempo variables, de manera que los tapices algales se agrietaran por efecto de la desecación.

Las estructuras de corriente, preferentemente situadas en las depresiones inter-pináculos, indican que, con frecuencia imprecisa, sobre los tapices algales circulaban corrientes acuosas tractivas de escasa energía que discurrían preferentemente por los canalículos prefijados por las grietas de desecación. En el caso de tratarse de corrientes en forma de lámina que cubrieran totalmente los tapices, el material más grosero transportado por aquellas, quedaría igualmente retenido selectivamente en las depresiones interpináculos, mientras que el más fino (lutítico) quedaría atrapado en las mallas algales.

Calizas laminadas (C1)

La facies de calizas laminadas son relativamente poco abundantes, habiendose reconocido en algunos niveles de la Fm. Calaf.

A simple vista, se trata de calizas micríticas compactas, con laminación milimétrica paralela (foto 1, lámina 12). Su color es marronoso y su compacidad buena. Al microscopio y lupa, se observa como las láminas están constituidas por una alternancia apretada de horizontes de tallos y oogonios de carófitas y horizontes más micríticos en los que la presencia de bioclastos es menor (foto 1, lámina 14). Por este motivo, petrológicamente, los carbonatos de facies (C1) deben considerarse "packstones" de carófitas.

Con frecuencia variable, se encuentran galerías de excavación debidas a la actividad "burrowing" de organismos de tipo vermoideo. Las galerías que rompen la laminación y suelen estar rellenas de material intraclástico (fotos 2 y 5, lámina 11).

Las calcimetrías efectuadas en los niveles de facies (Co) indican porcentajes altos de CO₂ entre el 97 y el 98,5 %, siendo la calcita el único mineral carbonatado presente.

Por las características descritas, las calizas laminadas (C1) se sedimentaron en zonas internas de lagos someros y protegidas los aportes terrígenos. A diferencia de la litofacies (Cm), la laminación regular y poco afectada por la bioturbación de la facies (C1) indica que se dieron procesos de removilización posteriores a la deposición de fangos y bioclastos.

Otra posibilidad que explicaría la laminación regular de la facies (C1) sería que ésta se viera protegida de los procesos de bioturbación durante períodos de enfriamiento generalizado de toda la masa de agua o sólo de su parte inferior (hypolimnion), en el caso de períodos ocasionales de estratificación de aguas. En este último caso, la pérdida de una buena parte del O_2 disuelto en el agua, unida a la consiguiente acidez de las aguas, convertiría las aguas del fondo del lago en un ambiente hostil de para la presencia de organismos bioturbadores. Por otro lado, las condiciones anóxicas de las aguas del fondo del lago deberían llevar aparejada una abundante cantidad de materia orgánica asociada al sedimento, que no habría podido ser reducida por oxidación. La facies de calizas laminadas de la Fm. Calaf no muestran, una importante cantidad de materia orgánica como para considerar que su sedimentación se realizó en un medio anóxico (H. KELTS y M. TALBOT, comunicación oral), por lo que queda descartada la hipótesis que requiere condiciones anóxicas para la conservación de la laminación de la facies (C1).

3.1.3. Litofacies organógenas.-

Lignitos (Lig)

Se han reconocido algunos niveles de lignito intercalados entre los depósitos en las formaciones de Artés y Castelltallat y especialmente entre los de la Fm. Calaf. En esta última unidad están los niveles de lignito están representados en mucho mayor número y potencia. La descripción de las facies (Lig) que a continuación se basada esencialmente en el estudio de los depósitos organógenos de la Fm. Calaf, teniendo en cuenta que las características cualitativas de estos, no difieren en gran manera de las que muestran las facies (Lig) en niveles de otras unidades.

Los niveles de lignito más potentes de la Fm. Calaf pueden alcanzar los 80 cm de espesor, aunque la mayoría de esa misma unidad y del resto de formaciones tienen espesores en superficie entre 5 y 15 cm. Las capas más potentes tienen una extensión lateral kilométrica, mientras que las menos potentes apenas alcanzan el kilómetro de extensión.

El carbón (Lig) se muestra muy alterado en superficie, mostrando en general aspecto pulvurulento. Por esta razón se hace difícil distinguir su estructura interna en la mayoría de los niveles. En los niveles más frescos el lignito se presenta finamente laminado y de color negro brillante.

MARTIN (1974) reconoce en la fracción inorgánica presente en el lignito: minerales de arcilla (caolinita, illita), cuarzo, calcita y dolomita, además de pirita.

Para la presente memoria no se ha realizado un estudio petrográfico específico de las facies de lignitos (Lig). Sin embargo, este aspecto queda bastante cubierto con el estudio petrográfico que MARTIN (1974) realizó sobre los lignitos de Calaf con objeto de conocer la petrogénesis de las fases urano-orgánicas del lignito. Del trabajo de este autor se desprende que los lignitos de la Fm. Calaf están constituidos predominantemente por macerales tipo leñoso o "woody" (grupo de la huminita). Los lignitos tienen una estructura bandeada milimétrica en la que dominan alternativamente los componentes orgánicos e inorgánicos.

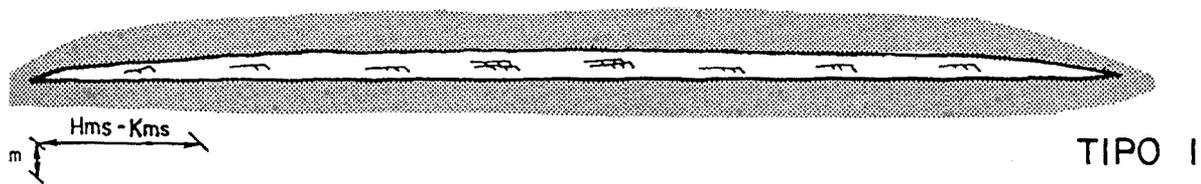
La facies de lignito (Lig) descrita para la Fm. Calaf, corresponde a depósitos de turbera de zonas pantanosas más o menos encharcadas. Estas zonas se localizan en los márgenes de los lagos principales, tal como justificaremos más adelante (CABRERA y SAEZ, 1987).

Las turberas se forman en zonas boscosas, por acumulación de restos vegetales, en su mayoría troncos leñosos y cortezas de troncos. Estos restos se cubren rápidamente por el agua y por su propia acumulación, de manera que en su mayor parte quedan protegidos por las condiciones reductoras (CABRERA y SAEZ, 1987).

3.1.4. Litofacies areníticas

En este apartado se aborda la descripción e interpretación de las litofacies areníticas atendiendo primordialmente a la geometría de los litosomas que aquellas constituyen. De esta manera, se extrae mayor información sedimentológica que a través del estudio basado estrictamente en la sistemática de las estructuras sedimentarias. En este sentido, es fácil reconocer una misma asociación de estructuras sedimentarias internas en litosomas de geometría e interpretación sedimentológica claramente diferenciada.

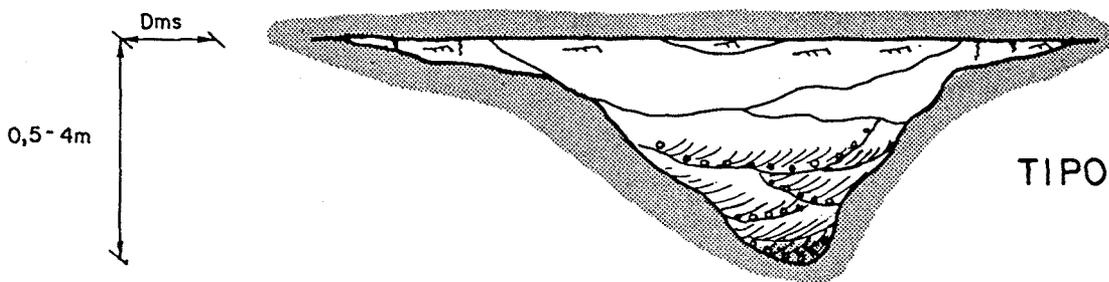
Se relacionan y describen a continuación cada uno de los cuatro tipos principales de geometrías de litosomas areníticos distinguidos en las formaciones de interés. Se hace mención de las estructuras que en ellos se presentan y a los procesos sedimentarios que los formaron (fig. 15):



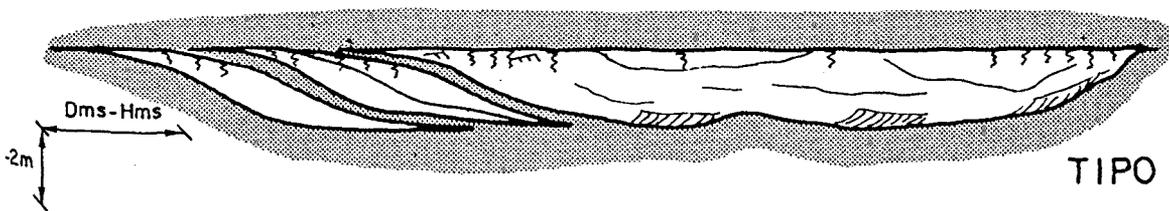
TIPO I



TIPO II



TIPO III



TIPO IV

- | | | | |
|--|-----------------------------------|--|---|
| | laminación ripple | | cicatrices erosivas con cambio granulométrico |
| | ripples escalantes | | cicatrices erosivas sin cambio granulométrico |
| | estratificación cruzada en artesa | | bioturbación |

Figura 15: Tipos de geometría de los litosomas areníticos de las unidades estudiadas.

Tipo I : litosomas tabulares

Tipo II: litosomas canaliformes de surco poco incidido

Tipo III: litosomas canaliformes de surco muy incidido

Tipo IV : litosomas canaliformes con acreción lateral y surco poco incidido

Tipo I. Litosomas tabulares

Los niveles tabulares son característicos de la Formación de Súrria, aunque en menor número también se registran en los tramos basales de las Fms. Peraltilla y Solsona e intercalados entre los depósitos evaporíticos de la Fm. Barbastro.

Las capas del tipo I tienen una potencia reducida (entre 5 y 40 cm) si se la compara con su amplia extensión lateral (normalmente kilométrica, hectométrica en algún caso). Frecuentemente los niveles tabulares se presentan amalgamados, uno sobre otro, formando paquetes areníticos entre 0,5 y 2 m de potencia (foto 2, lámina 16).

Cada capa tabular muestra gradación positiva del tamaño de grano (foto 1, lámina 16) que suele abarcar desde la fracción arena fina-media en la base a arena muy fina o limo en el techo. La grano-selección es buena a muy buena. Cada capa tabular y gradada suele estar compuesta por dos términos, uno inferior y otro superior, continuos sedimentariamente. El término inferior muestra estructura masiva, suele estar poco desarrollado y es poco o nada erosivo. El término superior, que muchas veces constituye toda la potencia del nivel arenoso, presenta laminación "ripple" de corriente y/o escalante, frecuentemente convolucionada por

fenómenos de escape de agua. La convolución puede llegar, en algunos casos, a producir la rotura de las láminas. En la mayoría de niveles, la laminación interna resalta por la presencia de granos defilosilicatos dispuestos con su elongación mayor paralelamente a los planos laminación. Con frecuencia variable y preferentemente en la base de las capas se reconoce la presencia de horizontes de cantos blandos planos, constituidos por arcillas rojas.

En la base de las capas gradadas es poco frecuente encontrar estructuras de base del tipo "flute" y "groove cast" que en su caso son muy estrechas y tienen longitudes centimétricas. En el techo de las capas, se pueden encontrar huellas del paso de aves (foto 4, lámina 17) y más ocasionalmente del paso de mamíferos de talla variable.

El color de las capas areníticas tabulares puede ser gris o rojo, según la posición secuencial que ocupen. Además, en muchos casos, se observa como el término inferior masivo tiende a ser gris, y rojo el término superior laminado. Muchas de las capas muestran en su interior, manchas de color rojo intenso alrededor de alineaciones dispuestas al azar. El núcleo de alguna de las manchas revela la presencia de restos vegetales ferruginizados.

Algunos niveles del tipo I muestran (sin mediar ruptura sedimentaria) un horizonte superior total o parcialmente carbonatado de color gris claro y azulado. La potencia de estos horizontes no suele exceder de algunos centímetros y frecuentemente se registra en ellos la presencia de oogonios de carófitas y fragmentos de concha de gasterópodos.

En los pocos casos en que es posible ver el acabamiento lateral de los cuerpos arenosos tabulares, se advierte como éstos tienen geometría lenticular, extraordinariamente laxa y con relieve positivo (fig. 15).

Cada nivel del tipo I representa un único episodio deposicional. La geometría perfectamente tabular y la gran extensión lateral de estos cuerpos areníticos indican que el transporte de los materiales que los constituyen se realizó a través de avenidas en forma de lámina o manto sin canalizar ("sheet floods") (FRIEND, 1983). Las grano-decrecencias, el grado de selección y el ordenamiento de las estructuras sedimentarias internas indican que se trataba de corrientes acuosas, deceleradas (BANERJEE, 1977), en avenidas prácticamente instantáneas o "flash floods" (SAEZ, 1985).

Las capas tabulares gradadas del tipo I responden a dos procesos característicos de transporte y sedimentación y a los procesos mixtos de ambos:

a) En el caso de las capas de areniscas que alternan con niveles de lutitas rojas, el transporte se realiza por corrientes subaereas en forma de manto o lámina ("sheetflows"). El material arenoso, inicialmente y durante un corto período de tiempo, es transportado por corrientes subaereas, de alta densidad (término masivo). Tras la avalancha inicial, las corrientes pasan a ser más diluidas y tractivas (término con laminación "ripple"). Las recurrencias internas o amalgamamientos de las capas son, en muchos casos, debidas a pulsaciones en la velocidad durante la misma avenida. Las lutitas rojas inmediatamente por encima de las capas de areniscas son transportadas por suspensión y depositadas por decantación durante la fase final de cada avenida. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que los centímetros basales de los niveles de lutitas, muchas veces laminados, se hayan depositado también

en forma de lámina por mecanismos de tracción en el mismo episodio que sedimentó las arenitas. La deposición de las lutitas se efectúa a partir del momento en que la corriente ha perdido la competencia necesaria para transportar la fracción arena.

b) En el caso de los niveles de areniscas que alternan con niveles de lutitas grises, el material arenoso es transportado por corrientes turbidíticas bajo una lámina de agua muy somera (probablemente hipersalina en el caso del Mb. Inferior de la Fm. Súrria). Dado que la granulometría más gruesa que alcanzan las capas turbidíticas no suele ser superior a la de arena fina, podemos suponer que aún alcanzándose intensidades de flujo de alto régimen, éste sólo era moderadamente alto, pues no tenía competencia suficiente para arrastrar material arenoso grueso. En contraposición a los depósitos en lámina subaereos, las capas de origen turbidítico del tipo I muestran:

- color gris en los niveles de lutitas inmediatos a las capas de areniscas

- mejor selección del tamaño de grano en las granoclasificaciones y

- menor tamaño de grano.

Las capas turbidíticas se registran sobre todo en la parte inferior (la de color gris) de las secuencias grano y estratocrecientes del Mb. Inferior de la Fm. Súrria (descritas e interpretadas en el apartado 3.4.), mientras que las capas depositadas por procesos de "sheetflows" subaereos se registran predominantemente en la parte superior roja de aquellas secuencias y tramos no ordenados secuencialmente del Mb. Superior de la Fm. Súrria.

Tipo II. Litosomas canaliformes de surco poco incidido

Los litosomas del tipo II se intercalan con frecuencia variable en las formaciones de Artés, Solsona y Súrria y también en las intercalaciones rojas de las Fms. Barbastro y Torà.

Muestran surcos entre 0,2 y 1 m de potencia y una extensión lateral hectométrica, por lo que alcanzan altas relaciones ala/surco. Están constituidos por todo el espectro de fracciones areníticas, siendo frecuente el ordenamiento de ellas, en una o varias granoclasificaciones positivas dentro de un mismo litosoma. El grado de selección es variable, aunque normalmente alto. El color del material que rellena de los paleocanales suele ser de gris o ocre, en función del grado de oxidación.

El techo de los litosomas es plano, mientras que el surco presenta incisiones laxas por lo que en algunos casos, resulta difícil fijar los límites entre las alas de expansión y el surco principal de los paleocanales. Cuando esto último es posible, se constata como las fracciones granulométricas más gruesas se localizan en la base del surco erosivo. En el relleno de este último se reconocen cicatrices erosivas internas, en muchos casos, separando los episodios granoclasificados positivamente. La estructura interna de cada uno de estos episodios puede ser masiva o mostrar estratificación cruzada en artesa de media escala. Con frecuencia variable, se observan cuerpos del tipo II con estructura interna de relleno de canal ("chanel fill").

El relleno de las alas de expansión de los litosomas del tipo II suele presentar, al igual que el de los surcos erosivos principales, varios episodios de acumulación. Cada episodio está representado por un nivel de geometría tabular de granulometría arenítica fina. Las alas de expansión están constituidas por los niveles tabulares amalgamados uno encima de otro sin interrupción, o separados por horizontes centimétricos de lutitas. El relleno de las alas de expansión suele estar afectado por un mayor número de galerías de excavación de organismos y una mayor intensidad de bioturbación que en el relleno del surco erosivo principal. Según el contexto, los materiales de las alas de expansión presentan tonalizades rojizas, siendo frecuentes las manchas rojas de oxidación y los procesos de marmorización.

A techo de los litosomas es posible reconocer horizontes carbonatados, gris azulados de potencia centimétrica que muestran la presencia de oogonios de carófitas y fragmentos y conchas enteras de gasterópodos. Estos horizontes carbonatados puede no presentar ruptura sedimentaria alguna respecto al último episodio de relleno arenoso del paleocanal.

La geometría de los litosomas del tipo II es el resultado del paso de corrientes poco encajadas en cursos poco o nada sinuosos, con presencia de barras arenosas móviles en el fondo. El relleno de los cuerpos se depositó predominantemente a través de varios episodios de corrientes con competencia variable, mayor en la parte central de los cursos. En los casos de peor selección del material, se trata de corrientes de rápida deceleración y deposición de su carga. El relleno mejor seleccionado, se deposita a través de corrientes acuosas de energía más regular y persistente que fluye por canales excavados en topografías más suaves.

Los horizontes carbonatados de la parte superior de los niveles corresponden al depósito terrígeno-carbonatado en períodos de encharcamiento efímero debido, en la mayoría de los casos, a fenómenos de abandono del canal.

Tipo III. Litosomas canaliformes con surco muy incidido

Los litosomas del tipo III son característicos de los tramos medios y altos de las Fms. Artés, Solsona y Peraltilla.

Están constituidos por fracciones granulométricas que van normalmente del tamaño canto pequeño a arena fina. El techo es plano y la base muy incidida en posiciones centrales del cuerpo. El surco principal puede superar los tres metros de potencia, mientras que las alas de expansión se adelgazan lateralmente con rapidez pasando a lutitas (fig. 15). La extensión lateral de los cuerpos no suele superar el centenar de metros, por lo que las relaciones ala/surco alcanzan siempre valores bajos.

El relleno de los litosomas está constituido por varios episodios erosivos entre sí. La parte inferior de cada episodio suele presentar fracciones arena gruesa e incluso conglomeráticas que en la vertical pasan gradualmente a fracción arena fina. Sólo algunos cuerpos, en su mayoría localizados en la sucesión de Fonollosa (fig. 48), están compuestos mayoritariamente por fracción rudítica. En la serie citada, los conglomerados están constituidos por cantos bien redondeados, de hasta 6 cm de diámetro, de calizas, cuarzo, areniscas y en menor cantidad de lilitas y rocas metamórficas, formando una estructura clastosoportada con matriz arenosa.

Tipo IV. Litosomas canaliformes con acreción lateral y surco poco incidido.

Los litosomas del tipo IV son relativamente frecuentes en los depósitos de las Fms. Solsona y Artés situados en el sector oriental de la zona estudiada.

Se trata de cuerpos canaliformes con potencias entre 0,4 y 2 m en su parte más ancha y con una extensión lateral variable, mayor en los cuerpos de surco menos incidido. La relación anchura/altura de estos cuerpos suele ser elevada, en función de lo iterativos que fueran los episodios de acreción lateral. Cuando ocasionalmente, se puede apreciar el lado no acrecional de los canales, se constata la ausencia o cortedad del ala expansiva.

La granulometría del relleno de los paleocanales oscila entre arena gruesa y fina, siendo la primera, característica de los cuerpos más potentes e incididos. Las estructuras sedimentarias se corresponden con las que presentan los cuerpos del tipo II.

Las superficies de acreción lateral son sólo observables en secciones adecuadas, siendo fácilmente confundibles con episodios de relleno de canal. Presentan pendientes normalmente entre 10 y 15 grados. Los niveles arenosos que constituyen la estratificación cruzada de tipo epsilon, normalmente aparecen separados por diastemas o interestratos de lutitas rojas de algunos centímetros.

Los litosomas arenosos del tipo IV corresponden al relleno de cursos fluviales sinuosos y móviles (FRIEND, 1983) excavados en perfiles topográficos suaves. La entidad de los cursos es variable. Tienen tendencia a migrar lateralmente y no a acrecionar en la vertical.

En la zona de surco de los paleocanales, los episodios limitados por superficies de erosión, suelen presentar estratificación cruzada en artesa de mediana escala, frecuentemente deformada por fenómenos reotrópicos. Los materiales que forman las alas de expansión de los paleocanales están intensamente bioturbados y frecuente muestran laminación "ripple" y paralela.

Los litosomas del tipo III suelen presentarse formando un único cuerpo, no obstante, ocasionalmente el techo de los cuerpos puede estar erosionado y recubierto por materiales de surco de un litosoma erosivo superior. Debido al carácter multiepisódico del relleno de los paleocanales del tipo III, las alas de expansión están constituidas por una alternancia de niveles tabulares de areniscas y lutitas rojas laminadas o masivas.

La geometría de los litosomas del tipo III corresponde a canales confinados de baja o nula sinuosidad. El relleno de los canales se depositó a través de varios episodios de corrientes acuosas inicialmente de alta energía, que decaen rápidamente hasta flujos de baja energía. En el fondo del surco principal de los canales, donde la intensidad del flujo es mayor, se forman "megaripples" y/o dunas de material más grosero que migran en sentido de la corriente. La mayoría de los canales del tipo III no migran lateralmente, sino que las sucesivas avenidas reexcavan el trazado de los cursos preexistentes. Durante los períodos de tiempo prolongados entre las crecidas, las zonas marginales de los lechos quedan desecadas y colonizadas por organismos bioturbadores del sedimento.

Las corrientes que transportaron el material que ahora rellena los paleocanales eran prolongadas en el tiempo y deceleradas, similares a las que depositaron el relleno de los litosomas del tipo II.

3.1.5. Litofacies lutíticas

3.1.5.1. Descripción e interpretación

Las litofacies lutíticas son las más abundantes en el registro estratigráfico estudiado. Están presentes en todas las unidades estudiadas con desarrollo y significado sedimentológico variables.

Atendiendo a las características estrictamente macroscópicas, se han distinguido un total de cuatro litofacies de lutitas, tres de ellas de carácter primario y una cuarta secundaria:

- Lutitas grises (Lg)
- Lutitas organógenas (Lo)
- Limolitas carbonatadas (Lc)
- Lutitas rojas (Lr)

Lutitas grises (Lg)

La litofacies de lutitas grises (Lg) se encuentra presente en todas las formaciones estudiadas, estando especialmente desarrollada en las unidades lacustres (Fms. Barbastro, Torá, Castelltallat y Calaf).

Las lutitas grises (Lg) se presentan en niveles o tramos de potencia variable, normalmente decimétrica a métrica. Pueden tener tonalidades azuladas, verdosas, marronosas y amarillentas, en función del grado de oxidación y del contenido en materia orgánica.

La mineralogía de las lutitas grises, tal como veremos más adelante en detalle, está compuesta por: calcita, dolomita, cuarzo, arcillas (esmectita, illita, clorita, caolinita e interestratificados minerales con un componente expansible) y, en menor proporción, feldespatos. Las calcimetrías efectuadas sobre roca total indican porcentajes de CO_2 variables, situándose la mayoría de las muestras entre un 30 y un 60 %, por lo que en los casos de mayor carbonatación se puede usar el término de margas.

La estructura de los niveles suele ser aparentemente masiva, aunque en algunos casos puede apreciarse laminación paralela y, excepcionalmente "ripple". En el caso de que las lutitas tengan una proporción de carbonato elevada, próxima a la definición de margocalizas, la laminación paralela es mucho más manifiesta y la compacidad, aunque débil, mayor que en las lutitas menos carbonatadas. No se ha podido comprobar microscópicamente si la laminación paralela de las margocalizas puede tener un origen total o parcialmente algal.

La facies (Lg) contiene un número variable de taxones y ejemplares de fauna y flora lacustres. En los niveles más ricos pueden encontrarse por orden de abundancia media: oogonios y tallos de carófitas, fragmentos y conchas enteras de gasterópodos, ostrácodos (muchos de los ejemplares en forma de

molde interno), restos vegetales carbonosos y limonitizados, más una cantidad pequeña de fragmentos óseos y piezas dentarias de reptiles (cocodrílidos y quelonios) y mamíferos. Los mejores yacimientos de carófitas y ostrácodos del área estudiada se encuentran en niveles de esta facies.

Las lutitas grises (Lg) son características de ambientes muy diversos, según la posición secuencial que ocupen. Estos ambientes tienen en común que en ellos los depósitos lutíticos se mantienen en condiciones reductoras (empapados en agua) durante un mínimo período de tiempo. Dos casos de los más significativos de este tipo de ambientes corresponden a: a) los niveles de lutitas grises asociados a niveles de calizas lacustres y b) los niveles de lutitas grises intercalados entre tramos de lutitas rojas que alternan con paleocanales arenosos. En el primer caso, la facies (Lg) pueden depositarse en la llanura lutítica, marginal de los lagos, o también en las zonas internas de éstos. En el segundo caso lutitas grises corresponden a depósitos de llanuras de inundación que permanecen encharcadas durante un período variable de tiempo.

Lutitas organógenas (Lo)

Los niveles de facies lutitas organógenas (Lo) se registran intercalados entre los tramos lacustres de las formaciones de Calaf y Artés, y con menor frecuencia entre los de la Fm. Castelltallat.

Se trata de horizontes de lutitas gris oscuras a negras, de potencia centimétrica y escasa continuidad lateral (métrica a decamétrica). La geometría de los horizontes es lenticular o en forma de bolsadas.

Las lutitas organógenas (Lo) tienen un contenido en materia orgánica substancialmente superior al de la las lutitas grises (Lg). Contienen una alta cantidad de fragmentos de gasterópodos y restos vegetales carbonosos o limonitizados. En menor cantidad se encuentran; ostrácodos, oogonios de carófitas, más fragmentos óseos y piezas dentarias de reptiles (quelonios y cocodrílidos) y mamíferos. El tamaño de los bioclastos suele ser superior a un milímetro y una buena parte supera los 5 mm. Los mejores yacimientos de restos de mamíferos del área estudiada, se encuentran en niveles de esta facies.

La análisis por difracción de rayos X indican que la facies (Lo) esta compuesta por calcita, cuarzo y arcillas (Illita, clorita y esmectita).

La heterometría de los clastos y la escasa potencia de los horizontes de lutitas organógenas confiere a esta litofacies una estructura interna normalmente masiva o irregularmente laminada.

Las características descritas indican que la litofacies (Lo) corresponde a depósitos sedimentados bajo una lámina de agua relativamente estable en la franja litoral de los lagos, donde la vegetación es abundante. Los bioclastos son transportados cortos espacios por corrientes de energía variable. Estas corrientes agrupan y depositan los bioclastos en las zona en que la espesa vegetación palustre ejerce un efecto de pantalla o filtro, de forma que retiene selectivamente los bioclastos de mayor tamaño.

Limolitas carbonatadas (Lc)

La facies de limolitas carbonatadas o calcisiltitas (lámina 10) se encuentran únicamente representadas y son características de la Formación Limolitas de Torà.

La facies (Lc) se presenta en niveles o tramos de potencia métrica a decamétrica. Tiene un color blanco-amarillento y aspecto pulvurulento característicos. Presenta una laminación paralela, plana y milimétrica que, cuando la fracción arena muy fina alcanza proporciones significativas, puede ser también del tipo "ripple" (foto 4, lámina 10).

El cemento de las limolitas y una buena parte de los granos clásticos son de composición carbonatada, oscilando el contenido de CO_2 sobre el 65 % de la composición de la roca total. Según el análisis mineralógico, los componentes principales de la facies (Lc) son la calcita, cuarzo y arcillas.

Destaca la presencia en las limolitas, abundante en determinados horizontes, de moldes de evaporitas. Los moldes más grandes (centimétricos) pueden presentar formas idiomórficas (de caras rectas) o nodulares, mientras que en los moldes más pequeños (milimétricos) presentan geometrías predominantemente lenticulares (foto 1, lámina 10). En pocos casos, el interior de los moldes se encuentra relleno de material evaporítico, reconociéndose entonces la presencia de yeso. Los moldes lenticulares se pueden presentar dispersos desorganizadamente entre el material lutítico (foto 2, lámina 10) o también alineados "en empalizada" con la máxima elongación de los moldes dispuesta perpendicularmente a los planos de laminación (foto 3, lámina 10). Cuando los moldes son muy abundantes, se llega a producir un fenómeno de brechificación parcial o total de algunos horizontes e incluso capas. La brechificación se produce por la rotura en

fragmentos de tamaño variable de la estructura laminada de las limolitas, al crecer intersticialmente los moldes de evaporitas (foto 1, lámina 10).

Ocasionalmente, se detecta en el techo de los niveles de limolitas la presencia de grietas de desecación. De forma puntual, en el interior de los niveles se encuentran nódulos de chert, normalmente de color negro y geometría esferoidal.

La facies (Lc) es aparentemente azoica si bien es posible reconocer a techo de los niveles huellas del paso de aves.

En las limolitas se observan, frecuentemente, manchas de color gris azulado de escala decimétrica. Estas manchas corresponden a material menos oxidado, por lo que ése debió ser el color original de las limolitas, antes de oxidarse y adquirir la tonalidad blanco-amarillenta dominante actual.

La facies descrita corresponde a materiales depositados en ambiente de llanura lutítica. Concretamente la fracción limosa es transportada por corrientes tractivas episódicas, de baja energía y en forma de lámina, formando lóbulos lutíticos muy laxos. Los depósitos limosos quedan la mayor parte del tiempo cubiertos por una lámina somera de agua hipersalina, hecho este último que impide la proliferación de organismos.

El proceso de bombeo evaporítico que se produce después de desecarse las lagunas, provoca el crecimiento intersticial de cristales de evaporitas por debajo del nivel freático. Igualmente, las grietas de desecación se forman durante las épocas de mayor aridez en las que no hay constituida una lámina de agua libre.

Lutitas rojas (Lr)

Los depósitos de facies lutitas rojas (Lr) son los volumétricamente más abundantes en las formaciones aluviales estudiadas (Fms. Súra, Artés, Solsona y Peraltilla), registrándose en porcentajes subordinados en las formaciones de carácter lacustre (Fms. Barbastro, Torà, Castelltallat y Calaf).

La facies (Lr) se presenta en niveles poco o nada compactos de potencia variable (centimétrica a métrica). Internamente, los niveles pueden ser masivos o con laminación paralela y/o "ripple". Las lutitas laminadas se registran preferentemente en los horizontes más limosos inmediatos a la base de los paleocanales arenosos.

Las calcimetrías de roca total indican porcentajes de CO_2 normalmente inferiores al 25 %, siendo en muchos casos inferiores al 10 %. La mineralogía, por orden de abundancia media, está compuesta por cuarzo, arcillas, calcita, dolomita y feldespatos. El grupo de las arcillas está representado predominantemente por illita y clorita, estando la esmectita ausente o en cantidades subordinadas y caolinita en cantidades variables.

Con relativa frecuencia, sobre todo en la parte inmediatamente inferior a los paleocanales, las lutitas rojas muestran manchas grises de reducción y coloraciones debidas a procesos de marmorización.

La facies (Lr) puede corresponder a depósitos sedimentados en diferentes contextos ambientales, según la posición secuencial que ocupe en las sucesiones estratigráficas. El caso más corriente, es el de los tramos lutíticos rojos alternantes con niveles arenosos

canaliformes. En este caso las lutitas corresponden a depósitos de desbordamiento que se depositan en la llanura de inundación de los cursos fluviales y que, por quedar expuestos, sufren procesos de oxidación. En cada episodio de desbordamiento, las lutitas se transportan y depositan por corrientes tractivas (lutitas rojas laminadas) y/o por suspensión y decantación (lutitas rojas masivas).

Los niveles de facies (Lr) marmorizados indican que las lutitas depositadas en la llanura de inundación estaban sometidas a procesos de empapamiento y desecación alternantes, debidos a oscilaciones repetidas del nivel freático (FREYTET, 1973; NIKEL, 1982; CABRERA, 1983). La marmorización afecta más frecuentemente a las lutitas que constituyen el substrato directo sobre el que se escavan y circulan los cursos fluviales de caudal efímero. Por otro lado, el caso de las lutitas rojas con manchas grises implica que las lutitas se han mantenido por debajo del nivel freático durante un período de tiempo continuo y relativamente prolongado.

3.1.5.2. Consideraciones en torno a la mineralogía de arcillas en sedimentos continentales

Los minerales del grupo de las arcillas en los sedimentos continentales pueden tener un origen detrítico o autigénico.

Cuando las paleoarcillas son detríticas, la información paleoclimática y paeloambiental que pueden ofrecer se refiere a las áreas de procedencia, por lo que para un estudio riguroso hay comprobar que (SINGER, 1984):

a) las asociaciones de minerales de arcilla no han sido afectadas por cambios post-deposicionales,

b) las asociaciones detríticas de minerales de arcilla representan, tanto cualitativa como cuantitativamente, el modelo de distribución de minerales producto de la meteorización climática de las rocas en el área de origen. Esto implica, por ejemplo, que durante el transporte no ha habido una segregación granulométrica selectiva.

En el caso de paleoarcillas autigénicas, las interpretaciones paleoclimáticas y paleoambientales se refieren al área de deposición. Las interpretaciones sólo pueden ser válidas si los factores ambientales primarios han sido decisivos en la formación de arcillas y no se han producido cambios diagenéticos, posteriores al enterramiento, en la composición original.

La distinción entre arcillas autigénicas y detríticas en sedimentos continentales es en muchos casos problemática. La distinción suele basarse, conjuntamente, en la composición, estructura, morfología, distribución y propiedades texturales de las arcillas (SINGER, 1984).

APRIL (1981) constata, para depósitos continentales del tránsito Triásico-Jurásico del Este de los Estados Unidos, que la illita, y en menor proporción clorita, esmectita e interestratificados, son los componentes mineralógicos de niveles rojos depositados en ambientes de llanura de inundación. Los interestratificados de clorita/esmectita abundan en las lutitas grises depositadas en ciclos lacustres perennes.

La formación de esmectita autigénica se ve favorecida por la concentración de Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} y Na^+ en las aguas. Esta concentración de cationes se da especialmente en climas semiáridos, con ambientes de aguas estancadas y alcalinas (KELLER, 1970).

3.1.5.3. Estudio mineralógico de las arcillas; resultados e interpretación

La marcha analítica seguida para las muestras de lutitas en orden a conocer su mineralogía (tanto como roca total como de la fracción arcilla) y los datos obtenidos del análisis se expresan en el apéndice 3. A continuación se hace un breve análisis de los resultados obtenidos como paso previo a su interpretación.

Roca total (Lutitas)

A partir de los análisis de roca total por difracción de R-X, se constata la importante presencia de cuarzo en todas las muestras de lutitas es importante, mientras que los feldespatos se encuentran en cantidades subordinadas.

Respecto a los carbonatos, la calcita es el mineral más abundante en todas las series excepto en la de Sanaüja, donde es mayor la abundancia relativa de dolomita. Además, se observa una tendencia a que la dolomita se encuentre en mayor proporción en aquellas muestras pertenecientes a unidades depositadas bajo influencia evaporítica (Fms. Barabastro, Torà y Castelltallat), respecto a las muestras recogidas en unidades no evaporíticas (Fms. Solsona y Peraltilla).

Los minerales del grupo de la arcilla se encuentran en cantidades importantes en las muestras de todos los perfiles estudiados excepto, en los de Alfarràs y Artesa de Segre, donde su cantidad es variable.

Por todo lo dicho respecto a la composición mineralógica de las lutitas, se puede afirmar que ésta está fuertemente condicionada por la composición del área de procedencia de los aportes detríticos. Las pequeñas diferencias de composición que se observan entre algunas series entre sí, son perfectamente justificables teniendo en cuenta la gran distancia, en dirección E-W, que hay entre las series más alejadas muestreadas (más de 150 km) y la variedad litológica del Pirineo como área fuente.

Unicamente una parte de la dolomita, calcita y arcillas que componen las lutitas, pudiera tener una génesis "in situ", especialmente en las lutitas grises depositadas en ambientes lacustres. En estos ambientes, la formación de dolomita y algunos minerales del grupo de las arcillas estaría favorecida en los ambientes lacustres más evaporíticos y, por tanto, con mayor concentración en Magnesio.

Fracción arcilla

A partir de los difractogramas obtenidos sobre agregados orientados de la fracción inferior a 4 micras, se ha identificado la presencia de los siguientes minerales del grupo de las arcillas: illita, clorita, esmectita, caolinita y arcillas expansibles. Unicamente en una muestra de la serie de Alfarràs (GAF-6) se ha detectado la presencia de sepiolita.

Hemos llamado arcillas expansibles, en sentido amplio, a aquellos interestratificados de minerales que, al saturarlos con etilenglicol, muestran un aumento de la distancia interfoliar, no coincidiendo su pico en los difractogramas con el de la esmectita. Estas arcillas son minerales interestratificados, constituidos por algún mineral no expansible, probablemente illita y/o clorita, y por esmectita. Los métodos de análisis utilizados no

permiten llegar a identificaciones mineralógicas más precisas.

A la vista de los resultados mineralógicos semi-cuantitativos expresados en las tablas del apéndice 3, se constatan las siguientes relaciones cuantitativas y cualitativas con carácter general:

- La illita y la clorita están presentes en casi todas las muestras. La cantidad de ambos minerales crece o disminuye en relación directa.

- La esmectita está presente, y su cantidad es especialmente significativa, en las muestras de lutitas grises (Lg). La cantidad de esmectita presente en las muestras es, en bastantes casos, inversamente proporcional a la cantidad de illita-clorita.

- La presencia de interestratificados minerales con un componente expansible suele reconocerse en aquellas muestras en que no se encuentra esmectita, o bien esta está en proporción escasa.

- La presencia de caolinita no parece estar ligada a ninguna facies concreta, reconociéndose en un 50% de las muestras y en proporciones variables. Las series de Peraltilla y Sanaüja muestran una ausencia prácticamente total de este mineral.

Los resultados mineralógicos obtenidos nos permiten afirmar, de modo general, que la mayor parte de las arcillas del área estudiada tienen un origen detrítico, y su mineralogía es prácticamente la heredada del área fuente, después de haber sufrido algunos cambios durante el proceso de transporte. Sólo en una proporción relativamente escasa, la mineralogía de las arcillas estudiadas es autigénica y está condicionada por el ambiente de sedimentación en que se formaron las arcillas.

En este último caso parece evidente, a la vista de los resultados obtenidos, que una parte variable de las esmectitas y de las arcillas expansibles, registrada en las muestras de lutitas grises (Lg) es autigénica o tiene su origen en la transformación de otros minerales de arcilla de origen detrítico. El color gris de las lutitas indica que permanecieron períodos de tiempo relativamente prolongados bajo una lámina de agua, capaz de transferir a los sedimentos los cationes necesarios para transformar o generar nuevos minerales de arcilla. Esta hipótesis se confirma al constatar la mayor cantidad de la asociación esmectita-arcillas expansibles en las muestras de lutitas grises (Lg) que en las de lutitas rojas (Lr).

Los interestratificados de arcillas presentes en las muestras, se pueden interpretar como un estadio intermedio en la transformación de minerales de arcilla no expansibles a esmectita. Por este motivo, a la hora de establecer la influencia del ambiente deposicional en la génesis o transformación de nuevos minerales en cada muestra, es preciso considerar conjuntamente en una misma asociación mineral a la esmectita y los interestratificados arcillas expansibles.

Teniendo en cuenta esta última consideración y a la vista de los resultados de los análisis, los procesos de neoformación y/o transformación a esmectita y/o arcillas expansibles en el área estudiada, se ven favorecidos en los ambientes lacustres, especialmente en aquellos cuya lámina de agua fue más duradera y tuvo una mayor concentración salina. En el área estudiada, estos ambientes están representados, sobre todo, por las facies de lutitas grises (Lg) de las Fms. Barbastro, Torà y Castelltallat y sus miembros estratigráficos. Es decir, que en lagunas salinas tipo "playa-lake" y en lagos carbonatados con influencia evaporítica es donde, con mayor celeridad, se produjeron los cambios mineralógicos. Ello no obstante, no quiere decir

AMBIENTES DEPOSICIONALES (Litofacies)	LAGUNAS DE ALTA SALINIDAD (Lg)	LAGOS CARBONATADOS DE BAJA SALINIDAD (Lg)	LAGOS EFIMEROS CON FUERTE INFLUENCIA DETRITICA Y ALTA SALINIDAD (Lg)	LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL (Lr)
UNIDADES				
Fm. Calaf		ILL + CLT ↑ ESM + EXP ↑ CAOL ↓		
Mb. Artesa	ILL + CLT ↓ ESM + EXP ↑ CAOL ↓			
Fms. Solsona Peraltilla Súria (Lr) y Artès				ILL + CLT ↑ ESM + EXP ↓ CAOL ↓
Fm. Súria (Lg)			ILL + CLT ↑ ESM + EXP ↓ CAOL ↓	
Fms. Castelltallat Iorà y Barbastro (s.e)	ILL + CLT ↑ ESM + EXP ↑ CAOL ↓			

↑ proporción alta

↓ proporción baja o nula

↕ proporción variable

ILL illita

CLT clorita

ESM esmectita

EXP arcillas expansibles

CAOL caolinita

Cuadro 5: Proporción relativa de minerales del grupo de las arcillas según las diferentes unidades estratigráficas y los ambientes deposicionales a los que pertenecen las muestras de lutitas.

que, en niveles de lutitas grises que correspondan a episodios lacustres especialmente cortos, hayan tenido que producirse ineludiblemente transformaciones mineralógicas, ya que algunas muestras de lutitas grises pueden contener, y de hecho contienen, bajas proporciones de esmectita y arcillas expansibles (Cuadro 5).

En los ambientes en los que se depositaron las lutitas grises (Lg) de las Fms. Calaf y Súrria también pudieron darse transformaciones mineralógicas o neoformaciones de arcillas, aunque menos favorablemente que en los depósitos de las Fms. Barbastro, Torà y Castelltallat. En el caso de la Fm. Calaf, la baja o nula salinidad de sus aguas es un factor negativo para los procesos de transformación o neoformación mineral, mientras que en el caso de la Fm. Súrria, el factor negativo sería el carácter marcadamente efímero de los lagos, que en muchos casos impediría, por falta de tiempo, la transformación o autigénesis de las arcillas. Los datos obtenidos en los análisis mineralógicos confirman esta hipótesis, ya que es precisamente en las muestras de lutitas grises de las unidades de Súrria y Calaf donde las cantidades de la asociación esmectita-arcillas expansibles son especialmente variables, en función de la salinidad y duración de cada episodio lacustre.

Vista la neta relación que existe entre la abundancia de algunos minerales de arcilla, y los ambientes lacustres en que se depositaron los niveles que los contienen, no parece posible que los procesos diagenéticos producidos por mediación las aguas intersticiales tardías, tengan una importancia relevante en la mineralogía final de las arcillas.

Los ambientes de llanura de inundación de cursos fluviales o abánicos (depósitos de lutitas rojas de las Fms. Solsona, Súrria, Peraltilla y Artés) no son idóneos para que se den procesos fisico-químicos de transferencia iónica por solución acuosa. En este sentido, las arcillas de las

muestras de lutitas rojas (Lr) pertenecientes a las unidades citadas, tienen un origen exclusivamente detrítico.

De todo lo dicho se concluye que la composición mineralógica de las arcillas, depositadas en ambientes aluviales y una buena parte de la composición de las arcillas depositadas en ambiente lacustre, está determinada exclusivamente por la composición del área fuente, al igual que lo está la mayor parte de la composición mineralógica de las lutitas consideradas como roca total. En este sentido, se advierten sensibles diferencias de una serie a otra de las estudiadas: tomando en consideración las cantidades de caolinita, cuyo origen es claramente detrítico, se advierte, que en el área estudiada, este mineral está bien representado en la serie de Calaf, mientras que no se registra, o es muy escasa su presencia, en las series de Peraltilla y Sanaüja. Dado que la caolinita puede ser el producto de la alteración de cualquier silicato, si el tiempo de lavado y transporte es suficientemente largo (WEAVER y POLLAK, 1973), el hecho de que en los depósitos terrígenos de algunas series estudiadas no se registre la presencia de este mineral, se debe a dos factores:

a) que en su área fuente no existen acumulaciones significativas de caolinita y/o,

b) que el transporte del resto de los silicatos (especialmente el de la illita y clorita detríticas) junto con el clima, no han sido lo suficientemente prolongado y agresivo, respectivamente como para degradar sus estructuras minerales, hasta obtener caolinita.

Suponiendo que todas las arcillas estudiadas sufrieron similares condiciones climáticas y que recorrieron distancias parecidas durante el transporte, se puede asegurar que las cantidades de caolinita presentes en algunas series como la de Calaf, tienen su origen exclusivamente en la abundancia relativa de ese mismo

mineral en el área fuente correspondiente, y no son el producto de la degradación de otras arcillas o silicatos, que pudiera ocurrir durante su transporte hasta su deposición definitiva.

3.1.5.4. Consideraciones en torno a la geoquímica de algunos elementos en arcillas de origen continental

Se destacan a continuación algunos aspectos de la geoquímica de los elementos traza y mayores que se han sido analizado en las muestras de arcilla, con objeto de centrar la interpretación de los resultados obtenidos:

Boro

La mayoría de los minerales retienen Boro como catión de intercambio, sin embargo, sólo la illita lo incorpora en cantidades importantes y de manera permanente a su red cristalina. Además, la degradación por meteorización de este mineral, favorece su capacidad de fijación de Boro (WALKER, 1972).

Experiencias de laboratorio indican que las cantidades de Boro fijadas en la illita, son directamente proporcionales a la salinidad de la solución, a la concentración de Boro en ésta, al tiempo y a la temperatura del tratamiento. Cuanto más lenta es la sedimentación, más alta es la cantidad de Boro fijada. HARDER (1964) afirma que son necesarios al menos de 5000 a 10000 años para que una arcilla pobre en Boro se vuelva rica en ese elemento.

La presencia de iones HCO_3^- disminuye la capacidad de las arcillas para absorber Boro. Las asociadas a depósitos calizos son algo más ricas en Boro que las de depósitos no carbonatados, ya que la formación de calizas disminuye la concentración del ión bicarbonatado en el agua (MOSSER,

1980).

La mayor parte del Boro presente en los sedimentos detríticos, se encuentra en la fracción arcilla aunque, a veces, pueden encontrarse máximos de este elemento en fracciones mayores, debido a la presencia de turmalina detrítica (HARDER, 1970).

Existen opiniones diversas sobre si existe una relación inversa, directa o no existe relación entre el contenido de materia orgánica y Boro en los sedimentos, ya que la fijación del Boro está condicionada a los diferentes tipos de materia orgánica. NICHOLLS (1968) encuentra que en la mayoría de los carbones hay una alta cantidad de Boro asociada a la fracción orgánica.

En general, se considera que el estudio del Boro en los sedimentos es solamente una técnica accesoria en la interpretación paleoambiental, debiéndose controlar factores importantes como el Boro heredado, la granulometría y la mineralogía de las arcillas. En este sentido, la validez del Boro como indicador de paleosalinidad es controvertida; muchos autores aceptan, que el Boro puede indicar la salinidad media de un período deposicional y que en los sedimentos no quedan reflejados los cambios esporádicos de salinidad (INGLES, 1983).

Potasio (K_2O)

El Potasio es un elemento mayoritario que durante la meteorización es lavado de los minerales y fácilmente absorbido en las arcillas. La mayor parte del Potasio se incorpora a la illita, por lo que, en sedimentos arcillosos, se utiliza como indicador de la cantidad de este mineral. Es por esta razón, por la que el Boro, como posible indicador de paleosalinidad, se expresa normalmente en relación con la cantidad de Potasio (B/K_2O).

Rubidio

Por su similitud en radios iónicos, el Rubidio tiene un comportamiento geoquímico similar al del Potasio. La illita y la esmecita absorben con mucha facilidad el Rubidio, lo que implica que sólo una pequeña parte de este elemento sea transportada en forma iónica. VILLUMSEN y NIELSEN (1976) señalan, para sedimentos cuaternarios de salinidad variable, que no existe relación alguna entre esta salinidad y la concentración de Rubidio.

Litio

El Litio es un elemento de comportamiento geoquímico parecido al Magnesio, siendo fácilmente absorbido por las arcillas. También es un buen elemento de intercambio en la materia orgánica (INGLES, 1983).

VILLUMSEN y NIELSEN (1976), al igual que en el caso del Rubidio, no encuentran relación alguna entre la concentración del Litio en el sedimento y la salinidad de las aguas que lo empapan, afirmando que la concentración de este elemento es del mismo orden en las aguas marinas que en las continentales.

Sodio (Na₂O)

El Sodio es un elemento mayoritario de difícil absorción por las arcillas, y la poca cantidad que estas absorben, no tiene relación con el tipo de arcilla del sedimento (INGLES, 1983).

3.1.5.5. Estudio geoquímico de las arcillas: resultados e interpretación

Los resultados obtenidos de los análisis geoquímico de elementos efectuados en la fracción arcilla de las muestras, se expresan en el apéndice III al igual que la marcha analítica seguida. A la vista de las cifras que allí se expresan, se resumen a continuación los resultados obtenidos para luego pasar a su interpretación:

Boro

El contenido en Boro, expresado en ppm, refleja cantidades que oscilan entre 22 ppm (límite de detección del método analítico empleado) y 428 ppm, registrando la mayoría de las muestras cantidades entre 50 y 200 ppm.

Potasio (K_2O)

Los porcentajes de K_2O oscilan entre el 0,81 y el 6,11 %, mostrando la mayoría de las muestras porcentajes entre el 2 y el 5 %. Claramente se observa una relación directa entre los porcentajes de K_2O y la cantidad de illita en las muestras.

Relación Boro/(K_2O)

Su valor oscila entre 2 y 145, aunque la mayor parte de las muestras muestran valores de la relación entre 10 y 50. Tomados en su conjunto, los valores de B/K_2O , no muestran una relación clara con la variación teórica en la paleosalinidad de los ambientes deposicionales a que pertenecen las muestras. Sin embargo, si consideramos los valores de la relación serie a serie, parece que existe una tendencia general a que los sedimentos lutíticos depositados en ambientes lacustres salinos (lutitas grises de las Fms.

Barbastro, Torà y Castelltallat) muestren una relación B/K_2O más alta que las lutitas sedimentadas en ambientes de llanura de inundación aluvial (lutitas rojas de las Fms. Solsona, Peraltilla, Artés y Súrria) o lacustres sin fuerte influencia evaporítica (Lutitas grises y negras de la Fm. Calaf).

Rubidio

Las cantidades de Rubidio presentes en las muestras estudiadas están comprendidas entre valores extremos de 22 y 293 ppm, situándose los valores medios entre 100 y 200 ppm. Al igual que en el caso del K_2O , se observa una relación directa entre la cantidad de Rubidio y la de Illita en cada muestra.

Litio

Los valores de Litio en las muestras oscilan entre valores extremos de 43 y 266 ppm, aunque la mayoría de los casos muestran cantidades entre 70 y 150 ppm. No se observa una relación clara entre la cantidad de Litio y el ambiente de deposición de las lutitas de las muestras.

Sodio (Na_2O)

Los porcentajes de Na_2O en las muestras estudiadas están comprendidos entre el 0,16 % y el 1,88 %, aunque la mayoría de las muestras se sitúan en torno al 0,40 y el 1 %. Al igual que ocurre con el Litio, la cantidad de Na_2O presente en las muestras no está en relación con el ambiente deposición en que se depositaron los materiales lutíticos.

De los resultados obtenidos en el análisis geoquímico de los elementos analizados, se desprende que existe una escasa o nula relación entre los ambientes en que se depositaron los materiales lutíticos y las cantidades de elementos traza (Boro, Litio y Rubidio) absorbidos por las arcillas.

En efecto, teniendo en cuenta el origen netamente detrítico de la illita, y que las cantidades de Boro y Rubidio presentes en las muestras está en relación directa con la cantidad de ese mineral, las cantidades de Boro y Rubidio presentes en la illita de las muestras estudiadas (relaciones de B/K_2O y Rb/K_2O) pueden proceder de:

a) el Boro y Rubidio que traían heredados las illitas desde el área fuente y que fueron absorbidos por las arcillas en ciclos anteriores, además de las cantidades de esos dos elementos que fueron absorbidas por las arcillas durante el transporte que las condujo a depositarse definitivamente en la parte central de la cuenca.

b) el Boro y Rubidio que absorbieron las illitas durante la deposición, en medio lacustre o aluvial en cada caso, en el centro de cuenca y

c) el Boro y Rubidio que han absorbido las illitas durante la diagénesis posterior al enterramiento en el centro de cuenca, por circulación de aguas freáticas.

Al no haber una relación significativa entre la cantidad de Rubidio y Boro en las muestras y su ambiente de deposición, hay que pensar que los fenómenos de "herencia" y/o diagénesis ("a" y "c") debieron de ser más importantes en la absorción de elementos traza por parte de las arcillas, que la salinidad o condiciones químicas generales del medio último de deposición de éstas ("b"). Seguramente, este hecho se debe al carácter efímero que en general tenían los lagos en que se depositaron los sedimentos. Los períodos

en que estaban formadas las láminas superficiales de agua era lo suficientemente prolongados, en muchos casos, como para que se dieran las transformaciones y/o neoformaciones mineralógicas explicadas anteriormente; pero esos mismos periodos de tiempo eran demasiado cortos como para que las arcillas pudieran absorber significativas cantidades de los cationes de B, Rb y Li disueltos en el agua.

Excepcionalmete, en los lagos salinos más perennes, las arcillas pudieron fijar ciertas cantidades de Boro. Por esta razón es posible observar esa tendencia a que una buena parte de las muestras de lutitas grises (Lg) recogidas en las formaciones con clara influencia evaporítica (Fms. Barbastro, Torà y Castelltallat) muestren (comparativamente con otras muestras de la misma serie, procedentes de depósitos sin influencia lacustre evaporítica) valores altos en la relación B/K_2O .

Los porcentajes de Carbono que contienen las muestras recogidas en las sucesiones de Calaf, Cardona, Súrria y Santpedor (analizadas en INGLES, 1983) oscilan entre valores extremos del 0,05 y 6,85 % para muestras de lutitas y entre el 12,70 y el 41,20 % para muestras de lignito, estando la mayoría de los valores en el caso de las lutitas comprendidos entre 0,10 y 1,00 %.

Utilizando el contenido en Carbono como indicador de la cantidad de materia orgánica presente en las muestras, se observa como las muestras de lutitas con mayor cantidad de materia orgánica (> 0,70 % de C) poseen valores relativos de B/K_2O bajos o medios dentro de cada una de las series (muestras GCF-5, 23, 24, 36, 44 y GSP-3).

En cambio, en muestras de lignito de las series de Calaf y Santpedor, en las que los porcentajes de Carbono superan el 20 %, las relaciones de B/K_2O son extraordinariamente altas. De este hecho se desprenden dos conclusiones que no se excluyen entre sí:

a) las cantidades de Boro fijadas en los sedimentos estan en relación directa con la cantidad de materia orgánica que contienen, sólo si esta cantidad es importante como en el caso de los lignitos. De esta manera, la poca materia orgánica contenida en las lutitas más organógenas no son suficientes como para fijar cantidades significativas de Boro.

b) el tipo de materia orgánica contenido en las lutitas y en el lignito no es de la misma naturaleza, de manera que la materia orgánica contenida en el lignito es la idónea para la fijación de Boro, mientras que la materia orgánica contenida en las lutitas no lo es.

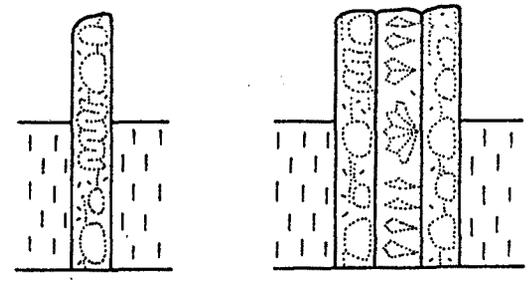
3.2. DEPOSITOS LACUSTRES EVAPORITICOS DE LA FORMACION BARBASTRO

3.2.1. Secuencias de litofacies

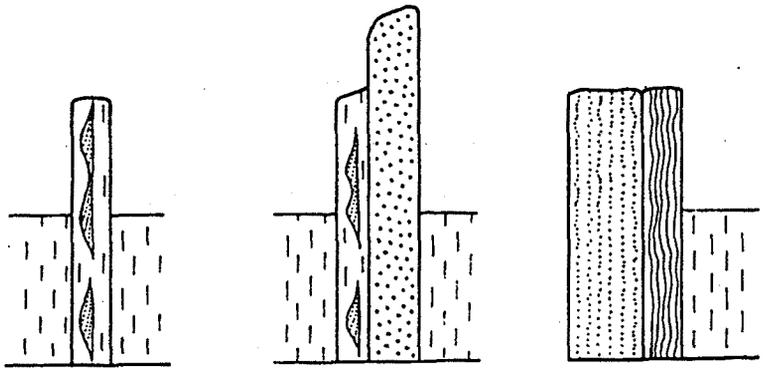
A partir del análisis de las litofacies de la Fm. Barbastro, se han distinguido una serie de secuencias elementales, características de otros tantos procesos sedimentarios que se producen en ambientes de llanura evaporítica o "playa-lake".

Cada secuencia la integran por dos o más términos compuestos por algunas de las litofacies descritas en el capítulo anterior. La figura 16 muestra los tipos de secuencias elementales que con mayor frecuencia se registran en los depósitos de la Fm. Barbastro, entendida ésta en sentido amplio. A continuación se describe cada una de las secuencias y los procesos sedimentarios que las generaron.

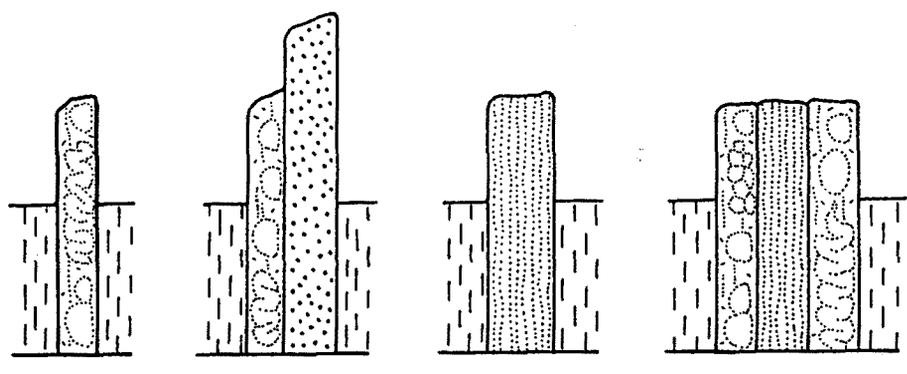
Mb. ARTESA



Mb. SALLENT



**Fm. BARBASTRO /
Mb. COPONS**



- Lutitas grises (Lg)
- Yeso nodular (Yn)
- ♀♂ Yeso selenítico (Ys)
- ◀ Gipsarenitas (Yg)
- ⋯ Yeso laminado (Yl)
- ≡ Yeso con laminación algal (Ye)
- ⋯⋯⋯ areniscas

Figura 16: Secuencias de litofacies que implican términos evaporíticos y que son características de los depósitos de la Fm. Barbastro y de sus subunidades.

3.2.2. Secuencias del Miembro Yesos de Artesa

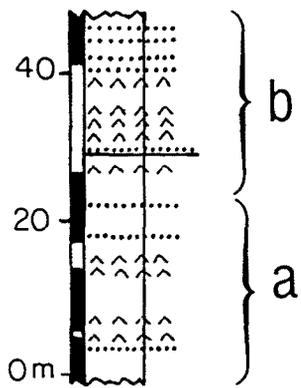
Dos son los tipos de secuencias de litofacies elementales registradas en los depósitos del Mb. Artesa (fig. 17):

1. Lg ----> Yn

2. Lg ----> Yn ----> Ye ----> Ys ----> Yn

En el primer caso, la secuencia corresponde a episodios de aportes hídricos a una llanura lutítica (Lg) en la que el nivel freático asciende lentamente sin alcanzar la superficie. El nivel freático se estabiliza por debajo de la superficie, a una altura que permite la generación procesos de bombeo evaporítico capilar, y la consiguiente formación intersticial de un nivel de nódulos de yeso (Yn). Cuando los aportes hídricos cesan, el nivel freático cae y se pasa a las condiciones iniciales.

En el segundo caso, los aportes hídricos implican una subida lenta del nivel freático hasta alcanzar una lámina somera de agua libre con alta concentración salina. Al cesar la recarga hídrica o ser ésta inferior a la evaporación, el nivel del agua freático desciende lentamente. El período o períodos de tiempo, durante los cuales la lámina de agua está formada, son lo suficientemente prolongados y estables como para que se forme en cada uno de ellos una costra de yeso selenítico (Ys) en el fondo de la laguna. Durante los años en los que se forma una capa selenítica, no se atraviesan fases en las que el nivel freático se mantenga largo tiempo por debajo de la superficie, de manera que no se forman horizontes de yeso nodular.



-  Color rojo
-  Color gris
- L Lutitas
- Y Yesos
- A Areniscas
- C Calizas
-  Niveles gipsareníticos (Yg)
-  Yeso nodular (Yn)

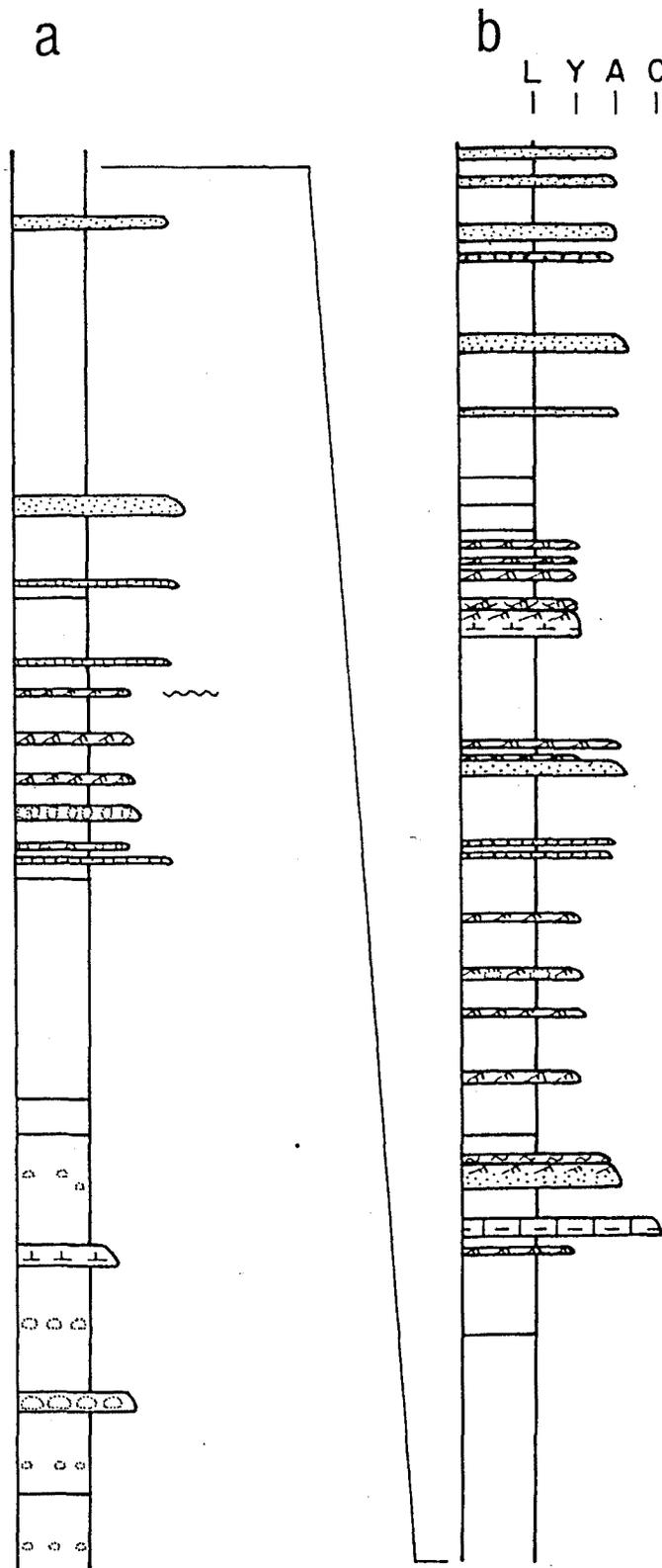


Figura 18: Perfil estratigráfico de detalle del Miembro Yesos de Sallent, realizado en Cal Fussimanya (cerca de Artés).