

Universidad de Barcelona

Facultad de Geología

Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica

**Estratigrafía y Sedimentología de  
las formaciones lacustres del tránsito  
Oligoceno–Mioceno del S.E. de la  
Cuenca del Ebro.**

**LLUÍS CABRERA i PÉREZ**

c) Unidad de Lutitas y calizas de Escatrón (16)Denominación y antecedentes

Se incluyen aquí bajo la denominación de lutitas y calizas de Escatrón un conjunto de materiales terrígenos, en los cuales predominan netamente las lutitas, si bien intercalan con frecuencia niveles de arenitas y en menor grado de calizas; la parte alta de esta unidad muestra una mayor profusión de estas intercalaciones carbonatadas, habiendo sido diferenciada en la cartografía esquemática propuesta (Esquema C). Estos materiales derivan prácticamente de un cambio lateral de las características de la Fm. Caspe, la cual los recubre también en parte. Guardan similar relación con la unidad de Lutitas y yesos de Híjar (Esquemas C y C').

QUIRANTES (1969, 1978) incluye el tramo carbonatado superior dentro de la unidad de Sástago. En un primer trabajo (1969) propuso para la misma el rango de formación, si bien más tarde (1978) modifica su criterio y la incluye como un nivel dentro del Miembro Bujaraloz de la Formación Alcubierre. Parte de los tramos más inferiores los incluye dentro de la formación Caspe, si bien diferencia claramente la existencia de un importante cambio de las características geométricas de los niveles de arenitas (pp. 38-39).

Por las características de sus materiales y su situación dentro del contexto litoestratigráfico, consideramos la posibilidad de encuadrar este conjunto de materiales como una unidad diferenciable y que puede ser integrada en el sistema deposicional de Los Monegros.

Descripción

Los afloramientos de los materiales de esta unidad se restringen dentro del área aquí considerada al sector noroccidental. Los tramos de la unidad afloran en las inmediaciones de Escatrón, Sástago y La Zaida, en torno al curso del río Ebro.

El grueso de la unidad aparece constituido por sucesiones lutíticas rojizas, en las que aparecen intercalados niveles de arenitas líticas, localmente microconglomeráticas, de potencias oscilantes entre 0,5 y dos metros.

Las características de estos materiales son totalmente análogas a las observables en las sucesiones de la formación Caspe (ver apartado de descripción de esta unidad). La principal diferencia radicaría exclusivamente en la amplia extensión lateral de los niveles de arenitas. Estos no presentan ya una forma lenticular acusada, con una baja relación anchura/altura, sino que muestran una base plana y una elevada relación anchura altura. Por otra parte, dentro de los tramos lutíticos son más frecuentes los niveles con desarrollos intersticiales de yeso y hacia la parte superior, muestran una mayor frecuencia en el desarrollo de niveles carbonatados. Estos alcanzan una potencia máxima de medio metro y aparecen alternando con lutitas carbonatadas grises y rojizas, en las que se intercalan niveles de yeso nodular y otros poco potentes de arenitas con cemento de yeso. Los desarrollos de nódulos de evaporitas también pueden aparecer afectando los niveles de carbonatos.

#### Geometría y relaciones estratigráficas

En los sectores vecinos a Sástago, la unidad alcanza una potencia que oscila en torno a los 130 metros, correspondiendo los veinte metros superiores al conjunto de materiales con frecuentes intercalaciones carbonatadas.

La unidad aparece recubierta por los tramos más altos de la formación Caspe en el sector, y pasa lateralmente a los más inferiores, así como a las lutitas y yesos de Vina-ceite.

A grandes rasgos esta unidad se configura como un tránsito entre la formación lutítico-arenosa de Caspe y las unidades lutítico carbonatadas y evaporíticas del sistema de

Los Monegros. De este modo su configuración y distribución espacial son difícilmente establecibles, a causa de la variabilidad y oscilaciones a que debieron verse sometidos los sectores transicionales.

#### Contenido paleobiológico y edad

No se han registrado hasta el momento datos en torno al contenido paleobiológico de la unidad, si bien en las facies carbonatadas y lutíticas grises existe una amplia profusión de organismos límnicos. Por las relaciones estratigráficas con otras unidades en las que sí se cuentan con datos cronostatigráficos, la unidad de Escatrón puede ser considerada como de edad Oligocénica superior a miocénica inferior (Aquitaniense).

#### Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general:

El conjunto de la unidad fué sedimentado en el contexto ambiental transicional entre la unidad fluvial de Caspe y las áreas de llanura lutítica palustres y lacustres comprendidas dentro del sistema de Los Monegros. Los niveles arenosos de amplia extensión lateral, fueron depositados en un régimen de flujo no confinado, motivado por la expansión de los cursos canalizados procedentes de zonas distales de los cinturones fluviales del Sistema Matarranya-Guadalope. La existencia de niveles de lutitas con yeso nodular, implican claramente que estos sectores podían estar sometidos a procesos de bombeo evaporítico. El hecho de que éstos también afectasen a los materiales carbonatados lacustre-palustres, indica que las láminas superficiales de agua bajo las que aquéllos se formaron, podían ser de carácter efímero.

d) La unidad de calizas de Mequinenza (17)Antecedentes y denominación

Los materiales de la unidad de calizas de Mequinenza, han sido objeto con anterioridad de una especial atención. Esta tenía su origen en un hecho de que en esta unidad se encuentran acumulaciones explotables de lignito.

COLOMBO (1980, pp. 282-283) indica los principales trabajos previos a su tesis doctoral sobre los materiales aquí descritos y define para aquellos que afloran en el sector de Gandesa y Ascó la unidad formal de Formación Calizas de La Fatarella. En esta definición se especifica que en un trabajo regional previo, QUIRANTES (1969, 1978) consideraba estos materiales como una prolongación oriental y suroriental de la formación Mequinenza. Este ha sido el criterio que se ha seguido aquí, considerando que las sucesiones carbonatadas situadas al sur del Ebro e incluídas dentro de la formación Fatarella, presentan una total continuidad litológica y geométrica con las sucesiones homólogas reconocibles en el sector de Mequinenza.

El amplio criterio utilizado por QUIRANTES (1969, 1978) para la definición de la Fm. Mequinenza, implicó incluir dentro de esta unidad sucesiones cuya litología era ya muy diferenciada. Este hecho llevaba al citado autor a indicar la existencia de rápidos cambios laterales de facies, que hacían variar profundamente el carácter de la unidad. De hecho estos cambios litológicos llevan aparejados otros de carácter sedimentológico bastante importantes. Por ello y teniendo presente la amplia variedad de sucesiones de facies existentes en la Formación Mequinenza (sensu QUIRANTES, 1969, 1978) se ha preferido desglosarla en varias unidades informales: calizas de Mequinenza; lutitas y calizas de Granja d'Escarp y lutitas de la cuesta de Fraga.

Así, propongo incluir dentro de la denominación de calizas de Mequinenza (17) un conjunto de sucesiones en las

que alternan tramos potentes, constituidos fundamentalmente por calizas, con otros de reducido espesor de lutitas y areniscas.

El conjunto de la unidad es claramente inferior a la unidad de las Lutitas de la Cuesta de Fraga (19) y pasa lateralmente a la unidad de las Lutitas y calizas de Granja d'Escarp (18). En el área de La Fatarella y Ribarroja, la base de esta unidad recubre fundamentalmente la Formación Flix (6), si bien el techo de esta unidad parece pasar lateralmente en algunos sectores a las calizas de Mequinenza (sector del Barranco de l'Aiguamoll).

#### Descripción

Los tramos predominantemente calcáreos de la unidad aparecen constituidos por niveles centimétricos a decimétricos de calizas, que pueden alcanzar hasta dos metros de potencia. El grosor medio de los niveles suele ser de 15 a 30 cm. Estos, intercalan diastemas y niveles centimétricos de materiales lutíticos masivos de colores grises y verdosos, que por alteración pasan a ser ocre amarillentos. Asociados estrechamente a los carbonatos, en determinados tramos de la unidad aparecen niveles milimétricos a decimétricos de lignito (de hasta 80 cm de potencia como máximo, de unos pocos cm. a dos dm por lo general). Las calizas son predominantemente micríticas, con una componente terrígena que varía desde menos de un 2% a más de un 40%. Dominan por lo general las litofacies de aspecto masivo, pero no son infrecuentes los niveles finamente estratificados o groseramente laminados, con acumulaciones selectivas de bioclastos. Son también observables niveles sometidos a fisuración y brechificación diagenética temprana y sólo de modo muy ocasional se ha reconocido la presencia de desarrollos intersticiales de evaporitas. Las calizas presentan predominantemente coloraciones ocres, beige, grises y negras. La geometría de los niveles suele ser marcada o laxamente lenticular y por lo general se observa una tendencia de los mismos a amalgamarse

integrando tramos de potencia métrica a decamétrica.

Los tramos terrígenos, de potencia no superior a algunos metros y muy subordinados, aparecen constituidos por lutitas y areniscas grises y ocreas que pueden contener nódulos de limonita (resultados de la oxidación diagenética de sulfuros) y pisolitos ferruginosos. Los niveles de arenitas se configuran formando niveles lenticulares de dos tipos. El primero de ellos se caracteriza por su carácter lenticular muy acentuado por una excavación erosiva encajada de su base y a las de expansión; presenta una potencia nunca superior a algunos metros (por lo general menos de 2 m). El otro tipo de niveles areníticos se caracteriza por su amplia extensión lateral, una baja relación anchura altura y una lenticularidad acusada, pudiéndose observar que estos cuerpos arenosos se depositaron constituyendo relieves positivos sobre el área de sedimentación. Algunos de estos niveles contienen bioclastos de conchas de gasterópodos. El conjunto de materiales areníticos son clasificables como litocalcarenitas cuarzosas de grano medio a muy fino, si bien se reconocen a veces niveles con un tamaño de grano mayor. Están cementadas por calcita esparítica.

#### Geometría y relaciones estratigráficas:

Los datos de sondeos existentes (Esquema E) indican que en los sectores en los que la sedimentación carbonatada alcanzó un mayor desarrollo y continuidad (vertical del sondeo de Candasnos) la potencia de esta unidad alcanza unos 450 a 500 m. Ahora bien, por los mismos datos de sondeos y los de superficie, parece deducirse que a partir de los depocentros de rocas carbonatadas situados en diversos sectores, se asiste a una paulatina expansión de las facies carbonatadas, expansión que sólo se ve limitada por las influencias terrígenas de los sistemas deposicionales terrígenos. Desde los sectores de Candasnos, Bujaraloz, Mequinenza, Almatret y Ermita de Berrús, en los que los datos de los sondeos y los perfiles señalan la existencia de potentes sucesiones casi

exclusivamente carbonatadas, se produce un paso relativamente rápido, en varias direcciones, a sucesiones predominantemente terrígenas en las que paulatinamente disminuye el porcentaje de carbonatos. El hecho de que los procesos de sedimentación carbonatada no aparezcan dominantes en un único depocentro, sino que existan varios de ellos, complica sobremanera la estratigrafía de detalle del área. Es difícil la prolongación de unidades o tramos a partir de series de referencia, dado que los cambios laterales pueden ser rápidos, localizados y recurrentes. Basta para reconocer este hecho una observación somera de los paneles de correlación (Paneles I y III) y el ensayo de correlación a escala menos precisa (Esquema E). De todos modos, pueden ser establecidas unas tendencias generales bastante claras. En primer lugar, la implantación de la sedimentación carbonatada parece iniciarse en los depocentros situados en las zonas de mayor subsidencia diferencial inicial. La instalación de las sucesiones carbonatadas se realiza siempre sobre una sucesión terrígena lutítica de colores rojizos, de potencia variable. A partir de los centros iniciales se asiste a una rápida expansión de la sedimentación carbonatada con la implantación de depocentros en el área de Bujaraloz, Mequinenza, Almatret y Ermita del Berrús. La implantación de la sedimentación carbonatada sobre el área de Bujaraloz (definida como un alto relativo dentro de la cuenca) remarca el carácter expansivo del proceso (Esquema E).

Desde el momento de la instalación expansiva de los depocentros carbonatados, se asiste a una alternancia de las condiciones de sedimentación en los sectores situados entre los principales depocentros. Es difícil precisar más allá de una visión esquemática de este hecho, que se ha intentado reflejar en el esquema E, debido a la falta de datos de subsuperficie. Sin embargo, en los sectores en que la práctica totalidad de los tramos de la unidad aparecen aflorantes, es posible percibir la complejidad de las relaciones existentes.

Si se analizan independientemente los diversos depocentros, y su inter-relación mutua, se llega a la conclusión de que cada sector local ha experimentado una evolución un tanto autónoma, según el grado de influencia a que se viera sometido por los sistemas deposicionales terrígenos.

El depocentro de Candanos, aparece de manifiesto gracias al sondeo de Candanos I y su variación lateral es controlable gracias a los sondeos de Ballobar I, Fraga I y los perfiles combinados con sondeos de Torrente de Cinca (FGR) y Fraga W (LFW). Los "logs" de los sondeos revelan una clara tendencia al descenso del porcentaje de carbonatos hacia el norte y el este, siendo de suponer que la tendencia se mantiene hacia el sur y oeste. En este último sentido, es de suponer que el depocentro de Candanos pueda enlazar con el de Bujaraloz (sondeo de Bujaraloz I), de cuya evolución lateral no se cuenta con datos de subsuperficie.

El depocentro de Mequinenza, aparece claramente puesto de manifiesto mediante el levantamiento de perfiles y a partir de los datos de los sondeos de ADARO realizados en el sector (S-6, S-7). Hacia el NW, este depocentro enlaza con el de Candanos, tal como parece indicarlo la columna litológica obtenida del sondeo S-4. Hacia el norte, se produce una pérdida relativamente gradual del porcentaje de carbonatos, pasando las sucesiones a ser predominantemente terrígenas (ver panel de correlación I). Hacia el este, el cambio es mucho más rápido (ver panel de correlación III) de tal manera que a ambos márgenes del valle del Ebro se observan sucesiones ya netamente diferenciables. Hacia el sur, los datos de sondeo parecen indicar que se mantienen relativamente constantes las proporciones de carbonatos y terrígenos al menos hasta el sector situado al norte del Matarraña. En el valle de este río se aprecia un claro cambio de facies hacia el oeste, con incremento gradual del porcentaje de terrígenos, que se hacen dominantes hacia Nonaspe.

Los sectores de Almatret y Ermita del Berrús (al SW de Ribarroja), se configuran a su vez como depocentros carbona-

tados de menor entidad. El primero pasa rápidamente a terrígenos hacia el norte y el este enlazando hacia el sur con el sector de Ermita del Berrús. Este pierde carbonatos hacia el sector de Poble de Massaluca, al oeste, desde donde pasa gradualmente a sucesiones predominantemente terrígenas. Hacia el este se carece de registro, pero hacia el sur se observa un gradual deshilachamiento de los tramos predominantemente carbonatados que dan lugar a varias lenguas carbonatadas que se expanden hasta el sector de Gandesa y Bot (Esquema C).

Merece destacarse el hecho de que la parte superior de la unidad de las calizas de Mequinenza, aparece coronada de forma generalizada en todos los sectores, por una unidad predominantemente lutítica, que se correlaciona perfectamente con las lutitas de La Cuesta de Fraga (19), reconocibles en superficie. En esta unidad parece terminar a nivel sectorial el desarrollo extensivo de la sedimentación carbonatada y en este sentido es interpretable como el reflejo de un acontecimiento de primer orden en la historia del sector SE de la cuenca (Esquema E).

De manera general, puede afirmarse que la unidad de las calizas de Mequinenza se configura como un conjunto de prismas discretos de tramos de carbonatos relacionados entre sí en grado diverso y con un deshilachamiento lateral en las diversas direcciones a favor del incremento de materiales terrígenos en las sucesiones. Este gradual empobrecimiento en carbonatos, lleva a que la unidad pase lateralmente a las lutitas y calizas de Granja d'Escarp a través de las cuales se realizaría su tránsito lateral a las unidades de Lutitas y areniscas de Fraga, Fm. Blancafort (¿?) y Fm Caspe. El carácter claramente expansivo de la unidad hacia el área de Flix, Gandesa condicionaría las relaciones de dominante superposición y leve tránsito lateral que guardan las calizas de Mequinenza con respecto a la formación Flix.

Contenido paleobiológico y edad

Como resultado de los muestreos realizados en los materiales de la unidad (perfiles de Ermita del Berrús, Poblá de Masaluca, Ribarroja, Mina del Pilar) se han obtenido los siguientes resultados:

Los restos de palinomorfos fósiles reconocidos permiten indicar la presencia de diversos taxones (reconocidos mediante el material de siete muestras, (véase perfiles Ermita del Berrús (LEB) y Poblá de Masaluca (LPM) en panel de correlación II).

cf. Sphagnum  
Pinus tipo diploxylon  
Pinus tipo haploxylon  
Quercus  
 cf. Populus  
Acer  
Tilia  
 cf. Phillyrea  
 Gramineae

Del conjunto de formas reconocidas destacan por su significado paleoambiental la presencia de esfagnos, propios de zonas húmedas y pantanosas, asociado a restos de Populus, forma propia de biotopos húmedos. El resto de formas corresponderían a géneros de vegetación leñosa característica de un clima no especialmente cálido, siendo frecuentes en las actuales zonas templadas.

Por otra parte se han reconocido las siguientes especies de carófitas (perfiles de Ribarroja y Ermita del Berrús).

Lamprothamnium sp.  
Sphaerochara ulmensis (STRAUB) GRAMBAST  
Nitellopsis (Tectochara) meriani (L & G GRAMBAST) GRAMB. & SOULIE-MARSCHE  
Chara microcera GRAMBAST & PAUL

Sólo las especies Ch. microcera y Sph. ulmensis limitan superiormente la posible edad de las sucesiones en el tránsito Oligoceno-Aquitaniense, siendo las restantes especies características del Oligoceno al Mioceno superior. La presencia de Lamprothamnium indica que la salinidad de las aguas debió alcanzar valores relativamente elevados.

Dos muestras del perfil de Ermita del Berrús han proporcionado restos de Leuciscinae siendo el material de una de las muestras atribuible a "Leuciscus" cf. papyraceus (BRONN).

Son relativamente frecuentes los restos dentarios de Crocodilia de pequeña talla.

Se han descubierto dos yacimientos de micromamíferos en la unidad, el más inferior de los cuales aparece próximo a su base en el sector de Mina del Pilar. En este yacimiento (Mina del Pilar -3) se ha reconocido la presencia de:

Eucricetodon aff. huberi (SCHAUB)

Eucricetodon aff. dubius (SCHAUB)

Pseudocricetodon sp.

Eomys aff. major FREUDENBERG

Gliravus aff. tenuis BAHLO

Microdyromys praemurinus (FREUDENBERG)

Por otra parte en el sector de Cuesta de La Pobra de Masaluca, en la carretera de Ribarroja y en niveles superiores al anterior yacimiento se ha reconocido la presencia de Eucricetodon huberi (SCHAUB)

La asociación de vertebrados reconocida en el yacimiento de Mina del Pilar 3 sería atribuible a la biozona local B-1 (o de Eomys major) correlacionable con la parte más superior del nivel referencial de Bonningen o bien con la más inferior del de La Milloque, ambos atribuibles al Oligoceno superior. (FAHLBUSCH, 1976).

Lateralmente los niveles medios y altos de la unidad

en el Valle del Cinca están relacionados con yacimientos (contenidos en la unidad de Lutitas y calizas de Granja d'Escarp) que contienen asociaciones atribuibles a las biozonas local B-2 y C-1 correlacionables con la parte baja del nivel de referencia de La Milloque .

Superiormente al techo de las calizas de Mequinenza, en la unidad de las lutitas de la Cuesta de Fraga, se conocen yacimientos incluidos en la biozona local C<sub>2</sub>, comprendida dentro de los niveles referenciales de La Milloque y Coderet (muy semejantes entre ellos).

Por todo lo expuesto, los afloramientos accesibles de las calizas de Mequinenza deben tener una edad comprendida dentro de la parte media y superior del Oligoceno superior. Esta unidad no alcanza a desarrollarse por encima del límite inferior del Aquitaniense.

#### Interpretación paleoambiental y significado de la unidad dentro del contexto general

Esta unidad es el resultado del desarrollo persistente, en una zona de amplitud variable y durante un prolongado lapso de tiempo, de procesos de sedimentación carbonatada en lagos poco profundos y en sus zonas litorales, en las que los ocasionales avances de la sedimentación terrígena podían dar lugar a depósitos deltaicos de pequeña entidad. Los depósitos de lignitos reconocibles en algunos tramos concretos de la unidad, confirman la existencia de turberas que se desarrollaban dentro de ese contexto lacustre-palustre, apareciendo los carbones estrechamente relacionados con los carbonatos (ver fig. 44 ). La muy escasa ocurrencia de evaporitas intersticiales, hablan en favor de una relativa persistencia de las condiciones de humedad que no favorecían el desarrollo extensivo de procesos de bombeo evaporítico.

Las estrechas relaciones que guarda la unidad con las lutitas y calizas de Granja d'Escarp, revelan que a lo largo de su evolución se produjo una marcada inter-relación y

una acentuada influencia de las unidades terrígenas fluviales sobre la extensión y desarrollo de las facies carbonatadas. Estas, por otro lado, adquirieron su máxima expansión en este sector de la cuenca cuando se produjo un descenso de la actividad sedimentaria del sector más suroccidental del sistema de Scala-Dei.

e) La unidad de Lutitas y calizas de Granja d'Escarp

Antecedentes y descripción

Tal como se ha indicado en los antecedentes de la unidad anterior, las lutitas y calizas de Granja d'Escarp fueron incluidas por QUIRANTES (1969, 1978) dentro de la formación Mequinenza. Diferenciada aquí de las sucesiones predominantemente carbonatadas, la unidad de Granja d'Escarp se constituye como la consecuencia del tránsito lateral de las mismas a otras unidades con predominio de materiales terrígenos, lutíticos y areníticos.

La unidad aparece integrada principalmente por tramos lutíticos en los que se intercalan con frecuencia niveles y tramos de calizas, apareciendo de manera subordinada niveles de arenitas de entidad variable. En la unidad también aparecen, aunque con menor frecuencia, niveles de lignito.

Las lutitas son preferentemente rojizas, moteadas y versicolores o bien grises azuladas, verdosas y ocre; la adopción de una u otra coloración va estrechamente ligada al grado de relación con los tramos carbonatados de la unidad. Dominantemente son masivas, sin estructura, pero pueden presentar laminación. Los niveles grises pueden contener nódulos de limonita o mostrar un moteado ocre amarillento verticalizado.

Las calizas son análogas a las observadas en la unidad de Mequinenza, tanto litológica como geométricamente, si bien no suelen integrar tramos de elevada potencia. A veces, sin embargo, los niveles centimétricos a decimétricos (de hasta unos 50 cm) llegan a constituir tramos de algo menos de 10 m de potencia. Asociados a estos materiales se reconoce la presencia de niveles centimétricos a decimétricos de lignito (ver perfiles en paneles I, II y III).

Las arenitas se caracterizan por su escasa potencia y amplia extensión lateral. Sin embargo no faltan cuerpos fuertemente lenticulares, con un cuerpo central de base fuertemente excavada y extensas alas de expansión. Estos cuerpos no suelen rebasar los dos metros, pero se reconocen algunos mayores (sector de Granja d'Escarp). Ocasionalmente se reconocen pequeños litosomas que muestran claros indicios de acreción lateral. Litológicamente las arenitas son lito-calcarenitas cuarzosas o areniscas líticas calcáreas, de grano fino a medio, si bien pueden observarse niveles de arenitas gruesas. Suelen ser micáceas y de colores apagados (gris, verde, ocre por alteración). En ocasiones contienen nódulos de yeso alabastrino. Pueden estar cementadas por calcita esparítica o yeso.

El hecho de que se trate de una unidad transicional, confiere a sus materiales una amplia variedad de facies y tipos de relación. Tanto el espesor como la proporción de niveles carbonatados, varían de manera muy acentuada en los distintos sectores en los que aflora la unidad. Por lo general hay más calizas, dentro de una tendencia generalizada, dentro de aquellos tramos que están próximos a la transición, lateral y/o vertical a la unidad de Mequinenza. El caso contrario se da en las inmediaciones de los tránsitos hacia las unidades terrígenas.

Las mismas características transicionales hacen en ocasiones extremadamente difícil fijar sus límites con las unidades con las que entra en relación.

### Geometría y relaciones estratigráficas:

Dada su estrecha asociación con la unidad de calizas de Mequinenza, las lutitas y calizas de Granja d'Escarp suelen presentar en sus inmediaciones un desarrollo correlativo, si bien complicado por las indentaciones existentes entre ambas unidades.

Si se atiende a la distribución de los materiales de la unidad en torno a los distintos depocentros de rocas carbonatadas reconocidas se pueden observar ciertas variaciones que ya han sido señaladas al discutir la geometría de las calizas de Mequinenza (ver apartado en unidad anterior). Es decir que se asiste por lo general a un tránsito rápido hacia las unidades exclusivamente terrígenas, pero el gradiente de este tránsito es más acusado en ciertas direcciones que en otras. Así en torno al depocentro de Mequinenza, la transición en dirección norte es más gradual que hacia el Este (ver esquema E, paneles I y III). En el sector de Almatret las variaciones son más acusadas hacia el norte y el oeste que no hacia el sur (hacia donde enlaza con el depocentro de la Ermita del Berrús) y el oeste.

En superficie, los afloramientos de esta unidad se distribuyen a lo largo de los márgenes de los valles Cinca, Segre, Ebro y Matarranya, extendiéndose hacia el sur hasta el sector inmediatamente al norte de la línea Bot-Gandesa, quedando restringida su extensión hacia el oeste por el valle del Algás.

El techo de la unidad aparece recubierto en la mayor parte de los sectores reconocidos por la unidad de Lutitas de La Cuesta de Fraga, a la cual grada de modo transicional. En el valle del Cinca aparece relacionada lateralmente con la unidad de lutitas y areniscas de Fraga, a la cual recubre en dirección norte. Al este de la confluencia de los cursos del Cinca y Segre recubre los tramos superiores a la formación Margalef y pasa lateralmente a las sucesiones terrígenas, con carbonatos subordinados de la formación Blan-

cafort. Al sur del Ebro la unidad se desarrolla entre los tramos carbonatados de la unidad de Mequinenza y los materiales terrígenos de la formación Caspe. En la zona comprendida entre Ascó y Bot, sus tramos recubren las facies lutíticas rojas de la formación Flix.

#### Contenido paleobiológico y edad

Como resultado de los muestreos y prospecciones realizados en los materiales de esta unidad (perfiles de Fraga W, Torrente de Cinca, Granja d'Escarp, El Montmeneu, Val de Valdecanelles, Coll d'en Grau, Corbera: sectores de la ctra. de Batea a Nonaspe, Barranco de las Canotas, Bagarrella) se han obtenido los siguientes resultados:

Del resultado del estudio en cuatro muestras que contenían palinomorfos en el perfil de Fraga W (2, 3, 4 y 5) se ha obtenido la siguiente relación de taxones:

Polypodiaceae

Cyatheaceae

Esporas trilete con escultura psilada

Inaperturopollenites sp.

Pinus tipo diploxylon

Rosaceae

Ceratonia cf. siliqua

Cistus sp.

Tilia sp.

Linum cf. sufruticosum

Cf. Acer

Rhamnus tipo

Umbelliferae

Alnus

Betula

Quercus

Myrica

Engelhardtia

Salix

Populus

Moraceae

Chenopodiaceae-Amaranthaceae

Ericaceae

Cf. Sapotaceae

Labiatae

Rubiaceae

Compositae

Gramineae

Palmae

Typha

Dentro de esta relación destaca la ausencia de elementos megatermos (excepción hecha de las Sapotaceae) apareciendo dominada la asociación por elementos característicos de un clima análogo al característico de nuestras latitudes. La presencia de Myrica y Engelhardtia denotarían sin embargo una temperatura media algo superior a la hoy dominante. La presencia de esporas, Typha y otros elementos característicos de ambientes húmedos o con el nivel freático alto (Populus, Salix, Alnus) denotan la existencia de biotopos palustres o lacustres marginales. El resto de formas (vegetación herbácea y arbórea leñosa) corresponderían a zonas abiertas en las que existirían agrupaciones boscosas dispersas. Es difícil precisar el grado de proximidad espacial entre las diversas asociaciones.

Se ha reconocido por otra parte la presencia de las siguientes especies de carófitas:

Lamprothamnium priscum CASTEL & GRAMBASTLamprothamnium sp.Sphaerochara ulmensis (STRAUB) GRAMBASTNitellopsis (Tectochara) meriani (L & N GRAMBAST) GRAMB. & SOULIE-MARSCHÉStephanochara ungeri FEIST-CASTELSt. Ungeri-berdotensisHornichara lagenalis (STRAUB) HUANG & XUChara microcera GRAMBAST & PAULChara notata GRAMBAST & PAUL

La especie más extendida es sin lugar a dudas N. (T.) meriani, la cual aparece frecuente y abundantemente representada. Varias especies presentan una extensión vertical y cronostratigráfica muy amplia (Oligoceno-Mioceno) y algunas de ellas (Ch. microcera Sph. ulmensis, Stph. ungeri) permitirán establecer la existencia de un Oligoceno superior-Aquitaniense, sin mayor precisión. Lamprothamnium aparecería ligado a niveles depositados bajo condiciones de salinidad elevada.

Una muestra del perfil de Valdecanelles (LVV-12) y dos del de Granja d'Escarp (LGE 8 y 10) han librado denticiones de Leuciscinae, entre los que ha sido posible reconocer de modo preliminar la existencia de morfotipos diversos: "Leuciscus" cf. papyraceus (BRONN) y "Leuciscus" aff. pache-coi. ROYO.

Se ha reconocido la presencia de reptiles y mamíferos en dos perfiles (Torrente de Cinca FGR y Graga-W LFW) y diversos sectores (Barranco de las Canotas, Bagarella, Mases de Macias al NE del Montmeneu) siendo la relación de localidades y taxones la siguiente:

Torrente de Cinca 4,7 y 18  
 - Quelonia indeterminado  
 Crocodilia indet. (talla pequeña)  
Eucricetodon sp. (grupo praecursor-collatus)  
Eucricetodon nova sp. (línea dubius)  
Eomys aff. major

Fraga W-4  
Eucricetodon huerzeleri VIANEY-LIAUD  
Eomys aff. major FREUDENBERG  
Issiodoromys pseudanaema GERVAIS

Fraga W-6  
Rhodanomys nova sp.  
Peridyromys murinus (POMEL)

En la zona del Barranco de las Canotes (al N de Almatret) se reconoció además la presencia de Issiodoromys pseudanaema GERVAIS. En la Bagarrella (al Este de El Montmeneu) los niveles de la unidad han librado Theridomys aff. lembronicus BRAVARD. Dentro del mismo área (Masos de Macias) se ha reconocido la presencia de Elomeryx borbonicus (GERVAIS) especie ya conocida anteriormente en el sector, procedente de una de las explotaciones de carbón de Granja d'Escarp (VILLALTA y MOYA, com. personal) (Esquema D).

Los tramos de la unidad aflorantes en la zona del Valle del Cinca han librado esencialmente dos tipos de asociaciones paleofaunísticas. La más inferior es atribuible a la biozona local B-2, correlacionable con el nivel paleomastológico referencial de La Milloque. Esta biozona local se diferenciaría de B-1 por la presencia en ella de una nueva especie de cricétido que parece derivar directamente de Eucricetodon aff. dubius y por la ausencia de Eucricetodon huberi.

La asociación de microvertebrados superior, representa el inicio de una renovación radical de la fauna micro-mastológica reconocida en el área. Desaparecen totalmente los Eucricetodontinos (que habían alcanzado una notable diversidad de especies en B-2) y hace su aparición el género Rhodanomys que sustituye a Eomys. Por otra parte se inicia la ascensión de la familia Gliridae, que en adelante aparecerá bien representada. Todos estos hechos han llevado a establecer con esta asociación el inicio de la biozona local C. La asociación de Fraga W-6 correspondería a C-1, correlacionable con la parte más alta del nivel referencial de La Milloque o con la más baja de Coderet.

En su conjunto la unidad de Granja d'Escarp debe presentar una distribución cronológica análoga a la de la unidad de calizas de Mequinenza. En general puede afirmarse que su edad oscila desde un Oligoceno superior bajo a alto en tránsito hacia el Aquitaniense en sus tramos más superiores.

Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general

Dado su carácter transicional entre una unidad lacustre carbonatada y otras de carácter fluvial, la unidad de Granja d'Escarp presenta bien desarrollados diversos ambientes y subambientes en los que se combinan las características y rasgos de unos y otros ambientes deposicionales.

A grandes rasgos la unidad se depositó en las zonas más distales de las redes fluviales distributivas de los sistemas de Scala Dei y Matarranya Guadalope, observándose en estas zonas el desarrollo de extensas llanuras lutíticas surcadas por canales sinuosos con acreción lateral. En torno a esos canales se desarrollaron llanuras de inundación que se vieron sometidas a condiciones alternantes de encharcamiento y exposición subaérea, llegando a desarrollarse procesos evaporíticos, edafización, etc. De modo ocasional se observa la presencia de canales en los que predominaba la acreción vertical.

La proximidad de las áreas lacustres de Mequinenza, se traducía en la expansión de los ambientes subacuáticos sobre las llanuras aluviales más distales, configuradas como auténticos llanos lutíticos. Este hecho implicaba la instalación de una sedimentación carbonatada que sólo se veía alterada por los ocasionales aportes lutíticos de los sistemas fluviales. En las zonas lacustres a las que todavía llegaban con frecuencia aportes terrígenos, la sedimentación carbonatada se veía obliterada. En torno a las zonas lacustres someras, si bien con menor frecuencia que en la unidad de calizas de Mequinenza, se daban zonas pantanosas en las que se desarrollaban espesores a veces considerables de turba.

En su conjunto, la unidad aparece claramente configurada como un amplio y variado mosaico de ambientes, estrechamente relacionados entre sí y cuya distribución se veía sometida a frecuentes redistribuciones.

f) Unidad de las lutitas de La Cuesta de Fraga (19)Denominación y antecedentes

Se propone incluir bajo la denominación de unidad de lutitas de La Cuesta de Fraga un conjunto de tramos predominantemente lutíticos que intercalan con frecuencia variable niveles lenticulares de arenitas y calizas de extensión lateral por lo general amplia. De manera subordinada se observa la presencia de niveles de yeso nodular alabastrino.

Este conjunto de materiales son claramente superiores a las unidades de Mequinenza y Granja d'Escarp y presentan una transición lateral-vertical con respecto a las facies más distales de la formación Caspe. Su techo aparece recubierto de manera transicional por la unidad de las calizas de Torrente de Cinca. Es posible que lateralmente esté también relacionada, hacia el Norte, con la formación Sariñena, si bien este tránsito debe realizarse fundamentalmente en el subsuelo.

QUIRANTES (1969, 1978) parece incluir estos materiales (figura 30 corte 29, figura 25 corte 25, pg. 58, 1978) dentro de la Formación Mequinenza, debido a la amplitud del criterio utilizado para definir esta unidad. La separación de estos materiales como una unidad independiente nos parece lo suficientemente justificada dadas las diferencias litológicas y sedimentológicas que presenta con respecto a las restantes unidades. Por otra parte el desarrollo de esta unidad no guarda ninguna relación estrecha con la unidad típicamente carbonatada aflorante en el área de Mequinenza. Antes al contrario, parece corresponder a un episodio bien diferenciable, dentro de la historia de este sector de la cuenca, con respecto a las unidades infrayacentes.

### Descripción

Los materiales de esta unidad afloran de modo extensivo a lo largo del Valle del Cinca, entre Ballobar y Mequinenza. Al norte del Ebro forman una estrecha franja por debajo de las calizas de Torrente de Cinca y enlaza lateralmente con la formación Caspe. Similar relación se observa al sur del Ebro, donde la unidad sigue recubriendo las unidades de Mequinenza y Granja d'Escarp. Al este de la confluencia del Segre con el Ebro, aparece un reducido isleo, en el relieve culminante más alto del sector (El Montmeneu) (Esquema C).

La mayor parte de los tramos que componen esta unidad aparecen constituídos por lutitas. Estas son predominantemente masivas, si bien en ocasiones muestran laminación paralela o una fina estratificación. Son, según los sectores, predominantemente rojas o rojo anaranjadas o bien grises, ocre y versicolores. Contienen en algunos casos niveles de nódulos de yeso alabastrino y ocasionalmente, los niveles moteados, muestran nódulos carbonatados.

Las arenitas se caracterizan por sus colores predominantemente grises y verdigrisáceos que pasan a ocre por alteración. Se trata de litarenitas calcáreas o areniscas líticas, ricas a veces en micas, de grano medio a muy fino. Aparecen cementadas por calcita y a veces yeso. Integran niveles de geometría variable pudiendo diferenciarse a grandes rasgos:

- a) Niveles centimétricos a milimétricos de amplia extensión lateral, intensamente bioturbados por lo general y que, en caso contrario, muestran estructuras de corriente de flujo bajo a moderado (laminación paralela, ripples)
- b) Niveles lenticulares de potencia métrica, de base profundamente excavada y con alas de expansión bien desarrolladas. Estos niveles son masivos o muestran estructuras de corriente indicadoras de un flujo de

corriente medio. Su entidad y potencia aumenta hacia los sectores meridionales, en los que la unidad aparece relacionada con la formación Caspe. En esos sectores los niveles son multiepisódicos, en contraste con los predominantemente monoepisódicos observados más al norte.

- c) Niveles lenticulares de potencia nunca superior a dos metros, con cicatrices lutíticas indicadoras claramente de procesos de acreción lateral. Estos materiales suelen presentar un aspecto masivo, intensamente bioturbado y no se reconoce en ellos la presencia de estructuras de corriente.

Los materiales carbonatados son en su mayor parte niveles de calizas con un porcentaje variable de fracción terrígena (1 a 40 %) y dolomías y calizas dolomíticas, asociadas en general al desarrollo de evaporitas. Las calizas son semejantes a las observables en unidades vecinas (Mequinenza, Torrente de Cinca, Cardiel...). Presentan un aspecto masivo o bien laminado; corrientemente aparecen bioturbadas y a menudo afectadas por brechificación y fisuración; se ha reconocido la presencia de niveles intraclásticos. Las coloraciones dominantes son pardas y beige, siendo frecuentes los tonos grises y negros. En este último caso los niveles calcáreos contienen gran cantidad de restos de gasterópodos límnicos, que junto a carófitas y ostrácodos, constituyen los organismos más fácilmente reconocibles. Los niveles dolomíticos, procedentes de la diagénesis de sedimentos carbonatados preexistentes, suelen ser de color blanco, de aspecto cretoso y pueden contener yeso nodular alabastrino, procedente de la hidratación de anhidrita nodular temprana.

De manera totalmente subordinada, aparecen en algunos sectores (Velilla de Cinca) niveles poco potentes de lignito, que si bien no son frecuentes, confieren a las sucesiones que los contienen un carácter diferenciado respecto a las restantes.

La unidad presenta dos tipos bien diferenciables de sucesiones, dentro de la característica común del claro predominio de las lutitas.

- 1) Este tipo de sucesión (perfiles de Fraga W, ms.180-260; Mequinenza LM, ms. 180-240; El Montmeneu LMO, ms. 160-240...) se caracteriza por un neto predominio de niveles lutíticos rojos, que intercalan esporádicamente niveles lenticulares de arenitas de potencia métrica y capas poco potentes de yeso nodular. Los materiales lutíticos grises y abigarrados aparecen claramente subordinados y por lo general en relación con los tramos y niveles de calizas y dolomías, que son poco frecuentes y subordinados en el conjunto de la sucesión.
- 2) Este tipo de sucesión (perfiles de Velilla de Cinca, ms. 0-70; Ballobar, ms. 0-60) se caracteriza por un neto predominio de los niveles lutíticos de colores abigarrados grises y ocres. Las intercalaciones de rocas carbonatadas son mucho más frecuentes y no se ha reconocido la presencia de dolomías. De manera distintiva, aparecen intercalados en estas sucesiones niveles milimétricos a dedimétricos de lignito.

#### Geometría y relaciones estratigráficas

Los afloramientos de esta unidad se extienden a lo largo del Valle del Cinca, recubriendo los materiales de las unidades de Mequinenza y Granja d'Escarp pasando lateralmente hacia el norte y el sur a las unidades fluviales de Sariñena y Caspe, respectivamente. Los datos de subsuelo (sondeos de Bujaraloz I, Candanos I, Ballobar I y Fraga I) indican claramente que el desarrollo de esta unidad terrígena fué prácticamente simultáneo, con ciertas variaciones a lo largo y ancho del sector SE de la cuenca del Ebro. No se observan variaciones de potencia muy aparentes y que no puedan ser debidas en esencia a la existencia de cambios laterales en las zonas de tránsito hacia las unidades superiores e inferiores (Esquemas C, C' y E).

Así pues esta unidad se configura como un litosoma predominantemente lutítico de amplia extensión lateral y genéticamente relacionado con los aportes de los sistemas fluviales de procedencia pirenaica e ibérica. La posibilidad de existencia de aportes de origen catalánide es indemostrable y debió ser prácticamente nula.

#### Contenido paleobiológico y edad:

Como resultado de los muestreos realizados en los materiales de esta unidad en diversos perfiles (Ballobar, Vellilla de Cinca, Fraga W, Torrente de Cinca, Mequinenza, El Montmeneu) se han obtenido los siguientes resultados:

Los restos de palinomorfos recogidos, sólo permiten señalar la presencia de Pinus, reconocido por algunos granos de polen en mal estado de preservación. (Perfil de Ballobar, muestras 10 y 12).

Se ha reconocido la presencia de las siguientes especies de carófitas:

Sphaerochara ulmensis (STRAUB) GRAMBAST  
Nitellopsis (Tectochara) meriani (L & N GRAMBAST) GRAMB. & SOULIE-MARSCHE  
Stephanochara ungeri FEIST-CASTEL  
Stephanochara berdotensis FEIST  
Chara microcera GRAMBAST & PAUL  
Chara notata GRAMBAST & PAUL

De entre todas estas especies sólo una permitiría establecer una acotación aproximada de la edad de estos tramos: St. berdotensis es una especie conocida hasta la fecha en el Aquitaniense superior de la cuenca de Aquitania. Sin embargo, dentro del contexto de la cuenca, su distribución parece iniciarse ya en el Aquitaniense más inferior (cfr. apartado de zonación mediante carófitas).

En un buen número de muestras han sido reconocidos restos dentarios de Leuciscinae entre los que puede reconocer-

se la presencia de "Leuciscus" cf. pachecoi ROYO. En otras se han reconocido restos dentarios de cocodrilos de talla pequeña.

Dentro de esta unidad, en tramos estratigráficamente correlacionables entre sí de manera aproximada ha sido posible descubrir tres localidades que han librado micromamíferos fósiles:

Fraga W-7

Miodyromys nova sp.

Velilla de Cinca-5

Peridyromys murinus (POMEL)

Miodyromys nova sp.

Ballobar-12

Rhodanomys nova sp.

Miodyromys nova sp.

En su conjunto estas localidades y los tramos que las contienen pueden ser atribuidas a la biozona local C-2, caracterizada por la aparición del Gliridae Miocyromys. Esta biozona sería correlacionable con el nivel mastológico de Coderet (FAHLBUSCH, 1976).

En conjunto, la unidad de las Lutitas de La Cuesta de Fraga, serían atribuibles a un Oligoceno superior ya muy alto, en tránsito hacia el Aquitaniense, al cual acaso pudieran corresponder sus niveles más altos.

#### Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general

El grueso de la unidad, al igual que otras similares reconocibles en el área, fué depositado en llanuras lutíticas desarrolladas en las zonas distales de los sistemas aluviales cuyas zonas proximales se emplazaban en los márgenes de la cuenca (sistemas Matarranya-Guadalope y sistema fluvial de procedencia pirenaica "molasa de Sariñena", RIBA y

REGUANT, 1981).

Dentro de este contexto, las llanuras lutíticas podían verse sometidas a condiciones predominantemente subaéreas o bien desarrollarse en ellas con frecuencia láminas superficiales de agua. Uno y otro tipo de condiciones, dieron lugar a los dos tipos de sucesiones reconocidos. Se asiste así a la configuración de "mud flats" terrígenos, terrígenos y evaporíticos y carbonatados evaporíticos, estos últimos desarrollados a partir de la retracción o desecación de lagos carbonatados someros. Por otra parte, sería frecuente la existencia en ciertos sectores de llanuras lutíticas encharcadas en las que las malas condiciones de drenaje favorecieran el desarrollo de suelos hidromorfos (pseudogleys) y en última instancia la formación frecuente de lagos carbonatados someros y de carácter semipermanente. Dentro de estos sectores sería posible la formación de niveles de carbón de entidad reducida.

g) Unidad de Calizas de Torrente de Cinca (20)

Denominación y antecedentes

Se propone incluir bajo la denominación de unidad de calizas de Torrente de Cinca un conjunto de materiales que constituyen sucesiones predominantemente carbonatadas o bien con intercalaciones lutíticas en proporciones aproximadamente equivalentes. Estos materiales son superiores a la unidad de lutitas de La Cuesta de Fraga y aparecen recubiertos por los tramos basales de la unidad de lutitas y calizas de Llano de Cardiel.

QUIRANTES (1969, 1978) incluye los tramos de esta unidad en otras dos que, en su esquema litoestratigráfico, aparecen claramente relacionadas. La parte inferior de nuestra unidad es incluida por él dentro de la parte superior de la

formación Mequinenza. La parte superior configuraría el nivel calcáreo de Cardiel, que para QUIRANTES (1978) constituye la base de una unidad de ámbito mayor incluíble dentro del miembro Bujaraloz de la formación Alcubierre.

Tanto por sus características litológicas y sedimentológicas, como por su relación con los materiales superiores e inferiores, consideramos que la cornisa carbonatada que se extiende a lo largo de la margen derecha del Valle del Cinca y es observable en ambas márgenes del Ebro al W de Mequinenza, constituye una unidad con entidad propia y bien diferenciada, para la cual proponemos la denominación informal de Calizas de Torrente de Cinca (Esquemas C, C' y E).

#### Descripción:

La unidad muestra algunas variaciones en el porcentaje relativo de materiales terrígenos, el cual tiende a incrementarse hacia el Norte y Oeste, partiendo de un depocentro situado en el área de Mequinenza, en el que la unidad es con toda claridad predominantemente carbonatada.

Los materiales carbonatados, dominantes, son casi esencialmente calizas micríticas y bioclásticas, masivas o laminadas con una componente terrígena variable y oscilante en general entre 1 y un 15%. Estos materiales contienen una gran cantidad de organismos límnicos (carófitas, ostrácodos, gasterópodos) y presentan predominantemente coloraciones pardas, beige y blanquecinas; no faltan niveles de colores grises y negruzcos, con elevado contenido de materia orgánica y gran cantidad de restos de gasterópodos. Numerosos horizontes presentan localmente indicios de la existencia de evaporitas intersticiales (moldes, oquerosidad), algunas de las cuales aparecen transformadas en nódulos de sílex. Ciertos niveles aparecen afectados por una intensa bioturbación verticalizada, asociada a fisuración y brechificación. Igualmente se reconoce la presencia de niveles dolomíticos (calizas dolomíticas y dolomías)

por lo general asociados a las evaporitas.

Los materiales lutíticos, frecuentes en algunas sucesiones, presentan características variables, pero son en todo análogos a los materiales de la unidad de lutitas de la Cuesta de Fraga. Se trata pues de materiales predominantemente masivos, que muestran en ocasiones laminación o una fina estratificación. Dominan los colores apagados y abigarrados grises, rojizos y amarillentos, si bien no son infrecuentes los niveles de color rojo, que pueden contener yeso fibroso diagenético, o bien yeso nodular alabastrino. No son infrecuentes los niveles de lutitas abigarrados con nódulos de carbonatos.

Los materiales areníticos se caracterizan por ser de grano medio a muy fino. Presentan coloraciones verde-grisáceas y ocres por alteración. Sus características geométricas son análogas a las ya descritas en la unidad de la Cuesta de Fraga (ver descripción en unidad anterior). Por lo general se trata de niveles de escasa entidad y con poca tendencia a desarrollar bases muy excavadas. Dominan los cuerpos monoepisódicos de potencia decimétrica, laxamente lenticulares, y los niveles de potencia centimétrica y amplia extensión lateral. En ambos casos suelen aparecer intenseamente bioturbados, mostrando en caso contrario estructuras de corriente de flujo medio y bajo.

De forma totalmente subordinada, han sido reconocidos, intercalados en los tramos predominantemente carbonatados de la unidad, niveles milimétricos a centimétricos de lignitos. Igualmente de manera poco frecuente en el sector del Valle del Cinca, se ha reconocido la presencia de evaporitas nodulares intersticiales. La frecuencia con que éstas pueden aparecer es variable. Más hacia el oeste (Val de Liberola, al oeste de Mequinenza) se encuentran niveles de yeso asociados a capas dolomíticas.

Debido a los cambios laterales que se producen dentro de la unidad pueden diferenciarse dos tipos básicos de su-

cesiones:

- 1) El primero de ellos (perfiles de Mequinenza, ms. 245-230; Sondeo -4 ms. 0 a -80; Torrente de Cinca, ms. 240-320; Fraga " ms. 260-320) está constituido predominantemente por niveles carbonatados que intercalan niveles poco potentes de lutitas y lignito. Así mismo pueden mostrar con frecuencia niveles con nódulos de sílex.
- 2) El segundo tipo de sucesión aparece bien desarrollado en las áreas de tránsito de la unidad predominantemente carbonatada hacia otras terrígenas. (perfiles de Velilla de Cinca, m. 80-160; Ballobar, ms. 60-160). Aparece constituido por una alternancia de potentes tramos lutíticos y carbonatados de características análogas a las observables en las sucesiones del primer tipo, si bien son mucho más frecuentes los niveles de lutitas de colores variegados y rojos.

El primer tipo de sucesión aparece bien desarrollada en un sector centrado entre Mequinenza y Candasnos. El segundo tipo es observable al norte del mencionado sector en Velilla de Cinca y Ballobar, y hacia el sur en los situados al sur del Ebro (Barranco del Gallo, Val de Musot y sector de Alto de las Carrascas, Esmolinas y Vesecrí).

#### Geometría y relaciones estratigráficas

Esta unidad aparece bien desarrollada a lo largo de los escarpes de la margen derecha de los ríos Cinca y Segre, prolongándose luego hacia el oeste por el Valle del Ebro, hasta desaparecer lateralmente por cambio de facies, incrementando su contenido en materiales terrígenos y evaporíticos. Aparece recubriendo la formación Caspe y las lutitas de la Cuesta de Fraga, con las que de manera leve parece presentar una cierta transición lateral en el sector de lutitas y calizas de Llano de Cardiel a la cual gradaría lateralmente hacia el norte. En el subsuelo, la uni-

dad pasa lateralmente a los tramos lutíticos areníticos de la formación Sariñena, en tanto que hacia el sur debería indentarse con facies fluviales de las cuales la erosión no ha dejado registro (Fm. Caspe?).

La potencia de la unidad se mantiene constante a lo largo del sector en la que ha sido reconocida en superficie (entre 80 y 100 m). Su composición litológica es así mismo bastante constante, si bien desde el sector de Mequinenza (donde la unidad es masivamente carbonatada) hasta los sectores situados al norte de Ballobar, la unidad va incrementando su contenido en tramos lutíticos, que se hacen más potentes hacia el Norte. Idéntico proceso tiene lugar hacia el oeste y sur, y probablemente otro tanto sucedía hacia el este, si bien no ha quedado registro de ello. Si se consideran por otra parte los datos de los sondeos (Ballobar I, Fraga I, Candasnos I, S-4 de Adaro) es posible advertir que sobre una extensa área centrada en el sector de Mequinenza-Candasnos, se extienden los materiales de la unidad, que presentan unas características definidas que les hacen fácilmente reconocibles en subsuperficie. En conjunto, pues, la unidad se configura como un litosoma predominantemente carbonatado, con su depocentro situado en el área de Mequinenza-Candasnos y que a partir del mismo, en todas las direcciones, experimenta un gradual incremento de tramos lutíticos. Este incremento de terrígenos se realiza a partir de una estrecha interdigitación, que sigue pautas reconocibles en los escarpes que se extienden desde Mequinenza a Ballobar, pasando por Torrente de Cinca y Velilla de Cinca.

#### Contenido paleobiológico y edad

Como resultado de los muestreos realizados en los materiales de esta unidad (perfiles de Ballobar, Velilla de Cinca, Fraga y Torrente de Cinca) se han podido obtener los siguientes datos:

Los restos de polen fósil recogidos sólo permiten indicar la presencia de Pinus sp. en mal estado de preservación.

Han sido reconocidos los siguientes taxones de carófitas:

Sphaerochara sp.

Nitellopsis (Tectochara) meriani (L & N GRAMBAST) GRAMB. & SOULIE-MARSCHE

Stephanochara ungeri-berdotensis

Stephanochara berdotensis FEIST

Chara microcera GRAMBAST & PAUL

Chara notata GRAMBAST & PAUL

El conjunto de esta asociación de especies sería atribuible, dada la presencia de St. berdotensis. El resto de las especies (excepción hecha de Ch. microcera, que se distribuye desde el Oligoceno al Aquitaniense) presenta una dispersión vertical muy amplia.

Los restos de peces reconocidos en la unidad permiten tan solo precisar la presencia de Leuciscinae con una forma indeterminada: Leuciscus sp.

De modo disperso, se ha reconocido la presencia de restos óseos y dentarios de cocodrilos de pequeña talla.

Hasta el momento, dentro de los tramos de la unidad se han reconocido tres localidades con micromamíferos que han librado las siguientes especies:

Fraga W-11

Rhodanomys nova sp.

Miodyromys nova sp.

Ballobar-21

Miodyromys nova sp.

Torrente de Cinca-68

Rhodanomys schlosseri DEPERET & DOUXAMI

Peridyromys murinus (POMEL)

Miodyromys nova sp.

A la vista de las especies presentes, y por su posición estratigráfica relativa, los yacimientos de Fraga W -11, y Ballobar 21, quedarían incluidos dentro de la biozona local C-2, caracterizada por la asociación de Rhodanomys nova sp. con Miodyromys nova sp. Torrente de Cinca 68 correspondería, dada la presencia de Rh. schlosseri schlosseri a la biozona local C3, de separación por el momento provisional respecto a la anterior.

La biozona local C-2 es correlacionable de manera aproximada con el nivel referencial local de Coderet, en tanto que la C-3, sería correlacionable con el nivel referencial de Paulhiac (MN-1 de MEIN, 1974). Teniendo en cuenta este hecho, la parte más inferior de la unidad de las calizas de Torrente de Cinca sería atribuible al Oligoceno más superior, en tanto que los niveles medios y superiores corresponderían ya netamente al Aquitaniense.

#### Interpretación paleoambiental y significado de la unidad dentro del contexto general

Las sucesiones predominantemente carbonatadas de esta unidad fueron depositadas en áreas lacustres de escasa profundidad, en las cuales se desarrollaba una intensa sedimentación carbonatada. En las zonas marginales o en caso de un descenso del nivel del agua, sería posible la formación de tuberías de poca importancia. Los escasos aportes terrígenos, darían origen a niveles lutíticos de poca potencia y por lo general quedarían diluïdos dentro del sedimento carbonatado generado en los lagos. Por otra parte, la presencia relativamente frecuente de indicios de evaporitas intersticiales indican que las áreas lacustres podrían estar asociadas a cinturones evaporíticos marginales,

desarrollados por desecación total o parcial de las láminas superficiales de agua.

Hacia sectores marginales de las áreas lacustres, se producía la transición de éstas hacia zonas de llanura lutítica. En estas áreas de transición en las que los aportes terrígenos alcanzaban una importancia apreciable, se producía el desplazamiento u obliteración de la sedimentación carbonatada. Los materiales terrígenos muestran indicios de desecación y humidificación alternantes, propios de zonas palustres o lacustres marginales.

Dentro del contexto general del sureste de la cuenca del Ebro, la unidad de calizas de Torrente de Cinca significa la reimplantación temporal, sobre una extensa zona de Los Monegros (ver esquema I - D) de un régimen de sedimentación carbonatada lacustre, que había sido totalmente desplazado del área durante la sedimentación de la unidad de lutitas de la Cuesta de Fraga. Las causas de esta retracción y posterior nueva instalación pueden ser variadas, si bien es probable que los procesos condicionantes fueran de tipo alocíclico.

#### h) Unidad de lutitas y calizas de Llano de Cardiel (21)

##### Denominación y antecedentes

Se propone incluir bajo la denominación de unidad de lutitas y calizas de Llano de Cardiel un conjunto de sucesiones predominantemente lutíticas que intercalan con frecuencia variable niveles lenticulares de arenitas y otros de mayor continuidad lateral de calizas. Subordinadamente aparecen niveles de yeso nodular alabastrino, que en ciertos sectores puede formar niveles de alguna entidad, y capas muy poco potentes de lignito.

Este conjunto de materiales son esencialmente superiores a la unidad de las calizas de Torrente de Cinca, si bien pueden gradar lateralmente a ellas de manera parcial, en sectores situados al NNW de Ballobar. El techo de la unidad aparecería recubierto por las unidades de Bujaraloz y, fuera del área mostrada en el esquema geológico, Sígena (Mb. Bujaraloz).

Dentro de esta unidad incluimos toda una serie de materiales que QUIRANTES (1969, 1978) consideró como pertenecientes a otras unidades (formación Caspe, Miembro los Arcos de Formación Mequinenza y unidades de Cardiel y Peñalba, contenidas en el miembro Bujaraloz de la Formación Alcubierre). A nuestro juicio los materiales aquí agrupados constituyen de por sí una unidad diferenciable, si bien hay que tener presente las estrechas relaciones que pueden guardar con algunas de las unidades indicadas (en especial con la formación Caspe).

### Descripción

Los materiales de esta unidad afloran a lo largo de una extensa franja situada en la margen derecha del Cinca, coronando los escarpes de la unidad de calizas de Torrente de Cinca. Desde este área, se extienden hacia el oeste alcanzando el sector de La Zaida y Sástago, si bien manteniéndose siempre en la margen norte del Valle del Ebro, excepción hecha del sector al sur de Mequinenza (Fustigueras). No ha sido establecida aquí la extensión de la unidad hacia zonas más occidentales (Esquemas C y C').

Las características de los materiales reconocidos en esta unidad son totalmente similares a las indicadas para la unidad de lutitas de la Cuesta de Fraga, teniendo de hecho, con algunas variantes, un significado muy análogo.

Las lutitas son predominantemente rojas, masivas o finamente estratificadas, pudiendo contener nódulos de evaporitas que pueden alcanzar un gran tamaño (hasta medio me-

tro). De manera subordinada aparecen niveles de colores apagados (verdes o grises) o abigarrados.

Las arenitas son de colores predominantemente apagados (verde grisáceo) pasando a adoptar colores ocres por alteración. Son areniscas líticas, micáceas, que constituyen niveles lenticulares laxos, o bien de extensión lateral amplia.

Los materiales carbonatados son análogos a los descritos en unidades anteriores, dominando las calizas masivas de colores pardos y beige, así como los niveles de colores gris muy oscuro, cargados de gasterópodos límnicos. Son así mismo frecuentes los niveles con evaporitas intersticiales, desarrolladas en forma de nódulos.

Sólo de manera muy ocasional (sector del Barranco del Campillo, al NE de Candanos) se han observado niveles de hasta 10 cms. de lignito, los cuales aparecen asociados a niveles lutíticos grises.

De manera general, todas las sucesiones de la unidad son relativamente homogéneas, mostrándose como tramos predominantemente lutíticos en los que se intercalan niveles de carbonatos que ocasionalmente alcanzan cierta entidad. QUIRANTES (1969), indica sin embargo que hacia los sectores occidentales situados al norte del Ebro, existe una mayor profusión de niveles evaporíticos.

#### Geometría y relaciones estratigráficas

Esta unidad recubre las calizas de Torrente de Cinca, de las cuales grada de manera transicional, por un incremento gradual de materiales terrígenos lutíticos. Superiormente aparece recubierta por la unidad de Bujaraloz y en la zona de La Zaida y Sástago, se relaciona lateralmente con la unidad de lutitas y calizas de Escatrón (Esquemas C y C'). Al norte del Ebro, la unidad recubre la formación Caspe, al desaparecer lateralmente la unidad de Torrente de Cinca (QUIRANTES, 1969, 1978).

### Contenido paleobiológico y edad

El muestreo en esta unidad ha sido poco intensivo, por lo cual el registro obtenido en torno a su contenido paleobiológico no es todavía completo.

Los restos de polen fósil reconocidos en el sector de El Campillo sólo permiten indicar la presencia de Pinus sp. en mal estado de conservación y restos de Angiospermas indeterminables.

Sólo ha sido reconocida una especie de carófito (Chara microcera), cuya dispersión abarcaría desde el Stampienense al Aquitaniense.

Se desconoce por el momento la existencia de yacimientos de vertebrados, si bien se han encontrado abundantes indicios de esquirlas de huesos de micromamíferos (Barranco de El Campillo). Los lavados han resultado infructuosos hasta el momento.

Dada su relación con las unidades inferiores, la edad de la que nos ocupa sería en su base Aquitaniense inferior.

### Interpretación paleoambiental y significado de la unidad en el contexto general

Tal como se ha indicado el significado e interpretación de esta unidad son totalmente análogos a los de la unidad de lutitas de La Cuesta de Fraga. La mayor parte de la unidad se formó en llanuras lutíticas subaéreas en las que sectorialmente se desarrollaban procesos evaporíticos (en especial en los sectores occidentales). Con frecuencia variable según los sectores, se producía la implantación de lagunas someras en las que se desarrollaba sedimentación carbonatada y que podían evolucionar por desecación total o parcial a playas carbonatadas.

El conjunto de la unidad se configuraría como el resultado de la sedimentación terrígena fina que se habría desarrollado en las áreas distales de los sistemas aluviales de procedencia ibérica (Guadalopec-Matarranya y /?/ Alcorisa-Híjar) y pirenaica ("molasa de Sariñena", RIBA y REGUANT, 1981).

i) Unidad de Bujaraloz

Descripción y relaciones estratigráficas

Esta unidad, dentro de la zona indicada en el esquema geológico, coincide totalmente con la unidad de igual denominación integrada por QUIRANTES (1978) dentro del Miembro Bujaraloz de la Formación Alcubierre.

Para el autor, la unidad está lateralmente relacionada con el nivel de Sígena, por él integrado dentro del Miembro Castejón. La unidad descansa sobre el techo de las lutitas y calizas del Llano de Cardiel y aparece lateral y verticalmente relacionada con la unidad de las lutitas y yesos de Retuerta, de la Formación yesos de Zaragoza (Esquemas C, C' y E).

QUIRANTES (1978) diferencia tres grandes tramos, que presentan algunas variaciones litológicas según los sectores. El más inferior (calizas de Bujaraloz) pasaría lateralmente a las calizas de Peñalba y aparecería constituido por tramos predominantemente lutíticos, carbonatados masivos y lutítico carbonatados. En los tramos lutíticos aparecerían con mucha frecuencia niveles de yeso alabastrino nodular. El tramo medio aparecería integrado por una alternancia repetida de lutitas carbonatadas con yeso nodular y calizas finamente estratificadas. Coronando la sucesión estaría un tramo de lutitas carbonatadas de color blanquecino, con intercalaciones de carbonatos y yesos.

Este tramo superior pasaría lateralmente a las calizas de Sigena, del Miembro Castejón (Fm. Alcubierre).

#### Contenido paleobiológico y edad

No se conoce ningún dato en torno al contenido paleobiológico de la unidad. Se ha reconocido la presencia de organismos límnicos.

La edad de la unidad, dada su relación con las más inferiores, debe ser Aquitaniense.

#### Interpretación paleoambiental y significación de la unidad dentro del contexto general

La unidad de Bujaraloz, se configura en cierto modo como transicional entre las unidades predominantemente terrígenas y carbonatadas de los sectores orientales de la cuenca del Ebro y aquellas más claramente evaporíticas, reconocibles en los sectores occidentales (Fm. Zaragoza, QUIRANTES, 1969, 1978).

Así pues, el conjunto de los materiales de la unidad, fueron depositados en zonas de llanuras lutíticas muy frecuentemente sometidas a condiciones de bombeo evaporítico que dieron lugar a la formación de yesos nodulares alabastros (a partir de la hidratación de anhidritas). La formación de áreas lacustres carbonatadas, posteriormente sometidas a desecación y bombeo evaporítico sería otra pauta evolutiva frecuente dentro del contexto ambiental indicado.

Dentro del contexto general de la cuenca, la unidad de Bujaraloz representaría un tipo de contexto ambiental desarrollado en las zonas distales de los sistemas aluviales diferentes de los que aquí serán objeto de atención. Estas diferencias vendrían condicionadas en esencia por factores de tipo físico, que motivarían una ulterior diferenciación del contexto ambiental en otros aspectos (químico en especial).

j) Interpretación general y significación del Sistema de Los Monegros

Buena parte de los datos integrables dentro de este apartado han sido ya expuestos a modo de justificación en la introducción: Por ello aquí sólo se hará referencia a ellos de una manera sucinta.

El sistema de Los Monegros es interpretable como el resultado de la sedimentación desarrollada en un mosaico de ambientes deposicionales establecido en las áreas distales de los sistemas aluviales de procedencia ibérica, catalánide y pirenaica, bien entendido que la influencia de cada sistema fué ejercida de una manera escalonada en el tiempo. Aparte de este escalonamiento temporal, la evolución de los sistemas aluviales, implicaba muy probablemente fases expansivas y retractivas, o bien simplemente desplazamientos de las áreas activas de sedimentación terrígena. Estos hechos, controlados tanto por factores autocíclicos como alocíclicos, implicaron el establecimiento de un complejo sistema de inter-relación entre las áreas de sedimentación terrígena y aquellas en las que las condiciones fisiográficas (zonas más deprimidas) habían favorecido la implantación de lagos someros.

Toda la historia del sistema sería resumible en estos hechos, es decir la constante inter-relación entre los depósitos de los diversos tipos de llanuras lutíticas distales y las áreas lacustre-palustres a ellas estrechamente asociadas. A lo largo de la historia del sistema, es posible advertir sin embargo ciertas fases de predominio y desarrollo expansivo (siquiera local) de los ambientes lacustres. Otras en cambio, permiten apreciar claramente una retracción generalizada (a nivel del área considerada, al menos) de las zonas lacustres en favor de una expansión de las llanuras lutíticas. De hecho el control de este tipo de procesos solo podría realizarse con toda fiabilidad en las zonas de depocentro carbonatado, en las que las me-

gasecuencias observables registrarían los procesos indicados. De este modo, puede advertirse que a una fase inicial de sedimentación terrígena generalizada, sucedería otra en la que las condiciones permiten la implantación de varios depocentros carbonatados (Candasnos, Mequinenza, Almatret, Ermita del Berrús) los cuales aparecen fuertemente interrelacionados con las llanuras lutíticas de los sistemas aluviales (Unidades de Mequinenza y Granja d'Escarp). Esta fase de relativa estabilidad del desarrollo de la sedimentación carbonatada, se ve interrumpida por otra, relativamente breve, en la que las influencias de los aportes terrígenos llegan a obliterar el desarrollo de las áreas lacustres, carbonatadas no sólo en las zonas marginales, sino también en el mismo núcleo de los depocentros (unidad de Lutitas de la Cuesta de Fraga). La reimplantación de las áreas lacustres carbonatadas durante un lapso de tiempo también relativamente breve (unidad de Torrente de Cinca) abriría de hecho una nueva etapa de la evolución del sistema en el área, caracterizada por una alternancia repetida y frecuente del predominio de las condiciones de sedimentación en un régimen terrígeno o carbonatado, con la adición de una fuerte influencia evaporítica, en especial en los sectores más occidentales (unidades de Llano de Cardiel y Bujaraloz).

La fase de estabilidad de los depocentros carbonatados, coincidente con la formación de las unidades de Mequinenza y Granja d'Escarp, se corresponde también con la fase de máxima expansión de las áreas lacustres carbonatadas hacia sectores septentrionales y meridionales (Esq. I-B). Estas fases expansivas, debieron verse favorecidas por una retracción relativa de los cinturones de facies fluviales, controladas por diversos tipos de factores, como se ha indicado.

Así pues, la evolución del sistema de Los Monegros, desarrollada entre el Oligoceno inferior más alto y el Mioceno inferior, debe ser considerada como un registro sensible de los cambios generalizados que afectaron a la cuenca durante el lapso de tiempo indicado.

(II) B I O S T R A T I G R A F I A Y  
C R O N O S T R A T I G R A F I A

A) LAS DIVISIONES CRONOSTRATIGRAFICAS UTILIZADAS

A lo largo de la exposición de apartados anteriores, se ha hecho uso a menudo de divisiones cronostratigráficas un tanto indefinidas. Se ha aludido casi siempre a la existencia de un Oligoceno superior y otro inferior, apareciendo comprendidos dentro del primero buena parte de las unidades objeto de este trabajo. Por otra parte, en lo que hacía referencia a las unidades del Paleógeno inferior, se ha seguido la división sugerida tentativamente por CAVELIER y POMEROL (1977) en la cual las series terciarias del paleógeno aparecen divididas en nueve pisos: Daniense y Thanetiense para el Paleoceno; Ypresiense (Ilerdiense-Cuisiense), Luteciense, Bartonense y Priabonense para el Eoceno; Stampiense y un piso superior innominado ("Chattense"?) para el Oligoceno. Así pues, quedando abierta la posibilidad de buscar el nombre más adecuado para el piso superior (Chattense, Egeriense, Bromidiense, etc.), se ha preferido en muchas ocasiones hacer uso del término Oligoceno superior. Por otra parte, siempre que se haga alusión al "Chattense" será en sentido lato y teniendo en cuenta que es un término sujeto a revisión, a pesar de que muchos autores lo utilicen sin especiales matizaciones.

Tal como CAVELIER y POMEROL (1977) señalan, el esquema propuesto no deja de ser una base de discusión, en torno a la cual deben establecerse los acuerdos y modificaciones precisos (ver cuadro V). La complejidad para llegar a ellos radica de la definición de los estratotipos por los autores clásicos. Estos no la realizaron de acuerdo con los criterios que, mucho más tarde, se establecieron como precisos para su correcto establecimiento: "Exigencia de que las sucesiones fuesen marinas y presentasen extensos afloramientos, que fuesen correlacionables superior e inferiormente

con los estratotipos vecinos..."

Por otra parte, dado el carácter estrictamente continental de las series sedimentarias estudiadas, se plantea el problema inmediato de cómo correlacionar las posibles biozonas establecidas en ellas, mediante organismos no marinos, con las que sirven de base para el establecimiento de los pisos, basadas, por definición, en organismos marinos.

En los sucesivos apartados se abordarán de manera sucinta estas cuestiones, a fin de clarificar el significado de los términos cronostratigráficos aquí usados.

B) LA PROBLEMÁTICA EN TORNO A LAS UNIDADES CRONOSTRATIGRÁFICAS DEL PALEOGENO SUPERIOR Y EL TRANSITO OLIGOCENO-MIOCENO (PALEOGENO-NEOGENO)

El término Oligoceno fué creado por Beyrich a mediados del siglo pasado y para su autor agrupaba toda una serie de formaciones que él consideraba comprendidas entre el Eoceno y el Mioceno de Lyell. Como frecuentemente sucedió, con posterioridad a este tipo de definiciones, sólo una parte de las formaciones atribuídas por el autor a la serie por él definida correspondían al periodo de tiempo supuesto (POMEROL, 1973). Este hecho se tradujo con posterioridad en una serie de confusiones que no fueron por cierto exclusivas del piso que nos ocupa.

Por su parte inferior, la extensión del Oligoceno ha sido discutida con relativa frecuencia, girando este hecho en torno a la cuestión planteada sobre la significación de pisos como el Lattorfiense (basado en materiales alemanes), el Tongriense y Rupeliense (sucesiones belgas) y el Ludien- se y Sannoisiense (de la cuenca de París). Los trabajos de CAVELIER (1979) han clarificado esta cuestión, demostrando la heterocronía de la biozona de Ericsonia subdisticha, lo cual ha permitido reconocer como eocénicos superiores los materiales del Lattorfiense, Tongriense inferior y Ludien- se. Respecto al Rupeliense (utilizado en diversos trabajos de síntesis recientes (HARDENBOL y BERGGREN, 1978, por ejem- plo), para POMEROL (1973) sería prácticamente un sinónimo del Stampiense de la cuenca de París, si bien cubriría un lapso de tiempo algo menor, correspondiente al Stampiense superior.

De este modo en la actualidad la cuestión queda plan- teada en torno a establecer el límite inferior del Oligoce- no bien en la base del Stampiense en la cuenca de París (incluyendo en su base los tramos no francamente marinos del

Sannoisiense), bien en la base del Rupeliense s.l.; o bien en el techo del Priaboniense (CAVELIER y POMEROL, 1977).

En lo que hace referencia a la extensión del Oligoceno por su parte superior, el problema se complica no tan sólo por la escasa claridad existente en torno a los estratotipos del Oligoceno superior (Chattiense definido en Alemania del Norte; Egeriense, del dominio del Paratethys, etc.) sino por la discusión existente en torno a cual es la base de la primera subdivisión del Mioceno, el Aquitaniense.

Para numerosos autores (BERGGREN y VAN COUVERING, 1974; HARDENBOL y BERGGREN, 1978) la utilización del Chattiense como subdivisión correspondiente al Oligoceno superior parece fuera de cuestión. POMEROL (1973) indica que en su definición original por FUCHS (en 1894) el Chattiense era considerado como un equivalente boreal del Aquitaniense en la zona del Mar del Norte. Más tarde en Europa occidental, a partir de su introducción por HAUG en 1911, siempre fué utilizado como una subdivisión superior del Oligoceno. Para EAMES et al. (1962) la diferenciación entre Aquitaniense y Chattiense es incuestionable y recientes estudios de nannoplanton (VAN COUVERING y BERGGREN, 1977) han demostrado que el estratotipo Chattiense es Oligoceno superior. Para CAVELIER y POMEROL (1977) la cuestión permanece abierta sin embargo en cuanto hace referencia a la denominación del conjunto de las biozonas marinas del Oligoceno superior. El cuadro V reflejaría una postura conservadora en torno a cuales son esas biozonas.

Enlazando con esta última cuestión, se plantea el problema de la extensión por su parte inferior del Aquitaniense. Ya de antiguo se planteó durante mucho tiempo la disputa en torno al emplazamiento de este piso bien en el Mioceno inferior, bien en el Oligoceno superior. A partir del Congreso del Neógeno Mediterráneo de Viena (1959) se convino su clara pertenencia al "ciclo" miocénico y se aceptó el estratotipo propuesto en la cuenca de Aquitania. El principal problema radica en que el Aquitaniense estratotípico

aparece desarrollado en una secuencia transgresiva y reposa sobre una discontinuidad estratigráfica muy clara. Por decirlo de otro modo, el "ciclo transgresivo" con que se iniciaría el Mioceno, no está completo por su base en el estratotipo de la cuenca de Aquitania. Recientemente se ha propuesto completar mediante parastratotipos estudiados en el sur de Francia la "base" del ciclo (ALVINERIE et al. 1977). Con esta línea de actuación se interpreta que la definición dada de Aquitaniense por su autor MAYER EYMAR incluía todos los depósitos de la fase transgresiva. Sin embargo, parece olvidarse que una transgresión es un proceso claramente diácrono y que no puede establecerse la delimitación de un piso basándose en un datum similar.

Por todo lo anterior, la delimitación inferior del Aquitaniense, y con ella la superior del Oligoceno, permanecen sometidas a discusión. Las soluciones propuestas son variadas de acuerdo con los datos y opiniones que sustentan los diversos autores. Parece existir un consenso generalizado (aunque con matizaciones) en situar el límite del Oligoceno superior y el Mioceno inferior por encima de la base de la zona N-4 (marcada por el datum de Globigerinoides) y por debajo de la base de la zona N-5 (BERGGREN y VAN COUVERING, 1974; VAN COUVERING y BERGGREN, 1977; CAVELIER y POMEROL, 1977; BORSETTI et al. 1979; DONOSO y MOLINA, 1979; POIGNANT y PUJOL, 1979; SRNIVASAN y KENNET, 1981). El principal problema para la utilización del datum es el hecho de que aunque Globigerinoides primordius alcanza su máximo en la zona N-4, aparece incipientemente con alguna anterioridad en la base de N-3. Ello implica que la base de N-4 no sea exactamente isócrona. CAVELIER y POMEROL (1977) sugieren como alternativa colocar el límite Oligoceno-Mioceno en la base de la biozona N-1 = p-20, por encima del techo de la P-19, marcado con la extinción de Pseudohastigerina con arrollamiento planispiral. Esta última solución reduciría el Oligoceno a un solo piso (Stampiense o Rupeliense) y ampliaría el Mioceno por su base. En el Congreso del Neógeno Mediterráneo de Atenas (1979) las conclusiones finales en torno al tema no

parecen muy concluyentes, quedando la cuestión totalmente abierta, tal como se recoge en la circular nº 12 del Working Group on the Paleogene-Neogene Boundary (Enero de 1983).

Visto lo anterior, se ha preferido adoptar aquí la opinión hasta ahora aceptada de manera general, si bien teniendo en cuenta que los nuevos datos que se aporten en el futuro pueden hacer modificar sensiblemente la acepción clásica en torno el límite Oligoceno-Mioceno. Así pues, se acepta aquí la división establecida entre Aquitaniense y Oligoceno superior ("Chattiense" s.l.) a partir de la base de la biozona N-4.

C) PROBLEMATICA GENERAL DE LA BIOZONACION EN SERIES CONTI-  
NENTALES

Frecuentemente, el trabajo estratigráfico en las unidades continentales con escasa o nula relación con otras de facies marinas, se caracteriza por la dificultad que se plantea al intentar realizar en ellas una biozonación algo precisa. Por otra parte, una vez realizada ésta, el aislamiento motiva una extremada dificultad para correlacionar las escalas continentales con las standar basadas en organismos marinos.

Dentro de las sucesiones continentales los organismos susceptibles de dejar restos fosilizados pueden proceder de comunidades desarrolladas en áreas lacustres (organismos límnicos) o bien de otras que habitan en condiciones subaéreas (organismos terrestres subaéreos).

Las posibilidades de preservación de restos de organismos que habitan los ambientes límnicos es relativamente elevada, tal como lo demuestra el rico registro de estos organismos en rocas de origen lacustre (carófitas, gasterópodos, bivalvos, ostrácodos, braquiópodos entre los más fácilmente reconocibles macroscópica o mesoscópicamente). Sin embargo KAUFFMAN (1977) basándose en el carácter euritópico de la mayoría de ellos, opina que en una primera aproximación deben descartarse como propicios para establecer una biozonación. Es sin embargo este mismo autor quien afirma que bajo unas condiciones de máximo "stress" ambiental hasta los organismos euritópicos (caracterizados por grandes poblaciones, notable variación genética y fenotípica y flujo genético constante entre poblaciones) pueden evolucionar rápidamente, generando líneas de interés para la biozonación. Dada la escasez de su registro, los vertebrados subacuáticos no pueden ser normalmente utilizados en biozonación. Su propia rareza los excluye por lo general, excepción hecha de algunos casos aislados.

De manera general puede afirmarse que, a partir de los organismos límnicos y especialmente vegetales e invertebrados, es posible establecer biozonaciones. Buena parte de éstas serán cenozonas de escasa aplicación a la división biocronológica general, pero pueden ser útiles a escala local.

Uno de los principales problemas planteados al intentar establecer una biozonación con organismos terrestres subaéreos es su bajo potencial de preservación. Las condiciones predominantemente oxidantes que se dan en medio subaéreo restringen las posibilidades de fosilización a que sean acumulados en un medio reductor, evitando su destrucción.

Los organismos terrestres con mayor potencial de preservación son los vegetales, en especial gracias a su capacidad de producir grandes cantidades de esporas y polen. De modo cuantitativamente mucho menos importante otros organismos (gasterópodos, reptiles, aves, mamíferos) pueden dejar un registro fósil que sólo en algunos casos (mamíferos en el Terciario) llega a ser útil en biocronología.

La utilización de palinomorfos en el estudio de las sucesiones continentales terciarias ha experimentado un amplio desarrollo, a raíz de su uso para el establecimiento de biozonaciones en medios continentales. Dada la cantidad de individuos que pueden aparecer en cada muestra y su general continuidad en las sucesiones, los métodos palinológicos han tendido al desarrollo de biozonaciones basadas no sólo en criterios cualitativos (aparición desaparición y concurrencia de formas) sino también en los cuantitativos (porcentaje relativo de formas que componen una muestra). Este último criterio, sin embargo, debe ser manejado con prudencia. OWENS (1970) y DOYLE (1977) insisten en que los condicionamientos ecológicos y tafonómicos también influyen en la proporción relativa de las formas presentes. Así OWENS (1970) puntualiza que para poder zonar con métodos palinológicos, incluso en la situación más favorable, es preciso contar con sucesiones de referencia tomadas en distintos ambientes

deposicionales. Por su parte DOYLE (1977) recuerda que a pesar del teórico ubicuismo de las asociaciones polínicas, lo cierto es que en las facies continentales (carbonosas en especial) predominan las asociaciones polínicas de zonas bajas y pantanosas, en tanto que en las marinas lo hacen asociaciones de zonas terrestres elevadas. Estos hechos constituyen las mayores limitaciones no sólo para el establecimiento de biozonas en sucesiones continentales, sino también para su posible correlación con las escalas de biozonación marina a partir de un contenido común en asociaciones de esporomorfos.

En lo que hace referencia a la biozonación con otros organismos subaéreos, dentro del caso que nos ocupa, sólo cabe hacer aquí referencia a los mamíferos fósiles. El estudio de sus asociaciones es un valioso instrumento de correlación, ya que el grupo reúne una serie de ventajas intrínsecas tales como:

- a) Presentan una velocidad de evolución muy rápida, en especial los micromamíferos. Esta rápida tasa evolutiva es interpretada por algunos autores como motivada por una acentuada competitividad interespecífica, que incrementaría la velocidad de extinción y la de los cambios evolutivos. La velocidad de diversificación del grupo triplica la de grupos como los bivalvos (STANLEY, 1977). Estos hechos motivan una distribución geocronológica restringida de las especies.
- b) Presentan una rapidez de expansión geográfica notable. Muchos géneros de mamíferos tienen una distribución transoceánica e incluso mundial. La velocidad de sus migraciones, comparativamente al tiempo geológico son casi instantáneas.

Esta afirmación merece sin embargo ser matizada. La lejanía y la parquedad del registro fósil pueden dar lugar a interpretaciones falsas. Así VIANEY-LIAUD (1979) hace alusión a la impropiedad de considerar la denominada "Grande Coupure" de Sthelin (término que aludía a un supuesto cambio

revolucionario de las faunas de mamíferos en Europa en el tránsito Eoceno-Oligoceno como un proceso brusco y simultáneo. Este hecho invalidaría este "evento" como un criterio de delimitación entre Eoceno y Oligoceno.

A las dos ventajas enunciadas cabe oponer sin embargo tres dificultades que merecen ser consideradas:

- 1) La restricción espacial que contienen sus restos, lo cual impide realizar una extensa biozonación en sentido estricto.
- 2) La esporádica distribución de sus yacimientos.
- 3) La escasa importancia de las muestras de poblaciones específicas accesibles para su estudio.

Los puntos 2 y 3 pueden ser paliados a base de un muestreo muy intensivo en las secuencias estratigráficas apropiadas para contener restos de mamíferos (ambientes de transición, lagunas, zonas palustres, etc.) (DAAMS y FREUDENTHAL, 1981). Pero frente a la frecuentemente irresoluble dificultad de relacionar geoméricamente los yacimientos dispersos de mamíferos fósiles (dispersión todavía más acentuada si cabe en las épocas iniciales de la paleomastología) los especialistas de estos grupos han solido utilizar una serie de criterios especiales. SAVAGE (1977) los resume del siguiente modo:

- Faltando evidencias en sentido contrario (se aplica aquí un peligroso criterio negativo) los organismos que se parecen mucho entre sí, están también muy relacionados y además vivieron durante el mismo intervalo geocronológico, sin tener en cuenta cuan extensas fueron sus dispersiones.

Una de las consecuencias directas de este principio es la aplicación del concepto de "estadio evolutivo" al estudio del registro fósil. Un estadio morfológico intermedio entre dos poblaciones de mamíferos, representado por una tercera población, implica que ésta última es de una edad intermedia a las de las otras dos.

Para ELREDGE y GOULD (1977) este criterio es una influencia nefasta del gradualismo filético y las correlaciones realizadas de este modo son más presunciones apriorísticas que el producto de un cuidadoso análisis. Las discusiones que se dan por disparidad de criterio entre algunos especialistas en torno a la posición relativa en el tiempo de algunas poblaciones de micromamíferos de localidades no relacionables espacialmente, parecen dar la razón a esos autores (compárese MEIN, 1974 con AGUILAR, 1979).

Sea como fuere, la práctica totalidad de las biozonaciones de detalle actualmente vigentes en Europa, se han realizado siguiendo estos criterios de manera total o parcial. A este respecto, cabe diferenciar dos grandes líneas de investigación claramente diferenciadas metodológicamente:

- 1) La línea de investigación iniciada por THALER (1962, 1966) matizada por los grupos de trabajos de MONTPELLIER, LYON y otras universidades europeas. Esta línea tiende a la definición de niveles de referencia (niveaux repère), realizada siguiendo un criterio casi estrictamente biocronológico (FRANZEN, 1968; HARTENBERGER 1969; VIANEY-LIAUD, 1979).
- 2) La línea seguida por las universidades de LEIDEN y UTRECH, consistente en realizar el estudio de asociaciones fósiles cuya posición relativa se conoce con precisión por hallarse dentro de una misma cuenca en puntos de la sucesión estratigráfica correlacionables entre sí. Esta línea de investigación, más próxima a la propugnada por la Guía Estratigráfica Internacional, tiene su origen en la labor desarrollada por los investigadores holandeses en las cuencas neógenas españolas, en las que sí es posible establecer las relaciones estratigráficas de los diversos yacimientos. En estas condiciones se definieron cenozonas (de hecho acrozonas concurrentes) definidas como auténticas unidades biostratigráficas, con una metodología análoga a la utilizada para la biozonación de formaciones marinas (DE BRUIJN, 1966; DE BRUIJN y VAN MEURS, 1967). Totalmente similar es la metodología utilizada por

distintos autores norteamericanos (LINDSAY, 1972; SAVAGE, 1977) que insisten en la necesidad de no olvidar el marco estratigráfico en que se sitúan las faunas de mamíferos fósiles. En Europa, como derivación de estos criterios, se ha llegado a la definición de un piso en un contexto continental: El Aragoniense (DAAMS, FREUDENTHAL, VAN DE WEERD, 1977; DAAMS y FREUDENTHAL, 1981). A este respecto cabe recordar que las biozonaciones mastológicas, sea cual fuere su rango, no pueden ser consideradas como términos equivalentes a las unidades cronostratigráficas marinas. Aunque las zonas de mamíferos se definen como biozonas locales insertadas en unas columnas estratigráficas de referencia con "faunas tipo", pierden muy pronto su relación con su contexto geológico. En muchos casos, incluyendo al propio Aragoniense, son creadas con límites algo vagos no observables en la columna de referencia (BERGGREN y VAN COUVERING, 1974).

Las dos líneas de investigación se ven abocadas siempre al mismo problema: ¿Cómo correlacionar las divisiones realizadas, sean pisos o niveles de referencia con las series marinas? (BERGGREN y VAN COUVERING, 1974; AGUILAR, 1977, 1982; HUGUENEY y TRUC, 1976; ANADON, HARTENBERGER et al. trabajos en curso).

En lo que hace referencia al Neógeno superior europeo, el conocimiento actual en torno a las faunas paleomastológicas y su relación con las biozonaciones marinas es netamente superior al que se tenía en el inicio de la década de los setenta. En el caso del paleógeno, cuestión que nos afecta aquí directamente, este conocimiento no es tan profundo, aunque se han producido incuestionables progresos. Las causas de ese avance menos acusado son, en esencia, la menor profusión de localidades y yacimientos de vertebrados lo suficientemente ricos y, por otra parte, la rareza con que se encuentran en las sucesiones estratigráficas yacimientos relacionables con facies marinas. Este hecho es especialmente acentuado en lo que hace referencia al Oligoceno,

piso que en Europa occidental se caracteriza por su carácter esencialmente regresivo. Así, se cuenta en la actualidad con un número relativamente elevado de localidades fosilíferas con las que se ha elaborado una sucesión de niveles de referencia (dentro de la línea de investigación propugnada por la escuela de Montpellier. Estos niveles, admitidos de manera extendida desde el Simposio de Munich de 1975 (FAHLBUSCH, 1976) se distribuyen en número de ocho desde el Oligoceno inferior hasta el superior, correspondiéndose de manera todavía no bien conocida con las biozonas marinas que integran el piso (ver Cuadro V).

D) LA BIOZONACION DE LAS FORMACIONES CONTINENTALES DEL TRANSITO OLIGOCENO-MIOCENO DEL SECTOR SE DE LA CUENCA DEL EBRO

a) Introducción: Los antecedentes y la línea de actuación adoptada

Los datos en torno al contenido paleontológico de las unidades estudiadas eran hasta el presente escasos y un tanto dispersos.

VIDAL y DEPERET (1906), hacen alusión a la existencia de restos de vertebrados en Almatret y Granja d'Escarp (Trionyx sp.), atribuyendo a las formaciones carbonatadas que los contenían una edad Oligocénica inferior, por su similitud con los materiales de Calaf.

SAMPELAYO y BATALLER (1944) crean con el material reconocido con anterioridad una nueva especie (Trionyx marini) y mantienen la atribución de las formaciones del sector al Oligoceno inferior.

Muy posteriormente SOLE SABARIS (1980) señala la existencia de algunos restos oseos y dentarios en las canteras de arcillas situadas en las inmediaciones de la carretera N-II, al N de Fraga. Estos restos clasificados por VILLALTA (com. personal), permitieron reconocer la presencia de Elo-meryx borbonicus (GERVAIS) y Caenotherium sp. Estos datos indujeron a SOLE (op. cit) a atribuir estos materiales al "Stampiense", por oposición al "Sannoisiense" que el mismo autor señala en Calaf. Dada su posición estratigráfica los materiales de Fraga debían estar para el autor próximos al Mioceno, tal como se deduce de la sucesión estratigráfica por él propuesta (op. cit. pg. 14).

Por otro lado, en la realización de los estudios en torno al área de Mequinenza para determinar el interés de los

lignitos como reservorio de minerales radioactivos, fué realizado un somero estudio paleontológico de organismos límnicos. En el informe subsiguiente (ENADIMSA, 1975-76) se cita la presencia de las caráceas: Chara microcera, Nitellopsis (Tectochara) sp. y Sphaerocara hirmeri. Al conjunto de las sucesiones se les atribuyó una edad Oligocénica superior (Chattiense), si bien se indicaba que el rango de Ch. microcera alcanzaba el Aquitaniense.

La parquedad de los datos biostratigráficos, llevó a plantear la necesidad de realizar un muestreo intensivo sobre el área estudiada, a fin de lograr localizar yacimientos de fósiles que permitieran ajustar con mayor precisión la biozonación y datación de los materiales estudiados.

De entrada me planteé la necesidad de efectuar un muestreo que se ubicara preferentemente en los perfiles estratigráficos levantados, a fin de intentar correlacionar, en lo posible, los distintos puntos en los cuales se habían localizado los yacimientos. El muestreo se orientó preferentemente hacia aquellos organismos que, por su frecuente ocurrencia o bien por su especial interés, pudieran ser de especial ayuda. Por ello la prospección se dedicó a la búsqueda de carófitas y mamíferos, dedicándose también parte del esfuerzo para la prospección de niveles que pudieran ser favorables para contener polen. Finalizada la fase inicial, se había reconocido un total de más de quince puntos en los cuales era posible la presencia de mamíferos fósiles. En una siguiente fase, en la que se contó con la colaboración de los Dres. J. AGUSTI, J. GIBERT y S. MOYA, se muestrearon buena parte de los puntos considerados como de interés y se descubrieron otros nuevos, que completaron las sucesiones de niveles fosilíferos. Paralelamente, con la colaboración de los Dres. J. PORTA y N. SOLE se procedió a un muestreo de treinta niveles en diversos perfiles escalonados en busca de esporomorfos fósiles. Por último, la prospección y búsqueda de carófitas se realizó de manera extensiva, realizando un muestreo sistemático de los niveles que presentasen una facies favorable.

Los resultados que aquí se expondrán deben ser considerados como un primer avance que, a medida que se vayan completando con datos futuras investigaciones, serán susceptibles de mejora. Sin embargo el actual volumen de conocimiento ya permiten establecer algunas líneas maestras que pueden ser consideradas como definitivas.

b) Biozonación mediante carófitas:

Para el establecimiento de esta biozonación se ha partido de un total de setenta muestras, parte de las cuales habían sido recogidas con anterioridad por F. COLOMBO. La clasificación de los taxones de carófitas fué realizada por Mme. FEIST, de la Universidad de Montpellier. La riqueza del número de ejemplares en cada muestra era variable, si bien en la mayor parte de los casos rebasaba el medio centenar.

Las carófitas se caracterizan por ser organismos extraordinariamente euritópicos. Recientes publicaciones (BURNE et al. 1980) confirman netamente que las diversas poblaciones de estos vegetales soportan variaciones de salinidad muy amplias, si bien algunas formas son características de determinados ambientes (zonas de aguas salobres, etc.). Este hecho implicaría que la utilidad de estos organismos como fósiles zonadores es mínima. Sin embargo GRAMBAST estableció a partir de carófitas una interesante y útil biozonación basada especialmente en el desarrollo evolutivo y en la distribución estratigráfica concurrente de distintos géneros. Esta escala, aplicable de manera fiable desde el Cretácico superior hasta el Paleógeno, pierde capacidad de discriminación prácticamente desde finales del Paleógeno. Así lo han venido demostrando los diversos estudios (CASTEL, 1968; FEIST-CASTEL, 1977; FEIST y RINGEADE, 1977) realizados en diversas cuencas afines a la del Ebro (Aquitania y cuencas paleógenas de Provenza). De estos trabajos se derivó la conclusión de

que la diferenciación entre el Aquitaniense y el Oligoceno superior, se hacía difícil a partir de las especies de carófitas reconocidas, toda vez que muchas de ellas rebasaban el límite entre uno y otro piso (ver cuadro II). Sin embargo, en orden a poder establecer una escala de biozonación local, que fuera contrastable con las establecidas por otros medios, se prosiguió en la línea de prospección y muestreo señaladas.

El estudio de los ejemplares obtenidos fué confiado a Mme. FEIST de Montpellier. Como resultado del mismo, se han reconocido once especies de carófitas, enumeradas a continuación:

Lamprothamnium Priscum CASTEL & GRAMBAST  
Sphaerochara ulmensis (STRAUB)  
Sphaerochara nova sp.  
Nitellopsis (Tectochara) meriani (L. & N GRAMBAST) GRAMB. & SOULIÉ-MARSCHE  
Rhabdochara praelengeri CASTEL  
Stephanochara ungeri FEIST-CASTEL  
Stephanochara ungeri-berdotensis  
Stephanochara berdotensis FEIST  
Hornichara lagenalis (STRAUB) HUANG & XU  
Chara microcera GRAMBAST & PAUL  
Chara notata GRAMBAST & PAUL

La distribución cronológica de la mayor parte de las especies registradas, (ver cuadro II) es demasiado prolongada como para precisar otra cosa que la edad de las sucesiones estudiadas se encuentra comprendida entre el Oligoceno superior y el Aquitaniense. Aparte de especies que podrían ser consideradas banales para el establecimiento de esta edad, si se las considerase aisladamente (Lamprothamnium priscum, Chara microcera, Nitellopsis (T.) meriani, Hornichara lagenalis) existen otras varias que permitirían de por sí precisar esta primera aproximación: Chara notata, Stephanochara ungeri, Rhabdochara praelengeri, Sphaerochara ulmensis.

Faltan las especies consideradas por FEIST y RINGEADE (1977) como características de la base del Aquitaniense en la cuenca de Aquitania: Ranzieniella nitida y Sphaerochara davidi. Por contraposición, sin embargo, se ha apreciado la presencia de una especie que en Aquitania aparece restringida a los niveles superiores del Aquitaniense: Stephanochara berdotensis.

Al margen de las consideraciones a hacer en torno a la datación relativa más o menos precisa de las sucesiones con respecto a las divisiones cronostratigráficas generales, cabe intentar aquí hacer un análisis de la distribución de las especies dentro de la sucesión estratigráfica local en el sector SE de la cuenca del Ebro.

De entrada, cabe destacar que la aparición de Lamprothamnium a lo largo de la sucesión estratigráfica sintética es esporádica, si bien a veces, como en el caso del perfil de Fraga, aparece en gran abundancia. Este hecho sería debido muy posiblemente a condicionamientos ecológicos. Es posible que este género estuviera restringido como en la actualidad a las zonas lacustres con mayores porcentajes de salinidad. Si éstas condiciones sólo se dieron esporádicamente o en sectores restringidos, explicarían su escasa ocurrencia en el muestreo.

Como contraste, otras especies muestran una amplia extensión vertical (reconocida) y una frecuente ocurrencia en el muestreo. Ninguna, sin embargo, alcanza la amplia ubicuidad y abundancia de Nitellopsis (T.) meriani, especie con mucho la más frecuentemente reconocida. El resto de especies ampliamente repartidas en la columna (Chara microcera, Ch. notata, Stephanochara ungeri) no presentan tanta regularidad en su aparición en las diversas muestras.

Las demás especies, aparecen distribuídas de manera escalonada a lo largo de la sucesión, destacando por su posible valor como criterio de biozonación las especies Stephanochara berdotensis y Rhabdochara praelengeri. La primera de

ellas sería del máximo interés por su restricción en la cuenca de Aquitania a los niveles más altos del Aquitanien- se (FEIST y RINGEADÉ, 1977). La segunda es considerada por FEIST (FEIST-CASTEL, 1977) como una especie característica de su biozona florística de Saint-André, situada inmediatamente por debajo del Aquitanien- se. En este caso sin embargo la extensión vertical de la especie se presta a cierta ambigüedad, dado que rebasa el límite Oligoceno-Mioceno. En cuanto a Hornichara lagenalis, cabe indicar cierta reserva a pesar de su aparente restricción a un segmento corto de la sucesión, dado su amplio rango cronológico, reconocido en otras cuencas (FEIST com. personal, 1982). Merece destacarse que esta especie es señalada por primera vez en una cuenca de ámbito mediterráneo, dentro del contexto de Europa occidental.

Por todo lo anteriormente expuesto, se propone la definición dentro de la sucesión del tránsito Oligoceno-Mioceno dentro del sector, de dos biozonas. La inferior tendría su base (biozona de Rh. praelengeri) no delimitada, dado que sería preciso contar con más datos en torno a la distribución de especies hacia tramos inferiores de la sucesión terciaria en la cuenca. Su techo aparecería por el momento definido por la aparición de la especie Stephanochara berdotensis. Como características de esta biozona cabría señalar la presencia de Rhabdochara praelengeri (que no alcanzaría su parte superior) y la ausencia de Stph. berdotensis. La biozona superior estaría definida por la presencia de esta especie, cuya aparición, a partir de los datos registrados actualmente, parece realizarse de una manera relativamente simultánea en los distintos perfiles muestreados (primera aparición reconocida de la especie en las muestras Mequinenza 1, Fraga W-7 y Velilla de Cinca 3. Ver panel I). Por otra parte, la aparición de la especie va asociada a la del género Miodyromys en este sector de la cuenca. Desde este punto de vista, la base de la biozona de St. berdotensis es prácticamente coincidente con la de la biozona local de mamíferos MC-2. En cuanto a su límite superior, no ha sido todavía determinado dentro del contexto de la cuenca. (ver cuadros IV y V).

Establecidas ambas biozonas cabe plantearse cual puede ser su significado con respecto a la escala de divisiones cronostratigráficas. Ya se ha indicado que Stephanochara berdotensis es una especie que hasta la fecha aparece restringida al Aquitaniense superior de la cuenca de Aquitania (FEIST y RINGEADE, 1977; FEIST com. pers., 1981). Sin embargo, merece considerarse que en la cuenca del Ebro, la especie hace su aparición en niveles situados por debajo de la primera aparición (conocida) de Rhodanomys schlosseri schlosseri, especie característica de la biozona MN-1 o, lo que es equivalente, al nivel referencial de Paulhiac. Es decir, que cabe dentro de lo posible que la forma considerada, dentro del ámbito de la cuenca del Ebro hiciera su aparición por debajo no sólo del Aquitaniense superior, sino también del Aquitaniense inferior, rozando el límite Oligoceno-Mioceno. Es evidente que nos enfrentamos ante un típico caso en el que el contraste de dos biozonaciones lleva a la necesidad de escoger entre una de ellas, basándose en criterios de fiabilidad. Estos son producto de la experiencia que se tiene en torno a la capacidad de discriminación de los grupos cuyas escalas son contrastadas. En este caso, es aparente que la mayor fiabilidad parece corresponder al grupo de los mamíferos. Por ello nos inclinaríamos a extender inferiormente el rango de Stephanochara berdotensis al Aquitaniense inferior. Sin embargo, no puede dejarse de recordar que las biozonas mastológicas pueden estar sujetas a una cierta heterocronía.

Concluyendo pues, en tanto la biozona inferior de Rhabdochara praelengeri (a grandes rasgos equivalente a la florizona de Saint André de FEIST (FEIST-CASTEL, 1977)) sería equivalente al Oligoceno superior, la biozona de Stephanochara berdotensis (a grandes rasgos equivalente a la florizona de Paulhiac) sería Aquitaniense inferior (en este sector de la cuenca) sin perjuicio de que posteriores hallazgos extiendan ligeramente su extensión tanto superior como inferiormente.

c) Resultado del estudio de esporomorfos

Para realizar el estudio de los esporomorfos fósiles de las formaciones objeto de interés, se realizó en colaboración con N. Solé y J. Porta el muestreo de unos treinta niveles. Las muestras fueron tomadas de manera escalonada, en distintos sectores, abarcando el segmento comprendido entre el techo de la formación Flix y el nivel estratigráficamente más alto de la sucesión en el sector de Fraga (Barranco del Campillo). Los perfiles muestreados fueron los de Pobla de Massaluca (LPM), Ermita del Berrús (LEB), parte inferior de Mina del Pilar (LMP), Fraga (LF), parte inferior de Fraga W (LFW), y parte superior de Ballobar (LB) (Ver paneles I y II). Las unidades muestreadas fueron la Fm. Flix, calizas de Mequinenza, lutitas y calizas de Granja d'Escarp, lutitas de la cuesta de Fraga, calizas de Torrente de Cinca y lutitas y calizas de Llano de Cardiel (ver esquemas C y C').

Las muestras fueron tomadas preferentemente de niveles lutíticos de colores apagados con bajo contenido en carbonatos, si bien también fueron muestreados los niveles de lignito accesibles y algunos materiales lutíticos carbonatados que coronaban las microsecuencias lacustres.

Fué estudiado un total de 50 preparaciones, realizadas por N. Solé, resultando positivas 19 de ellas. Al escaso número de muestras que han proporcionado restos de esporomorfos, debe añadirse el inconveniente de su escaso número. Frecuentemente no se ha observado más de un taxón por muestra y cuando la variedad era mayor, el número de granos de polen por taxón era bajo, excepción hecha del de Pinaceae, claramente dominante.

Del estudio del material, realizado por N. Solé, resultó el reconocimiento en los materiales terciarios del sector de los siguientes taxones (Cuadro III).

## BRYOPHITA

cf. Sphagnum

## PTERIDOPHYTA

Polipodiaceae

Cyatheaceae

Esporas trilete con escultura psilada

Id. indeterminada

## GIMNOSPERMAE

Pinus tipo haploxyton

Pinus tipo diploxyton

Pinus sp.

## ANGIOSPERMAE

Rosaceae

Caesalpiniaceae

Ceratonia cf. siliqua

Cistaceae

Cistus sp.

Tiliaceae

Tilia sp.

Linaceae

Linum cf. sufruticosum

Aceraceae

Acer

Rhamnaceae

Rhamnus tipo

Umbelliferae

Betulaceae

Alnus

Betula

Fagaceae

Quercus

Myricaceae

Myrica

Juglandaceae

Engelhardtia

Salicaceae

Salix

Populus

Moraceae

Chenopodiaceae-Amaranthaceae

Ericaceae

Cf. Sapotaceae

Oleaceae

Phillyrea

Labiatae

Rubiaceae

Compositae

Gramineae

Palmae

Typhaceae

Typha

INCERTAE SEDIS

Inaperturopollenites sp.

Los taxones registrados y su distribución a lo largo de la sucesión estratigráfica aparecen indicados en el cuadro III. Del análisis de estos datos la primera conclusión a extraer es que su alcance, dada la pobreza de las muestras y su restringida ocurrencia, es limitado. No es posible extraer una conclusión definitiva en torno a los dos aspectos que interesan fundamentalmente en este capítulo, es decir, biozonación y establecimiento de una correlación hipotética con la escala cronostratigráfica.

En cuanto a la biozonación, la pobreza de las muestras, tanto en los tramos inferiores como superiores, descartan totalmente la posibilidad de intentar realizar una subdivisión fiable. Las presencias y ausencias de taxones pueden ser debidas a la simple falta de registro por un insuficiente muestreo. Por otra parte, la consideración de los porcentajes relativos de los taxones que componen las muestras, dada su pobreza, no sería excesivamente significativa. Por todo ello se ha preferido indicar en el cuadro III la presencia o ausencia de taxones en cada muestra, pero sin estable-

cer ninguna subdivisión en particular, a falta de criterios definitivos.

En lo que hace referencia a la inserción de los restos florísticos reconocidos dentro de la escala cronostratigráfica, a partir de los datos que se disponen referentes a otros grupos, puede indicarse que la asociación reconocida no está en contradicción con la de otras regiones de Europa occidental en el tránsito Oligoceno-Mioceno. Desde este punto de vista, la evolución de las asociaciones de esporomorfos y macrorestos vegetales a lo largo del Oligoceno, muestra de manera generalizada, en sectores muy diversos del globo, una pauta evolutiva común (HOCHULI, 1979). En Europa esta pauta evolutiva se ve reflejada en los cambios reconocidos en las asociaciones estudiadas en Europa occidental y central. Estos consisten en un progresivo descenso de la importancia de numerosos grupos vegetales con necesidades térmicas elevadas (megatermos o termófilos) y que hoy muestran una distribución pantropical. Se produce al mismo tiempo un ascenso correlativo de la importancia de las formas meso y microtermas, así como de aquellas que alcanzan un buen desarrollo bajo condiciones de mayor xericidad. Estos cambios se habrían desarrollado desde el Oligoceno inferior al Oligoceno superior-Aquitaniense.

Dentro de la propia cuenca del Ebro, las asociaciones de los yacimientos de Cervera, Sant Pere dels Arquells y Sarral (atribuibles a un Oligoceno inferior) quedarían bien integrados dentro de la fase en la cual no se había reflejado en la vegetación la degradación climática (DEPAPE y BRICE, 1965; FERNANDEZ MARRON, 1971, 1973a y b; 1979a y b). Por otra parte, la única asociación de esporomorfos conocidos en el Oligoceno inferior de la Cuenca del Ebro (y de la Península) se sitúa en el sector de Calaf (SOLE DE PORTA y PORTA, 1979). Estos autores reconocen la presencia frecuente de formas megatermas y mesotermas, claramente termófilas (Sabal, Engelhardtia, Myrica, Sapotaceae) asociadas a otras con exigencias térmicas menores (Carya, Platycaria, Carpinus, Tilia,

Ulmus, Alnus). Por otra parte, el grupo de las Gimnospermas aparece escasamente representado (apenas un 2% del total de la flora, dominado por las esporas, con un 40%) y dentro de ellas destaca la presencia de Pinus tipo diploxyylon, Picea y Ephedra.

Si se compara (sin olvidar las limitaciones existentes) esta asociación polínica con la reconocida en el sector SE de la cuenca del Ebro, dentro de niveles estratigráficos claramente superiores, se comprueba la existencia de cambios bastante importantes. En primer lugar, los elementos termófilos megatermos y mesatermos con necesidades hídricas altas, aparecen francamente subordinados en nuestros depósitos: Sólo se ha reconocido la presencia de Sapotaceae (megatermo) y Engelhardtia, Myrica (mesatermos). El resto de los taxones de Angiospermas (algunos de los cuales ya se habían señalado en Calaf) son en esencia formas mesotermas adaptadas a condiciones de mayor xericidad (ver cuadro III). Por otra parte, si bien este es un hecho cuestionable y acaso motivado por factores tafonómicos todavía no bien controlados, destaca en los niveles objeto de estudio la clara dominancia de las Pinaceae, y en especial de Pinus. Los restos de este género ya no son predominantemente del tipo haploxyylon (en general propio de zonas templadas cálidas) sino diploxyylon, el cual se suele considerar que caracteriza contextos climáticos con temperaturas medias más bajas.

Si se compara además la relación de formas reconocida con las establecidas a partir de estudios realizados en materiales del Aquitaniense del sur de Francia (Languedoc y cuenca de Aquitania, BESSEDIK, GUINET y SUC, 1981; CARATINI y SIVAK, 1974) se observan notables analogías. En primer lugar, CARATINI y SIVAK (1974) señalan la exclusiva presencia en el estratotipo del Aquitaniense de Pinus tipo diploxyylon. Por su parte BESSEDIK et al. (1981) señalan en la transición del Oligoceno superior al Aquitaniense en el sector del Languedoc una asociación florística que presenta bastantes elementos comunes con la aquí reconocida: Ceratonia, Cistus,

Compositae, Quercus, Engelhardtia, Myrica, Phillyrea, Palmae, Rhamnus, Sapotaceae, Tiliaceae. A estos elementos comunes, en el Languedoc, se unen un buen número de formas que en la cuenca del Ebro no han sido reconocidas. Este hecho, sin embargo debe ser contemplado a la luz de la pobreza en restos de esporomorfos de los niveles estudiados. Con todo, es posible establecer que el conjunto de la asociación aquí reconocida guarda una cierta relación con las del Languedoc, correspondiendo en parte a una cobertera vegetal forestal (dominando los restos polínicos de árboles) de carácter esclerófilo, pero en la cual persistían algunos elementos megatermos. Parte de las diferencias observadas entre la flora del Languedoc y del Ebro puede ser debida también en parte a que registran biotopos cuya importancia relativa y estructuración no eran similares. (véase apartado de condiciones ambientales en el capítulo siguiente).

Resumiendo, la asociación de esporomorfos reconocida en las unidades estudiadas guarda mayor relación con las reconocidas en el sur de Francia y correspondientes a depósitos de edad neógena muy inferior que no con otras reconocidas en la misma cuenca y de edad Oligocénica inferior.

Es posible pues establecer una cierta valoración de los datos, que coinciden con los establecidos a partir de las carófitas y, sobre todo, de los mamíferos. Sin embargo, debe remarcarse que aun se está muy lejos de contar con una buena base para establecer una palinostratigrafía dentro de la cuenca del Ebro, la cual sin embargo podría llegar a ser de gran utilidad una vez establecida. Cuando menos, los datos aquí aportados demuestran la existencia de variaciones apreciables dentro de las escasas asociaciones palinológicas que hoy se conocen.

d) Resultado del estudio preliminar de restos de peces

Como resultado del lavado, tamizado y selección de una elevada cantidad de sedimento, si bien no constituía un objetivo programado, fué posible recoger con relativa frecuencia restos dentarios de peces, en su totalidad correspondientes a Ciprinidae de la subfamilia Leuciscinae.

Por lo general las muestras indican que las acumulaciones de restos son escasas y los restos dentarios aparecen sólo de manera dispersa. Por lo demás la diversidad de las muestras es baja, posiblemente debido al carácter predominantemente somero de las facies muestreadas.

El estudio sistemático provisional de estos materiales ha sido realizado por J. GAUDANT quien ha reconocido los siguientes taxones:

"Leuciscus" cf. pachecoi ROYO  
Leuciscinae indet.

"Leuciscus" cf. papyraceus (BRONN)

Tanto por la pobreza del material, como por su escaso valor biostratigráfico, no se ha analizado en profundidad su posible rango dentro del conjunto de las formaciones. Sin embargo, sí que puede hacerse mención al hecho de que "Leuciscus" papyraceus (BRONN) es una especie típica del Oligoceno superior (GAUDANT, com. oral), 1982), en tanto que "Leuciscus" pachecoi ROYO, es una especie típicamente miocénica, muy frecuentemente reconocida en los depósitos miocénicos lacustres de la Península.

Dentro de nuestras sucesiones la especie de BRONN se sitúa en los niveles más inferiores (muestra 12 del perfil Corbera-Gaeta, panel IV: 1 de Ermita del Berrús, panel II) y llega a coexistir con "L". cf. pachecoi en los niveles medios (muestra 10 perfil Granja d'Escarp). En los tramos superiores, sólo se ha reconocido la presencia de dientes referibles a la especie de ROYO. A grandes rasgos puede afirmarse que la especie oligocénica no rebasa en absoluto la base de la biozona local de mamíferos MC. Por encima de ésta es frecuente y exclusiva la ocurrencia de "L." cf. pachecoi.

e) Biozonación mediante mamíferos1) Introducción

Para la realización del estudio de los micromamíferos fósiles de las unidades objeto de estudio se realizó en colaboración de J. AGUSTI, J. GIBERT y S. MOYA el muestreo de más de veinte niveles en los cuales una prospección previa había revelado la presencia de dientes de roedores o de restos óseos que indicasen su probable presencia. Los niveles muestreados se escalonaban a lo largo del registro estratigráfico del sector de una manera casi continua, constituyendo por ello una de las raras ocasiones en las que las relaciones espaciales entre los diversos yacimientos ha podido ser establecida con una aproximación aceptable.

Fué lavada una muestra media de unos 150 kg por localidad, totalizando un total aproximado de 2600 kg de sedimento. Los resultados obtenidos superaron ampliamente los de otras cuencas paleógenas, obteniéndose resultados positivos en dieciocho localidades, siendo éstos significativos en un elevado porcentaje.

Fueron muestreados los perfiles de Ballobar, Velilla de Cinca, Fraga, Fraga W, Torrente de Cinca, Mina del Pilar (ver panel I). También lo fueron sectores aislados: Gandesa (en colaboración con F. COLOMBO), Torre del Compte, Cuesta de La Pobla y se obtuvieron datos puntuales a partir de hallazgos aislados en diversos sectores (Bagarrella, Barranco de Canotes). Después, en posteriores prospecciones en busca de macromamíferos S. MOYA localizó algunas localidades en los alrededores de Fraga (esquema D).

Como resultado provisional, se ha obtenido el registro de la presencia de los siguientes taxones (según clasificación de J. AGUSTI (Rodentia), J. GIBERT (Insectivora), S. MOYA y J.F. de VILLALTA (Artiodactyla)).

## INSECTIVORA

Insectivora indeterminables

## RODENTIA

## Theridomyidae

Archaeomys (Archaeomys) major SCHLOSSERIssiodoromys aff. minor (SCHLOSSER)I. pseudanaema GERVAISTheridomys aff. lembronicus BRAVARD

## Cricetidae

Eucricetodon huberi (SCHAUB)Eu. aff. huberi (SCHAUB)E. aff. dubius (SCHAUB)E. nova sp. (aff. dubius) (SCHAUB)E. gr. praecursor-collatusE. huerzeleri VIANEY-LIAUDPseudocricetodon montalbanensis THALERPseudocricetodon sp.

## Zapodidae

Plesiosminthus promyarion SCHAUB

## Eomydae

Eomys zitelli (SCHLOSSER)E. aff. major 1 FREUDENBERGRhodanomys nova sp.Rh. schlosseri schlosseri DEPERET & DOUXAMI

## Gliridae

Gliravus aff. tenuis BAHLOMicrodyromys praemurinus (FREUDENBERG)Peridyromys murinus (POMEL)Miodyromys nova sp.

## Artiodactyla

Elomeryx borbonicus (GERVAIS)Caenotherium sp.Caenotheridae indet. (cf. Caenomerys)Anthracootherium sp.

La distribución actualmente conocida de los taxones enumerados, dentro de las sucesiones estudiadas, aparece detallada en el cuadro IV.

Tal como se ha indicado, los mamíferos son el grupo más favorable para establecer, a partir del estudio de sus especies, una biozonación más afinada que la realizable a partir de otros grupos (ver introducción).

Al intentar establecer a partir de los datos con que hoy se cuenta una biozonación de carácter local, debe tenerse presente que es posible que los resultados aquí expuestos puedan verse sometidos a ligeras variaciones cuando se cuente con mayor volumen de datos. Este sólo podrá alcanzarse cuando se emprenda una nueva campaña de muestreos. Sin embargo, las variaciones en la composición faunística de las asociaciones encontradas muestra características lo suficientemente acusadas como para conferirles un grado elevado de fiabilidad.

A la vista del cuadro de distribución de especies, en el cual se indica su distribución estratigráfica y por yacimientos, es inmediato observar un claro predominio de especies de Cricetidae (ocho formas), seguidos por los Eomidae, Theridomyidae y Gliridae, representados por el mismo número de taxones (cuatro) en tanto que los Dipodidae sólo presentan una especie. En lo que hace referencia a Insectívoros y Artiodáctilos, la escasa muestra que se cuenta de ellos, impiden por el momento utilizarlos como elementos de biozonación local, si bien es posible que en un futuro próximo se incrementen los datos en torno a su rango dentro de las formaciones de la región.

De entrada debe analizarse el hecho de que el tipo de muestreo realizado pueda haber introducido cierto sesgo en la relación de especies reconocida. Sin embargo, si existe, este sesgo no vendría introducido por el tipo de muestreo o tratamiento a que se sometieron las muestras, sino a factores paleoecológicos y/o tafonómicos. Frecuentemente se

ha observado la falta de Theridomyidae asociados a las especies de Cricetidae, Eomidae y Gliridae reconocidas. De hecho sólo en los yacimientos de Gandesa y Fraga W-4 ha sido observada la presencia de aquéllos junto a Cricetidae y Eomidae. El mayor tamaño y la morfología hipsodonta de los dientes de Theridomyidae, pueden ser un motivo para que, a falta de un muestreo más voluminoso, no sea posible obtener indicios de restos dentarios de la familia. En otros términos, los procesos biostratinómicos pueden haber acumulado los dientes de las diversas familias de modo selectivo. Por otra parte, el carácter predominantemente lacustre-palustre de las facies muestreadas puede ser otro motivo para introducir sesgos. Debe tenerse presente que las biozonas locales que se establezcan serán en parte unidades biotópicas (DAAMS et al. 1981).

Sin embargo este carácter quedará parcialmente paliado, porque en la definición de las biozonas no se han tenido en cuenta sólo las especies encontradas en cada yacimiento, sino el conjunto de ellas que aparecían en yacimientos estratigráficamente muy próximos y lateralmente correlacionables. Ello ha sido posible gracias al control stratigráfico que se tenía de los diversos afloramientos y a que el muestreo se realizó de manera dominante sobre los perfiles maestros levantados en la región.

## 2) Consideraciones generales en torno a los taxones reconocidos

De los distintos órdenes reconocidos, es Rodentia el más comunmente utilizado en la biozonación del terciario europeo. De las familias presentes, la Theridomyidae ha sido sin duda en el Oligoceno, la más usada para el establecimiento de niveles de referencia, a partir del estudio de las formas reconocidas en yacimientos franceses y alemanes (VIANEY-LIAUD, 1979). Desgraciadamente, la ocurrencia de las especies de esta familia, no es por el momento muy frecuente en los yacimientos de las sucesiones estudiadas. Sí lo son en cambio los restos dentarios de Cricetidae y Eomidae, de los cuales se han hallado restos con relativa frecuencia. Sin embargo, a la luz de los conocimientos actuales, las relaciones evolutivas dentro de estos grupos no están plenamente clasificadas.

### Theridomyidae

El principal interés de las especies de esta familia reconocidas en los yacimientos muestreados y a partir de hallazgos puntuales, radica en que la zonación de los niveles referenciales del Oligoceno europeo está basada de manera fundamental en las líneas evolutivas de los distintos géneros y subgéneros de esta familia. Por ello a pesar de la escasa frecuencia y número de los hallazgos, es de gran interés conocer su ascripción específica.

Archaeomys (Archaeomys) major e Issiodoromys aff. minor son especies que caracterizan esencialmente el Oligoceno superior bajo. Theridomys lembronicus del que se ha reconocido una forma afín en los tramos medios de la sucesión estratigráfica estudiada, es una especie típica del mismo período, si bien ha sido señalada también en materiales de edad oligocénica superior algo más alta. Issiodoromys pseudanaema, especie reconocida en tramos medios superiores de nuestra sucesión, caracteriza una serie de niveles referenciales que comprenden desde la parte media del Oligoceno superior hasta la más alta.

Cricetidae:

En lo referente a los Cricetidae, parece evidente que la aplicación del paradigma gradualista no es válida (AGUSTI, com. personal). No debe, entonces aplicarse un criterio estratofenético que enlace poblaciones que se encuentren en una misma sucesión estratigráfica y las considere incluidas en una misma línea filética, sin demostrarlo mediante otros criterios. HUGUENEY (1981) indica en ese sentido la existencia de diversas líneas evolutivas que se solapan en el Oligoceno superior.

Buena parte de los problemas planteados en torno a la interpretación de las líneas evolutivas de los Cricetidae derivan del carácter fragmentario del material de que se dispone para su estudio. Parte de las especies oligocénicas fueron definidas por SCHAUB en un trabajo monográfico sobre la familia, con frecuencia sin contar más que con algunos dientes aislados. De ello han derivado algunos problemas planteados en torno a la atribución de poblaciones bien representadas por abundante material, a una u otra forma basada en poco material, del cual se desconocerían su variabilidad morfológica y de talla.

En el yacimiento más bajo conocido en el área de estudio, hacen su aparición dos especies de Cricetidae bien diferenciadas. Pseudocricetodon montalbanensis se caracterizaría por presentar un carácter evolutivo bastante conservador, lo cual implica que sus características de talla y morfología se mantengan con escasas variaciones a lo largo del registro que de la especie se tiene en la cuenca. Es posible que el Pseudocricetodon cf. montalbanensis y el P. sp. reconocidos en yacimientos superiores (Torre del Comte., Mina del Pilar-3) sean atribuibles a la misma forma definida por THALER.

Por el contrario la otra especie (Eucricetodon huberi (SCHAUB)) aparecería integrada en una línea cuyo origen se remontaría al Oligoceno inferior (Eucricetodon atavus de

Montalbán) y que se habría caracterizado por una notable diversificación y complexificación de sus líneas evolutivas, poco ajustadas como se ha indicado a un paradigma gradualista. La especie de Gandesa se caracterizaban por una talla media mayor que la de E. atavus y su registro (con diversas variaciones morfológicas) ha sido reconocido en seis localidades escalonadas dentro de la sucesión estratigráfica. Las variaciones de talla y morfología reconocidas pueden atribuirse a pequeñas fluctuaciones de las sucesivas poblaciones en torno a una morfología que no se apartaría en exceso de la especie tipo, o bien a simple variabilidad intraespecífica.

El género Eucricetodon aparece representado por otras especies cuyo rango de distribución puede solaparse con el de la anterior. E. aff. dubius, aparece en yacimientos superiores respecto al de Gandesa y su rango es similar al alcanzado por E. huberi. Por encima del rango conocido de ambas especies se observa la presencia de E. nova sp., E. huerzeleri y E. grupo praecursor-collatus.

E. nova sp. podría ser una forma endémica, de relaciones filogenéticas dudosas. Las características diferenciales de esta especie radicaría en su talla muy grande y un esquema dentario de los molares superiores totalmente diferente.

E. huerzeleri de confirmarse su ausencia en los niveles más inferiores, podría aparecer en la cuenca como resultado de una inmigración tardía y se caracteriza por su talla superior a la de todos los anteriores. La falta de material abundante y de un mejor conocimiento de su rango en los niveles estudiados impiden mayor precisión.

E. sp. grupo praecursor-collatus, aparece representado por muy poco material siendo imposible precisar su atribución específica, si bien es de destacar su restricción a los tramos medios de las sucesiones estudiadas.

Concluyendo, puede establecerse que los Cricetidae aparecen representados dentro de los tramos estudiados por dos líneas, una conservadora (Pseudocricetodon) y otra fuertemente diversificada (Eucricetodon), ninguna de las cuales parece alcanzar los tramos superiores de la sucesión estratigráfica que se considera. La línea Eucricetodon estaría representada por cinco especies, de las cuales dos aparecerían de manera relativamente temprana, en tanto que de las tres restantes sólo se tiene un registro restringido a la parte superior del rango del género Eucricetodon en la sucesión.

#### Zapodidae

La presencia de una sola especie de Zapodidae, reconocida en un único yacimiento, no permite utilizar esta familia para establecer una biozonación local. Plesiosminthus es un género señalado con frecuencia en los yacimientos del Oligoceno superior europeo y llega a rebasar el límite Oligoceno-Mioceno, si bien la especie reconocida en Torre del Comte sería propiamente oligocénica. El posible interés de esta forma radica en su utilidad para establecer una relación entre las biozonas locales establecidas y los niveles referenciales definidos en Europa occidental.

#### Eomidae

Esta familia, aparece representada en la sucesión estudiada por cinco formas atribuibles a dos géneros (Eomys, Rhodanomys) que se suceden desde los tramos más inferiores de la sucesión a los más altos, apareciendo representados en la mayor parte de las localidades.

La forma reconocida en el yacimiento más antiguo de la sucesión (Gandesa) es Eomys zittelli. Esta especie (la tipo del género Eomys), presenta todas las características propias del grupo durante el Oligoceno inferior: talla pequeña y molares braquiodontos con morfología bunodonta.

En yacimientos sucesivos, la especie se ve sustituida por E. aff. major caracterizado por su mayor talla y ciertas variaciones en la morfología de los molares, referidas a las características propias del grupo. Se asiste a un gradual incremento de la hipsodontia y a una simplificación del dibujo de las cúspides.

E. aff. major se presenta en los yacimientos más modernos en los que se configuraría como un posible ancestro de Rhodanomys.

Rhodanomys nova sp. aparece en la sucesión en yacimientos superiores a los que contienen la forma anterior. Este género representa un avance dentro de las tendencias evolutivas del grupo: Sus molares son hipsodontos, lofodontos, simplificados y con la superficie de abrasión plana. Superiormente aparece Rh. schlosseri schlosseri, última forma registrada en las formaciones estudiadas, y que llegaría a coexistir con Rh. nova sp.

#### Gliridae

La representación de esta familia en los yacimientos reconocidos no es excesivamente prolífica. El conocimiento que actualmente se tiene de las diversas líneas evolutivas de la familia en Europa, lleva a la conclusión de que algunas de ellas son marcadamente conservadoras en sus caracteres morfológicos dentarios, por lo que su utilidad para la biozonación es escasa.

Gliravus aff. tenuis, reconocido en los tramos inferiores y medios de la sucesión local (yacimientos de Gandesa y Mina del Pilar 3) indica la presencia en la cuenca de una de esas líneas, que se remontaría desde el Oligoceno inferior alto hasta la parte media y alta del Oligoceno superior. Otro tanto cabría decir de Microdyromys praemurinus. El escaso registro de estas especies puede ser debido a su rareza dentro del conjunto de las asociaciones de micromáíferos, hecho frecuente en algunos Gliridae oligocenos.

Peridyromys murinus, es una especie ampliamente distribuída en el Oligoceno superior y Mioceno inferior europeos y su presencia ha sido detectada con frecuencia en los tramos superiores de la sucesión terciaria del sector, (yacimientos de Fraga W-6, Velilla de Cinca-5; Torrente de Cinca-68).

Miodyromys nova sp. constituye sin duda una de las formas de Gliridae de mayor interés de todas las reconocidas en la sucesión, quedando restringida a los tramos superiores de la misma: Se trata de una forma muy evolucionada comparativamente al conjunto de los Gliridae del Oligoceno superior. Su talla es muy grande y el número de crestas accesorias es relativamente elevado. Las formas morfológicamente más similares (M. aegercii), se encuentran en yacimientos del Mioceno medio europeo. Para AGUSTI (com. pers.) esta forma podría estar relacionada con el género Nievella (DAAMS) del Aquitaniense español (Cetina de Aragón).

En su conjunto la presencia de las especies de Gliridae indicadas no pueden ser utilizadas como elementos de biozonación, si bien permiten ajustar a grandes rasgos la mayor o menor antigüedad de las faunas reconocidas en la cuenca con respecto a otras similares.

### 3) Justificación de las biozonas locales establecidas

De manera resumida y teniendo en cuenta lo expuesto en apartados anteriores, los criterios elegidos para establecer la biozonación son:

- Escoger aquellos grupos de los cuales se cuenta con un registro frecuente, continuo y, a ser posible, numeroso. Cricetidae y Eomidae, y los Gliridae para los tramos superiores de la sucesión, cumplirían esencialmente estas condiciones.
- Prescindir en lo posible del criterio de gradualismo filético y hacer uso casi exclusivo del criterio de

presencia-ausencia y concurrencia de taxones.

Aplicando estos criterios se han diferenciado las siguientes biozonas locales (de abajo arriba):

- 1) MA: Sería la zona más baja y su límite inferior no ha sido establecido. Se caracteriza esencialmente por la presencia de especies cuya presencia no se ha registrado en niveles superiores: Issiodoromys aff. minor, Archaeomys major, Eomys zittelli.

En esta biozona ya están presentes especies cuya distribución se prolonga a niveles superiores: Eucricetodon huberi, Pseudocricetodon montalbanensis y Glirivus tenuis.

- 2) MB: Esta zona se caracterizaría por la ausencia de las especies exclusivas de la anterior y la aparición de Eucricetodon aff. dubius y de Eomys aff. major, que aparecen asociados en el límite inferior de la biozona. E. aff. major sería el taxón característico de la biozona, cuyo límite superior viene marcado por la desaparición del género Eomys. Este evento coincide además con la desaparición de los Cricetidae y Theridomyidae en el sector.

Dentro de los límites de la biozona se habría reconocido la presencia de Issiodoromys pseudanaema y Theridomys aff. lembronicus

En MB se han diferenciado dos subdivisiones (MB-1 y MB-2) cuyo límite vendría dado por la aparición en la base MB-2 de Eucricetodon nova sp. diferenciable de las formas reconocidas en niveles inferiores. La subzona MB-2 presenta además un mayor número de especies de Eucricetodontinae que MB-1, ninguna de las cuales es común a ambas subdivisiones.

- 3) MC: Esta biozona sería la más alta que se ha diferenciado y su límite superior no ha sido establecido. Estaría esencialmente caracterizada por el desarrollo del gé-

nero Rhodanomys (que substituiría a Eomys) y la aparición de Gliridae (Peridyromys, Miodyromys) netamente diferenciables respecto a los reconocidos en las biozonas Ma y MB. Como criterio negativo mererearía destacarse la ausencia de Cricetidae y Theridomyidae.

La base de la biozona estaría fijada en la aparición de Rhodanomys. Dentro de ella se han diferenciado tres subdivisiones las cuales estaría basada en la aparición en la biozona de Miodyromys nova sp. (caracterizándose MC-2 por la asociación Rhodanomys nova sp.) y de Rhodanomys schlosseri schlosseri (caracterizándose MC-3 por la asociación de esta especie con Miodyromys nova sp. y la desaparición de Rhodanomys nova sp.).

E) CORRELACION CON LOS NIVELES MASTOLOGICOS REFERENCIALES DEL OLIGOCENO SUPERIOR. CRONOSTRATIGRAFIA PROPUESTA

Las biozonas locales aquí definidas, se configuran como un instrumento de trabajo de utilidad para los trabajos estratigráficos que en un futuro puedan desarrollarse en el sector SE de la cuenca del Ebro. Su ventaja radica esencialmente en que pueden ser prolongadas superior e inferiormente y enlazadas con otras definibles en formaciones más antiguas o modernas de la cuenca. En este sentido, el espíritu de su definición inscribiría más bien dentro de la línea propuesta por DAAMS & FREUDENTHAL (1981) que con la comúnmente seguida por la mayor parte de los autores (VIANEY-LIAUD, 1979; BRUNET et al. 1981). Se considera de interés la definición de biozonas locales en las cuales quedan reflejados acontecimientos biológicos en la sucesión de faunas que, de otro modo, quedan un tanto enmascarados.

En este sentido cabe destacar algunos aspectos en torno a las biozonas definidas. Es de notar que en tanto a lo largo de toda la sucesión se reconoce la presencia de Eomidae, las otras familias representadas en las asociaciones faunísticas (exclusión hecha de Zapodidae, cuya escasa representación impide una valoración ajustada) presentan ciertas discontinuidades o interrupciones notables en su rango. En cuanto a los Theridomyidae, ya se ha aludido a la posible influencia de los procesos tafonómicos de acumulación de restos óseos y dentarios en la introducción de ciertos sesgos en el registro. Sin embargo, tanto en lo referente a Gliridae como Cricetidae, es más probable que la ausencia sea debida a una desaparición radical de las familias dentro del área o bien a una reducción drástica de las mismas. Estos hechos podrían ser debidos a diversas causas (competencia entre los diversos grupos, existencia de barreras ecológicas, simple variación local de biotopos) pero quedan bien reflejados en las biozonas definidas. El hecho de que tanto los Gliridae, (en la

parte alta de los tramos estudiados) como los Cricetidae (en formaciones de la cuenca más moderna, según datos de CRUSAFONT et al. 1966) reaparezcan en el contexto regional, abogan en favor de esta posibilidad. Es evidente que estas interpretaciones deben ser tomadas con prudencia y esperar a ser confirmadas con muestreos más intensivos. Sin embargo las tendencias observadas son lo suficientemente acusadas como para tenerlas en cuenta.

Al margen de lo anterior, es evidente la necesidad de intentar relacionar de algún modo las biozonas locales definidas con los niveles-mastológicos hoy al uso en Europa. Ello es especialmente importante dado que la atribución de una edad a las formaciones estudiadas pasa inevitablemente por este proceso intermedio, con toda la carga de imprecisión y reservas que pueda conllevar.

Para la realización de esta "correlación" debe atenderse de manera esencial a las especies reconocidas en nuestras sucesiones y comprobar cuales de ellas son consideradas características en los distintos niveles referenciales. Ya se ha indicado anteriormente que algunas de las especies menos frecuentemente encontradas en las asociaciones descritas son precisamente las de mayor interés. Theridomyidae y Zapodidae, siendo las familias menos frecuentemente registradas, proporcionan especies adecuadas para la finalidad perseguida.

El cuadro V recoge los resultados de este intento de correlación. Las líneas horizontales y las flechas señalan los puntos de las biozonas en los que con elevada probabilidad se puede fijar un límite superior o inferior de un nivel mastológico. Las líneas discontinuas indican el margen de variación del límite propuesto.

La presencia en el yacimiento de Gandesa de Archaeomys (A.) major y de Issiodoromys aff. minor, permiten proponer la inclusión de los niveles que contienen esa asociación en el nivel-referencia de Antoingt (VIANEY-LIAUD, 1979; BRUNET et al. 1981). La extensión inferior del mismo dentro de las

sucesiones estudiadas permanece por definir. El límite superior máximo, sin embargo sería establecible en aquellos niveles que ya contengan la asociación faunística de Torre del Comte, la cual con Eucricetodon aff. dubius, Eomys aff. major y Plesiosminthus promyarion deben corresponder como máximo a la parte baja del nivel mastológico de Bonningen.

Las formas Theridomys aff. lembronicus e Issiodoromys pseudanaema son a su vez dos hitos de referencia. El género Theridomys, según los datos hasta ahora conocidos, no rebasa el techo del nivel-mastológico de Bonningen, en tanto que I. pseudanaema hace su primera aparición algo por debajo de aquél. Así pues, el límite inferior máximo del nivel de La Milloque sería aproximadamente equivalente, en nuestras sucesiones, a la base de la biozona local MB-2.

Rhodanomys nova sp., forma análoga a la descrita por HUGUENEY (1969) en Coderet como Rhodanomys sp permitiría fijar tentativamente el límite inferior máximo del citado nivel mastológico en la base de la biozona local MC.

Finalmente, el reconocimiento de Rhodanomys schlosseri schlosseri permitiría fijar tentativamente la base del nivel mastológico de Paulhiac (equivalente a la MN-1 de MEIN) en el límite inferior de la biozona local MC-3.

Una vez establecida una equivalencia aproximada de las biozonas locales definidas con los niveles mastológicos utilizados en Europa occidental, cabe plantearse a qué unidades cronostratigráficas pueden corresponder las sucesiones estudiadas (Cuadro V).

La correlación entre los niveles mastológicos y las biozonas marinas no ha alcanzado en el caso del Oligoceno un desarrollo tan notable como el conseguido en el Neógeno (ALBERDI y AGUIRRE, 1977; AGUILAR, 1982). De hecho son muy pocas las faunas de mamíferos oligocénicos que hayan podido ser correlacionadas directamente con depósitos marinos que contengan la fauna de foraminíferos planctónicos o nanno-

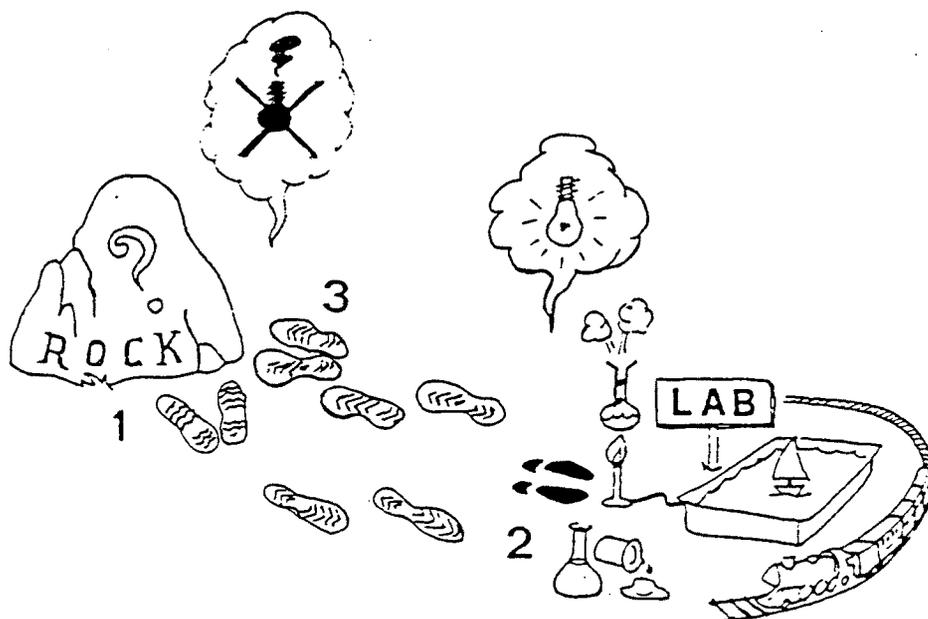
plancton. HUGUENEY y TRUC (1976) señalan la posible correlación del nivel de CODERET con la biozona N-3 = P-22. Esta correlación se basaría en la similitud de la fauna micromastológica del nivel referencial con la reconocida en el yacimiento de Cap Janet, el cual es correlacionable con materiales marinos que aparecen, a su vez, recubiertos por una sucesión en la cual se ha reconocido la base de la biozona N-4. Se observará que este tipo de correlación es un tanto arriesgado, por cuanto es difícil en ocasiones precisar de manera ajustada qué rango de error se introduce en cada paso intermedio (DAAMS & FREUDENTHAL, 1981, p. 13).

Sea como fuere, a partir de los datos actualmente conocidos, se acepta que el nivel referencial de Paulhiac sería correlacionable con la biozona N-4 de BLOW, lo cual implicaría su integración dentro del Aquitaniense en sentido estricto y entendido tal como se ha establecido en el primer apartado de este capítulo. Se acepta asimismo que el nivel referencial de Coderet sería a grandes rasgos correlacionable con la biozona N-3 = P-22, con lo cual es segura su adscripción al Oligoceno superior. A partir de estos hitos de referencia, no se cuenta con más datos de correlación, por lo que la adscripción de cada nivel referencial a determinada biozona de foraminíferos o nannoplancton es especulativa.

El nivel referencial de Antoingt, primero reconocido con certeza en nuestra sucesión, es referido normalmente a la parte más baja del Oligoceno superior (biozona P-20 = N-1). De este modo los niveles de Bonningen y La Milloque deben estar relacionados con la biozona P-21. El nivel de La Milloque quizá esté además ligeramente solapado con la parte inferior de la biozona P-22 = N-3. Todas estas equivalencias están sujetas a revisión y refinamiento. Sin embargo, ya es posible afirmar a partir de ellas que el conjunto de la sucesión del Terciario comprendido entre la Fm Flix del sector de Gandesa y los tramos medios de la unidad de calizas de Torrente de Cinca comprendería desde un Oligoceno supe-

rior muy bajo-"Chattiense" inferior) hasta un Oligoceno superior muy alto ("Chattiense" superior). Por encima de los tramos indicados, la edad de los materiales sería Aquitaniense inferior. No hay que descartar la posibilidad de que este límite oscile ligeramente a partir de nuevos datos paleontológicos que puedan recogerse en el futuro, pero las variaciones deberían ser, en principio, mínimas.

(C) SEDIMENTOLOGIA DE LOS  
DEPOSITOS LACUSTRES Y  
ALUVIALES ASOCIADOS



Percorso del sedimentologo.

Ricci Lucchi, F. (1980): Sedimentologia

(I) INTRODUCCION: ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

El principal objetivo del presente capítulo es la descripción, interpretación y encuadre general de una serie de sucesiones lacustres que alcanzan un gran desarrollo dentro del sector suroriental de la cuenca del Ebro. Estas sucesiones aparecen integrando fundamentalmente las unidades informales descritas en el capítulo de litoestratigrafía como unidades de calizas de Mequinenza, lutitas y calizas de Granja d'Escarp y calizas de Torrente de Cinca. De modo a veces también generalizado, las facies lacustres aparecen bien desarrolladas en la unidad de Lutitas de la Cuesta de Fraga y en la de lutitas y calizas del Llano de Cardiel.

Parte de estas sucesiones lacustres ya había sido objeto de especial atención por parte de autores que desarrollaron diversas tareas de investigación, pura o aplicada, en el sector. Algunos de ellos, centraron su atención de un modo especial en los depósitos de lignito que contienen las sucesiones lacustres. Tal es el caso de CLOSAS MIRALLES (1947), ALVARADO y ALMELA (1951). QUIRANTES (1969, 1978) dedica a su vez una especial atención a los carbones que formaban parte del sistema lacustre carbonatado, y es el primer autor que integra los niveles conocidos en sucesiones estratigráficas locales. Con posterioridad, se han realizado importantes estudios dedicados a la investigación de las posibilidades mineras de la zona de Mequinenza (ENADIMSA, 1975-1976). El objetivo esencial era determinar el posible interés de la cuenca para la explotación de mineralizaciones de uranio asociadas a los lignitos. El resultado final, aparte de los datos de sondeos, cartografías y perfiles, se concretó en el establecimiento de las características analíticas de los lignitos, la demarcación general de su ocurrencia en las diversas unidades, la estimación de sus recursos y el establecimiento de algunas hipótesis sobre su origen.

Al margen de estas investigaciones, con una finalidad estrictamente prospectiva y aplicada, otros autores han dedicado su atención a las sucesiones lacustres señaladas. COLOMBO (1980), describe de manera general las características litológicas de las unidades lacustres carbonatadas en los sectores situados al sur del Ebro (área de La Fatarella). Con anterioridad GROSS (1968, 1974) realizó un estudio estratigráfico general de la región en el que se alude de manera somera a estos materiales, estableciendo su origen lacustre y señalando algunas de sus características generales. También QUIRANTES (1966, 1978) dedicó su atención al estudio descriptivo de los carbonatos, aplicando la clasificación de FOLK a muestras recogidas de modo disperso en el conjunto de la cuenca del Ebro.

Con todo, el trabajo más estrictamente dirigido al estudio de las facies lacustres, es el realizado por BIRNBAUM (1976). Este autor realizó un estudio comparativo general de los diversos tipos de depósitos lacustres desarrollados en una extensa área de la cuenca del Ebro. Este trabajo se basó en el estudio de afloramientos dispersos y puntuales, sobre los que se realizó un intensivo muestreo y un posterior estudio geoquímico y petrográfico. Las conclusiones generales del trabajo se centraron esencialmente en remarcar el carácter somero de las facies lacustres, la existencia de zonas evaporíticas y en establecer la existencia del "Lake Aragón". Por otra parte, los análisis geoquímicos, permitieron al citado autor establecer una clara diferenciación entre las facies lacustres carbonatadas originadas en medios evaporíticos y aquéllas que se formaron en un contexto en el que las láminas superficiales de agua presentaban una mayor estabilidad relativa. Falta sin embargo en este trabajo la realización de una descripción individualizada de las diversas facies carbonatadas diferenciables en las sucesiones lacustres, así como el establecimiento de sus relaciones secuenciales, entre sí y con las litofacies terrígenas y orgánicas.

Aparte de la descripción de las litofacies características de las unidades lacustres objeto de estudio, se pretende realizar el análisis sedimentológico de las mismas, integrándolas dentro de un esquema interpretativo en el que se tengan en cuenta sus características petrológicas, mineralógicas, paleontológicas y secuenciales. Partiendo de la base interpretativa así establecida, se intentará realizar un breve análisis del significado de los distintos tipos de secuencias reconocidos en las sucesiones lacustres del área, estableciendo a grandes rasgos las características y funcionamiento dinámico del sistema lacustre.

(II) EL CONTEXTO GENERAL DE LAS SUCESIONES LACUSTRE-PALUSTRES

A) INTRODUCCION

Este apartado es en esencia una síntesis muy resumida de los datos que han sido expuestos en los capítulos de litostratigrafía, biostratigrafía y encuadre general del trabajo. En algunos aspectos se aportarán algunos nuevos elementos de interés. El principal objetivo es sentar las bases para realizar la descripción e interpretación paleoambiental y sedimentológica de las sucesiones lacustres estudiadas. La exposición, siempre resumida, se orientará a aportar todos aquellos elementos de juicio que permitan justificar o adelantar algunos de los puntos sobre los que se basarán desarrollos posteriores.

En los sucesivos apartados, se intentará dar una visión lo más ajustada posible de los parámetros que controlaron la evolución general de las áreas lacustres, sea cual fuere su entorno particular. Es evidente que muchos aspectos carecerán de una profundidad de justificación exhaustiva, debido esencialmente a la carencia de datos de primera mano. Sin embargo en general podrán esbozarse unas líneas maestras en torno a las cuales poder establecer una discusión.

B) LAS CONDICIONES ESTRUCTURALES Y FISIOGRAFICAS:

Las unidades estudiadas, se sedimentaron en un complejo deposicional implantado durante el Oligoceno medio-superior y hasta el Mioceno inferior, cuando menos, en las zonas centrales y marginales del sector SE de la cuenca del Ebro (Sistema deposicional de Los Monegros). La cuenca del Ebro aparece claramente configurada como una depresión intracratónica, generada por una subsidencia diferencial muy continua a lo

largo de buena parte del Terciario. La potencia de las sucesiones lacustres estudiadas, demuestran claramente este hecho.

Los márgenes de la cuenca del Ebro, fueron tectónicamente activos a lo largo de buena parte de la evolución del sistema deposicional de Los Monegros. Tanto los Pirineos como los Ibérides (alineaciones Ibérica y Catalánide) se configuran como márgenes con tendencia al levantamiento y sujetos a una intensa deformación tectónica. Las alternativas de la evolución estructural de las diversas alineaciones estructurales controlaron la evolución de importantes sistemas aluviales, (sistemas Pirenaicos, Scala Dei y Matarranya Guadalope) que ejercieron una importante influencia sobre las áreas lacustres.

El conjunto de estos sistemas deposicionales predominantemente terrígenos es la clara representación de una sedimentación sinorogénica, asociada a una intensa denudación de las formaciones de cobertera mesozoica y, al menos parcialmente, del zócalo paleozoico de las cadenas Pirenaica, Ibérica y Catalánide. En las áreas marginales de cuenca, y en general en todas las franjas sometidas a deformación compresiva, la actuación de importantes accidentes estructurales condicionó el aporte de grandes volúmenes de sedimento terrígeno. Las alternativas en la evolución de las alineaciones estructurales que limitaban meridionalmente la cuenca, fueron las que más claramente influyeron en el desarrollo diversamente expansivo de las zonas lacustres.

De manera general pueden sugerirse distintas posibilidades que expliquen el desarrollo de las extensas áreas lacustres:

- 1) La sedimentación lacustre, predominantemente carbonatada, tenía lugar durante los períodos de tranquilidad de las zonas marginales tectónicamente activas, coincidiendo con una disminución de la cantidad de sedimentos terrígenos aportados a la cuenca.

- 2) Las áreas lacustres carbonatadas se desarrollaron fundamentalmente gracias a períodos durante los cuales, la actuación de fracturas que afectasen al zócalo de la cuenca, ocasionaba un importante proceso de subsidencia diferencial. Este tipo de proceso no tenía que estar necesariamente relacionado directamente con la actuación de los accidentes estructurales externos a la cuenca.
- 3) La sedimentación lacustre carbonatada tuvo lugar mediante la combinación de ambos mecanismos de actuación estructural, que podrían actuar separada o simultáneamente.

WILLIAMS (1975) calcula a partir de métodos indirectos para ciertos sectores de la cuenca, una subsidencia relativa de 4,3 mm anuales. Al margen de la aproximación de este valor es indudable que la subsidencia en los sectores más centrales de la cuenca fue relativamente persistente, tal como lo demuestran los más de 1000 m de potencia totalizados por las series continentales en las que se intercalan las sucesiones lacustres (esquema B). Como se verá más tarde, las características sedimentológicas de las facies lacustres depositadas en la cuenca no muestran en ningún momento indicios que indiquen que fueran sedimentadas en contextos muy profundos. Este hecho indicaría que la subsidencia de la cuenca estaba equilibrada con la tasa de sedimentación. Por otra parte, si se tiene en cuenta que la expansión hacia los sectores meridionales de la cuenca de las formaciones lacustres carbonatadas, tiene lugar siempre bajo el condicionamiento de la evolución de los sistemas aluviales meridionales, es indudable que la evolución de las áreas lacustres se debió ver condicionada indirectamente por la dinámica estructural de los márgenes de cuenca.

Dado el contexto estructural considerado, la cuenca del Ebro se configuraba en el momento del desarrollo de las áreas lacustres como una zona llana y deprimida, carente de

importantes accidentes. Y en este contexto fisiográfico se implantaban con una extensión y persistencia variable áreas lacustres de distintas características, para las que BIRNBAUM (1976) acuñó el término genérico de Lago Aragón. Tal como se ha indicado en apartados anteriores, el "lago" se configura en realidad como una sucesión de episodios lacustres de entidad, significado y dinámica distintas, según fueran las condiciones reinantes en el momento de su formación. Este conjunto de áreas lacustres eran en esencia bastante someras, de límites imprecisos y cambiantes (márgenes no coincidentes en el sentido de DONOVAN, 1975) y, como se verá, sujetas a evolución diferencial según los sectores y unidades que se consideren. Con relativa frecuencia, las áreas lacustres podrían verse sujetas a retracción y desecación, lo cual implicaría la formación de depósitos evaporíticos asociados. Esta dinámica ambiental sugiere que la cuenca era claramente endorreica.

### C) LAS CONDICIONES PALEOCLIMATICAS

Ya desde los primeros estudios realizados sobre los materiales terciarios del sector de Los Monegros, se insistió en la idea de que las condiciones climáticas reinantes durante el momento de la sedimentación de las formaciones lacustres debió ser similar al actual, caracterizado por una aridez bastante acentuada, temperaturas estivales medias elevadas y un cierto carácter estacional (QUIRANTES, 1969).

Distintas líneas de argumentación llevaron a la misma idea y los sucesivos autores que trabajaron en torno a diversos temas sobre el Terciario de la cuenca (WILLIAMS, 1975; BIRNBAUM, 1976; SLATER, 1977) la han utilizado como un parámetro relativamente controlado.

De las afirmaciones contenidas en los trabajos de WILLIAMS (1975), BIRNBAUM (1976) y SLATER (1977) parece deducirse en ocasiones que el contexto paleoclimático debió

ser relativamente próximo al de zonas desérticas. Así WILLIAMS (1975, pp. 174-175) indica que el clima actual no es sino una versión mejorada del que se dió durante el Oligoceno y Mioceno, estableciendo una comparación con las variables climáticas del Sahara, Arabia Saudí y Sudán. En la misma línea indica la casi total falta de restos vegetales en el registro sedimentario, hecho que también es remarcado por SLATER (1977). WILLIAMS concluye, con todo, que la media diaria de temperaturas en los meses más calurosos debió ser de 30° C y que la pluviometría debió ser menor de 150 mm anuales.

Si bien las conclusiones establecidas por WILLIAMS (1975) y seguidas por BIRNBAUM (1976) y SLATER (1977) son válidas en general, deben ser indicadas algunas matizaciones de detalle, basadas en los datos disponibles. En primer lugar, las deducciones indicadas, estaban basadas en un registro paleontológico deficiente. Los autores carecían de datos palinológicos o de macroflora. En segundo término, debe tenerse presente que las conclusiones se basaban en buena parte en el estudio de las características de los depósitos fluviales del área de Caspe-Alcañiz. Tal como se ha indicado, el estudio exclusivo de los depósitos de este sector introdujo, debido a condicionamientos topográficos, un posible sesgo en la toma de datos realizada por WILLIAMS (1975), que desconocía las características sedimentológicas de los depósitos fluviales del sistema situados más al Este. A partir del estudio de las mismas cabe plantear cual fué la influencia relativa real de la aridez del clima, respecto a los factores estructurales, en la configuración de los cuerpos fluviales y del sistema Matarranya-Guadalupe en general.

Las reconstrucciones de SMITH y BRIDEN (1977) indican que, durante el Paleógeno, la Península Ibérica se encontraba situada en una latitud marcadamente más meridional que en la actualidad. MCELHINNY (1973, citado en BIRNBAUM 1976) establece que durante el Terciario inferior la Penín-

sula se encontraba situada unos 20° de latitud más al sur. Este hecho implica que la cuenca del Ebro se encontraba situada plenamente dentro de la región intertropical, donde hoy aparecen desarrollados los desiertos del Sahara y Arábiga. Este hecho sin embargo no justifica suponer que, necesariamente, las condiciones paleoclimáticas debían ser estrictamente semejantes a las allí reinantes en la actualidad. Debe tenerse en cuenta que el clima es una resultante global de multitud de factores aún hoy día no bien comprendidos. Por este motivo, es más prudente intentar valorar las condiciones paleoclimáticas basándose en datos paleobiológicos recogidos en el área. Esta valoración puede ser referida a diversos aspectos:

- 1) Indicadores de una temperatura media más elevada que la actual

Tal como se ha indicado con anterioridad, son muy frecuentes en los sedimentos lacustres estudiados los restos dentarios y óseos de diversos grupos de reptiles: Quelonios, Cocodrílidos... . La presencia de estos grupos de animales, en especial de los cocodrílidos, indican que las condiciones climáticas durante la sedimentación de los materiales oligocénicos y miocénicos, fueron ciertamente más cálidas que en la actualidad. Las actuales especies vivientes de cocodrilos aparecen restringidas a zonas fluviales y pantanosas situadas predominantemente en latitudes inferiores a los 30°, tanto norte como sur. Esta limitación es muy acusada para las formas de gran talla, si bien las de menor tamaño (como las reconocidas en nuestras sucesiones) pueden mostrar una mayor ubicuidad (WEBB et al. 1978).

Algunos de los taxones vegetales reconocidos a partir del estudio de esporomorfos fósiles (ver apartado de biostratigrafía correspondiente) señalan por otra parte hacia la existencia de condiciones climáticas con temperaturas medias más elevadas que en la actualidad. La presencia de Sapotaceas y del género Engelhardtia apuntan en esa direc-

ción, debiendo además añadirse que esta última forma presenta requerimientos de humedad poco compatibles con un ambiente estrictamente desértico.

## 2) Indicadores de condiciones de aridez

La presencia de diversas formas de Theridomyidae (subfamilia Issiodoromyinae, caracterizada por su acentuada hipsodontia, vesículas timpánicas muy desarrolladas, miembros posteriores tridáctilos y miembros anteriores acortados) que presentan unas notables similitudes morfológicas con actuales formas de roedores estépicas (VIANEY-LIAUD, 1979) señalan un contexto paleoclimático ciertamente árido, lo cual coincidiría con el desarrollo de facies evaporíticas.

Al margen de consideraciones más elaboradas, es indudable que la existencia de sedimentos evaporíticos indica la concurrencia de unas condiciones indudables de aridez y confinamiento (PERTHUISSOT, 1980). Estas condiciones se dan también hoy localmente en la región, tal como ya de antiguo se conoce (QUIRANTES, 1969) y dan lugar a la generación de productos evaporíticos relativamente variados, cuya probabilidad de preservación en el registro sedimentario es sin embargo relativamente escasa, a excepción de determinadas especies minerales (PUEYO, 1978-1979).

Del conjunto de datos aquí sumariamente recogidos, sólo cabe deducir que las condiciones climáticas existentes durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior en la cuenca del Ebro eran las correspondientes a un clima más cálido que el actual y con unas condiciones locales de aridez acentuadas, sin alcanzar los términos extremos propuestos por autores anteriores (WILLIAMS, 1975).

#### D) LA ALIMENTACION HIDRICA DE LAS AREAS LACUSTRES

Tal como se ha indicado, las áreas lacustres, de carácter somero y límites imprecisos se caracterizaban además por un claro endorreísmo, derivado de las condiciones fisiográficas reinantes, a su vez condicionadas por factores estructurales. En estas condiciones, la alimentación hídrica de las áreas lacustres debió realizarse de modos diversos, según el momento y las circunstancias.

Puede afirmarse que la alimentación de los lagos endorreicos tuvo lugar esencialmente a partir de dos mecanismos complementarios: La alimentación superficial y la recarga a través de los mantos freáticos (EUGSTER y SURDAM, 1973; SURDAM y STANLEY, 1979).

La importancia relativa de ambos tipos de alimentación suelen ser difícilmente precisable y por lo general se tiende a intentar establecer simplemente su posible presencia o ausencia, a través de diversos criterios (SURDAM y STANLEY, 1979). En lo que hace referencia al caso que nos ocupa, merece destacarse que no existe ninguna certeza en torno al hecho de que las condiciones de alimentación hídrica se hayan mantenido constantes a lo largo de la evolución de las distintas áreas lacustres, es decir, a lo largo de la sedimentación de las distintas unidades (calizas de Mequinenza y calizas de Torrente de Cinca).

Los lagos en los cuales se sedimentó la unidad de las calizas de Mequinenza fueron alimentados por aportes superficiales de modo apreciable. Recordemos que esta unidad, aparece relacionada lateralmente con diversas unidades fluviales. (formación Caspe, unidad de lutitas y areniscas de Fraga, formación Flix y formación Peraltilla). En torno a los aportes de estas redes fluviales no puede establecerse una cuantitativización precisa, toda vez que no han sido realizados estudios paleohidrológicos de conjunto. WILLIAMS (1975, p. 184) calcula (partiendo de la base de que los ca-

nales fluviales de la red de Caspe funcionaban unos cuarenta días al año) unos aportes de  $2.55 \times 10^8$  metros cúbicos. Esta sin embargo, de ser aproximada, sólo sería una aportación parcial, por cuanto ya se ha indicado la diversidad de las redes fluviales que drenaban hacia las áreas lacustres.

Por otra parte, si se tiene en cuenta el hecho de que la sedimentación lacustre incluye procesos de tipo deltai-co en sus zonas marginales, cabe aceptar que la alimentación superficial por cursos fluviales fué lo suficientemente importante como para desarrollar (a escala reducida) este tipo de procesos.

En torno a las posibles fuentes de alimentación superficial de las áreas lacustres en las que se depositaron los sedimentos de la unidad de Torrente de Cinca, son menores las posibilidades de concreción por cuanto al registro estratigráfico aparece afectado por la erosión. El conjunto de esta unidad carbonatada, se ve directamente relacionada hacia el Norte con la unidad fluvial de Sariñena. SLATER (1977) realizó un estudio general de estos depósitos y calculó algunos datos paleohidrológicos estimativos en torno a los paleocanales de las facies fluviales más distales, relacionadas con las áreas lacustres. Para los paleocanales allí existentes (sector de Candanos y Ontiñena) estableció unos valores medios de descarga de inundación anual de unos 80 a 123 m<sup>3</sup>/s., para cada uno de ellos. La descarga anual media la establece entre 3,17 y 4 m<sup>3</sup>/s. Estos valores son similares a los calculados por WILLIAMS (1975) en las zonas meridionales de la cuenca. No es posible establecer una valoración global aproximada de cual sería el volumen total de agua aportado anualmente, por falta de datos en torno a la diversificación de la red de paleocanales. Sin embargo, ya es posible afirmar que los cursos fluviales, siendo de escasa importancia, contribuían un notable volumen de aportes hídricos superficiales.

Por otra parte, tanto en el caso de la unidad de Mequinenza como en el de la de Torrente de Cinca, existen indicios de un considerable flujo de aguas freáticas a través de los depósitos aluviales. Así lo indican los cementos carbonatados desarrollados en los niveles de areniscas y conglomerados. BIRNBAUM (1976) señala además la frecuente corrosión de los granos de cuarzo por los cementos calcíticos como una posible fuente de sílice, a través de las aguas freáticas, aportable a las zonas lacustres. Por otra parte, las facies lacustres someras estudiadas, muestran con frecuencia el desarrollo de procesos de cementación desarrollados en una zona freática activa, con renovación de los aportes de carbonato cálcico (LONGMAN, 1980).

En conclusión, la alimentación y recarga de las áreas lacustres debió realizarse tanto superficial como freáticamente. En el primer caso los aportes eran contribuidos por redes fluviales distributivas constituídas por canales efímeros (WILLIAMS, 1975; SLATER, 1977), o bien por flujos acuosos en manto. En el segundo los mantos freáticos establecidos sobre las zonas aluviales eran los principales agentes.

#### E) MORFOMETRIA DE LAS AREAS LACUSTRES

Los estudios realizados por autores anteriores (QUIRANTES, 1969, 1978; BIRNBAUM, 1976, de manera fundamental), han insistido de manera especial en que el contexto sedimentario en el que se desarrollaron las áreas lacustres no permitía que estas fueran de una gran profundidad.

En su esquema interpretativo del conjunto de la cuenca QUIRANTES (1978, p. 154) ya establece los grandes rasgos paleogeomorfológicos que presidieron la sedimentación de las unidades que nos ocupan. BIRNBAUM (1976), aplicando un modelo propuesto por RYDER et al. (1976) precisa con mayor detalle las condiciones fisiográficas relacionadas con la sedimentación y profundiza con cierto grado de detalle en

las características morfológicas de los lagos. Los resultados aquí obtenidos coinciden con las hipótesis por él establecidas, si bien introducen numerosas matizaciones.

Basándose en los cálculos de WILLIAMS (1975) en torno al volumen de agua aportado en las zonas endorreicas, BIRNBAUM (1976, pp 5-14 a 5-18) establece las siguientes conclusiones:

- La profundidad máxima de los lagos debía ser de unos pocos metros
- El gradiente deposicional era muy bajo, con una pendiente oscilante entre  $5,2$  y  $8,4 \times 10^{-4}$  (WILLIAMS, 1975).
- Las variaciones en los aportes hídricos (a menudo bruscas debidas a la actuación de inundaciones repentinas y de corta duración) motivarían, por lo anterior, rápidas expansiones, y posteriores retracciones, de las áreas lacustres. Su superficie era pues muy variable, incluso a nivel de posibles estaciones anuales (BIRNBAUM, 1976 p. 5-17).

La extensión de las zonas lacustres y la de las palustres sometidas a su influencia era considerable. Si atendemos a una extensión media o mínima, difícil de precisar por el tipo de evolución de las áreas lacustres, llegaremos a obtener resultados como los reflejados en el esquema I.

Resumiendo, puede afirmarse que los lagos eran de gran extensión, poco profundos, hasta el extremo de poder llegar local o generalizadamente a su desecación, y de límites imprecisos y cambiantes (márgenes no coincidentes, según DONOVAN, 1975).

## F) CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS SISTEMAS ALUVIALES

Los conocimientos con que se cuenta en torno a la estructuración general de los sistemas aluviales relacionados con las áreas lacustres, (condicionantes en gran manera de la evolución y del tipo de sedimentación en ellas desarrolladas) son variables y, por lo general, deficientes. Ello es debido a que a pesar de que sobre ellos se hayan realizado diversos estudios y trabajos (RIBA et al. 1967; WILLIAMS 1975a y b; SLATER, 1977; ALLEN et al. 1983; ALLEN y MANGE RAJETZKY, 1982) falta en la mayor parte de los casos una visión global, basada además sobre un control exhaustivo de la estratigrafía. SLATER (1977) ya hace referencia a estos problemas, que afectaron directamente la elaboración de su trabajo. Este, por su enfoque, es el más completo en cuanto al intento de realizar una síntesis general de la estructuración y funcionamiento de un sistema fluvial, aunque adolece de la falta de una mayor densidad de datos.

Si se atiende a los datos disponibles en torno a los distintos sistemas aluviales desarrollados en la cuenca (tanto los existentes en la bibliografía como los recogidos sumariamente a lo largo del presente trabajo), se llega a la conclusión de que todos ellos tienden a presentar unas ciertas similitudes que, a grandes rasgos, permiten establecer algunas de sus características. La información disponible de cada uno de ellos variará tanto en función del distinto desarrollo de los afloramientos (muy limitados por ejemplo en la formación Peraltilla) como de la cantidad y extensión de los trabajos sobre ellos realizados.

De manera general puede establecerse que el tamaño medio de los clastos decrece desde las áreas proximales a las medias y distales-marginales. Los datos indicados en los apartados de litostratigrafía referentes a los sistemas de Scala-Dei y Matarranya-Guadalupe son concluyentes. En lo que hace referencia a la unidad de Sariñena, SLATER (1977) señala una tendencia idéntica.

La tendencia anterior aparece combinada con otra consistente en un decrecimiento de la potencia de los complejos de canales fluviales. Esta característica aparece claramente desarrollada en los dos sistemas aluviales meridionales (Scala Dei (ALLEN et al. 1983) y Matarranya-Guadalope) así como en la molasa de Sariñena (SLATER, 1977).

La polaridad de las paleocorrientes, señala que las redes fluviales se estructuraban tendiendo hacia el centro y zonas marginales de la cuenca, dependiendo de las circunstancias (Esquema F; SLATER, 1977, fig. 6-2; ALLEN et al. 1983, Fig 3).

Por otra parte, las estimaciones paleohidrológicas realizadas (WILLIAMS: 1975; SLATER, 1977; ALLEN y MANGE-RAJETZKY 1982) señalan hacia una clara tendencia a la disminución del volumen de aguas circulante por los cauces, en las zonas distales, paralelamente a la disminución de la entidad de sus depósitos.

Finalmente, tanto en el caso de la molasa de Sariñena (SLATER, 1977) como en los sistemas Matarranya-Guadalope y Scala-Dei se asiste a una transición hacia zonas en las que predominan de manera generalizada los procesos de sedimentación terrígena desarrollados por corrientes acuosas no canalizadas, de profundidad relativamente baja y de muy amplia extensión lateral (sheet-floods). Estas zonas se configuran como llanuras aluviales lutíticas (alluvial flood plain, SLATER, 1977), y se emplazan normalmente en zonas muy distales o marginales, con respecto a los ejes de expansión de los sistemas aluviales, en los cuales aparecen bien desarrollados los canales fluviales. (ALLEN et al. 1983).

A grandes rasgos, la distribución de las características a que se ha aludido, sería la propia de redes fluviales de tipo distributivo. Ello vendría basado en las implicaciones derivadas de las distintas características: Decrecimiento general de la energía física del sistema, de su

competencia en transportar sedimento, y descenso del volumen de agua transportado por cada canal individual hacia las zonas distales y marginales.

Las distintas variaciones observadas en torno a las características texturales y entidad de los depósitos fluviales, someramente esbozadas más arriba, van acompañadas usualmente por otras correlativas de las características geométricas de los cuerpos acanalados. Sin embargo, a partir de los datos disponibles en la actualidad es difícil precisar la motivación precisa de las variaciones observadas en este sentido.

SLATER (1977) señala la dificultad de aislar y concretar la importancia relativa de cualquiera de los posibles factores que controlan la geometría de los cuerpos arenosos fluviales (entre los que destaca la velocidad o fuerza del flujo, la resistencia de las orillas, la periodicidad y duración de las avenidas y las variaciones en el nivel de base).

Para este mismo autor es probable que los cuerpos de tipo "Caspe" ("ribbons", descritos aquí más adelante como cuerpos arenosos de tipo III) reflejen la actuación de corrientes fluviales con una velocidad y fuerza de las avenidas baja o alta, carácter efímero, orillas cohesivas y actuantes en un contexto de variaciones acusadas del nivel de base. De forma opuesta, cuerpos tabulares con acreción lateral (descritos más adelante como cuerpos arenosos de tipo IV) corresponderían al producto de la actuación de cursos con velocidad y fuerza intermedia de las avenidas, orillas no excesivamente cohesivas, un carácter regular del flujo y estabilidad en el nivel de base. A las variables propuestas, cabría añadir la carga y tipo de sedimento que los cursos deben movilizar.

Hasta la fecha (SLATER, 1977) se ha venido manteniendo que los cuerpos fluviales con acreción lateral (IV) alcanzaban un especial desarrollo en las unidades fluviales

septentrionales, con respecto a las meridionales en las que predominaban supuestamente los cuerpos de tipo ribbon (III). COLOMBO (1980) ya señala el hecho de que en las unidades fluviales del sistema Scala Dei aparecen con relativa frecuencia cuerpos que parecen mostrar acreción lateral, hecho claramente corroborado aquí. Pero además, merece destacarse el extensivo desarrollo de cuerpos fluviales con diversas modalidades de acreción lateral, que han sido reconocidos a lo largo de la elaboración del presente trabajo, en la misma formación Caspe, en especial en sus sectores orientales (Lam. VI, Figs. 37 y 40).

Este hecho hace necesario replantear la tendencia de globalizar los resultados de los estudios realizados hasta la fecha sobre las unidades fluviales del Este en la cuenca del Ebro (fundamentalmente WILLIAMS; 1975 y SLATER, 1977). Es evidente que un esquema interpretativo basado en esta idea es demasiado rígido y carece de la flexibilidad exigida por las evidencias.

La solución de esta cuestión radica en asimilar una posibilidad ya implícitamente expuesta por SLATER (1977), cuando indica las diversas posibles motivaciones de que se configure uno u otro tipo de depósitos de canal. Una alternancia repetida de tramos integrados por depósitos tipo "ribbon" con otros en los que aparecen cuerpos con acreción lateral, más o menos desarrollada, indica una evidente reiteración de cambio de condiciones, que puede ser justificada a partir de cambios en una o varias de las variables propuestas por SLATER (op. cit). Cambios que pueden producirse simultáneamente e interaccionar entre ellos.

SCHUMM (1981) hace especial hincapié en estos aspectos y remarca el hecho de que los cursos pueden modificar su morfología como respuesta a multitud de variables. El hecho de que a lo largo de la mayor parte de su evolución, los cursos fluviales se encuentren raramente en equilibrio y sometidos a variaciones continuadas de su entorno, con-

lleva que el registro deposicional tienda a ser complejo, tal como ocurre en nuestro caso. Sólo a modo de recordatorio cabría aludir al hecho de que las incidencias de la evolución de la producción de sedimento en las áreas fuente (sometidas en la cuenca del Ebro a fuertes modificaciones estructurales) debieron afectar las zonas intermedias de los sistemas. La sensibilidad de los canales a estos cambios en la cantidad y tipos de sedimento recibidos, se debió combinar con las posibles variaciones del nivel de base de los canales, a menudo constituido por las áreas lacustres endorreicas. Estas variaciones del nivel de base podrían ser debidas tanto a causas alocíclicas (subsistencia diferencial afectando tanto las zonas donde se desarrollaron los cinturones fluviales como aquellas en las que se desarrollaban las áreas lacustres) como a procesos autocíclicos (variaciones del nivel de las áreas lacustres). En este caso, las variaciones del nivel de base y la evolución de los canales podrían incluso haber derivado hacia procesos de "feed-back".

El registro sedimentario del sistema aluvial Matarraña-Guadalope, refleja una acentuada instantaneidad y variabilidad en los procesos y en las razones de agradación-erosión. Es difícil precisar en qué grado se dio este tipo de evolución en los restantes sistemas, implicados más o menos directamente en la evolución sedimentaria del SE de la cuenca del Ebro, durante el lapso de tiempo indicado. Sin embargo, es probable que también los afectase. La solución a estas cuestiones permanece pendiente de contar con un volumen de datos considerablemente mayor al que se conoce en la actualidad.

G) LAS RELACIONES ENTRE LA SEDIMENTACION LACUSTRE Y LA ALUVIAL

Tomando como base todo lo expuesto en los apartados de litoestratigrafía, (sintetizado gráficamente en los esquemas C, C' y E y en los paneles de correlación I a IV) es posible concluir que el conjunto de la sedimentación lacustre palustre tuvo lugar en estrecha interacción y frecuente relación directa con los sistemas aluviales que aportaban materiales al sector SE de la cuenca del Ebro. Los sistemas de Scala Dei, Matarranya-Guadalope y las formaciones fluviales de procedencia pirenaica (molasa de Sariñena, formación Peraltilla) ejercieron sin lugar a dudas su influencia, tal como se deduce de los tipos de relaciones reconocidos entre las distintas unidades litológicas descritas. De estas relaciones cabe extraer el establecimiento de diversos tipos de sucesiones, cada uno de los cuales correspondería a grandes rasgos a amplios grupos de ambientes. Estas sucesiones estarían estrechamente relacionadas entre sí en las áreas de transición, pero serían claramente diferenciables en aquellos sectores en que muestran el máximo desarrollo de sus peculiaridades. Los paneles de correlación (I a IV) permiten en un rápido análisis diferenciar (a partir de las litologías, coloración y contenido paleontológico) los siguientes grupos de ambientes:

- Areas lacustre-palustres con sedimentación carbonatada o terrígena: Caracterizadas por el desarrollo dominante de coloraciones grises, verdes y versicolores y por la presencia generalizada de fósiles de organismos límnicos. La sedimentación carbonatada se habría producido en zonas internas de las zonas lacustres, distanciadas de la influencia de los aportes terrígenos, que habrían dado lugar a depósitos predominantemente lutíticos o arenosos. Por lo general puede afirmarse que a más influencia y estabilidad de las láminas superficiales de agua debe corresponder un mayor desarrollo correlativo de se-

dimentos carbonatados y de tramos terrígenos grises (Fig. 1 a 8; perfiles de Pobla de Masaluca, Ermita del Pilar; Ermita del Bernis; Ribarroja; Almatret; Mina del Pilar y Mequinenza en paneles I a III).

- Areas de llanuras lutíticas distales, relacionadas con las anteriores y sometidas a su influencia en grado diverso. Los sedimentos terrígenos depositados en este contexto, muestran con frecuencia claros indicios de que frecuentemente se veían afectados por variaciones del nivel del agua y la evolución de la salinidad de las láminas de agua (Figs. 9 a 17: Ver perfiles de Granja d'Escarp, Mequinenza, Torrente de Cinca, Fraga W, Velilla de Cinca y Ballellbar y comparar con El Montmeneu, Bot y Corbera).
- Areas de llanuras aluviales distales y medias. En las sucesiones estratigráficas correspondientes sería posible diferenciar los depósitos propios de los posibles ejes de expansión de los canales fluviales y de las correspondientes zonas interaxiales, situadas entre los mismos (Fig. 18 a 24; Perfiles de Corbera, Val de Valdecanelles y Les Camposines).

Dentro de estos tres grandes grupos de ambientes cabe establecer cuantas matizaciones y subdivisiones puedan derivar de un estudio más o menos detallado. Pero la conclusión final siempre será la existencia de unas áreas deposicionales lacustres-palustres a las que los aportes terrígenos sólo llegaban de una manera restringida y cuantitativamente poco importante, quedando mayoritariamente concentrados en sus sectores marginales. En estas áreas lacustres, se desarrollaba una intensa sedimentación carbonatada, formando diversos tipos de sucesiones según fuera el contexto paleoambiental. En torno a los sectores marginales de las áreas límnicas, se desarrollaron llanuras lutíticas de gran extensión. Estas llanuras se configuraban como las zonas aluviales más distales de los sistemas fluvia-

les cuyas zonas proximales se establecieron, a lo largo de los distintos episodios de evolución sedimentaria del sector, en los Catalánides, La Ibérica y los Pirineos. Hacia sectores más proximales, las llanuras lutíticas distales pasaban a zonas aluviales en las que los procesos de sedimentación asociados a cursos de agua canalizados todavía eran importantes. Ambos contextos aluviales podían verse sujetos en diverso grado a la influencia de las áreas lacustres, cuyas expansiones y retracciones constituyen uno de los factores a tener en cuenta en la evolución paleoambiental del sector y que aparecen claramente registradas en las sucesiones estratigráficas estudiadas (ver paneles I a IV). En apartados posteriores se desarrollarán estos aspectos.

### (III) DESCRIPCION GENERAL E INTERPRETACION DE LITOFACIES

#### A) INTRODUCCION

En el gran conjunto de sucesiones resultantes de la sedimentación en los grupos de ambientes que se han indicado, se observa el desarrollo generalizado del mismo tipo de litofacies deposicionales, si bien su grado de desarrollo y la frecuencia con que son observables varía sensiblemente de unas a otras, según fueran las condiciones deposicionales dominantes. En los siguientes apartados se procederá en primer lugar a la descripción e interpretación general de las diversas litofacies reconocidas. Posteriormente se procederá al desarrollo de la descripción e interpretación de las diversas formas en que aparecen agrupadas, conforme al medio en que se depositaron a fin de proceder a su interpretación global.

En los apartados sucesivos los términos de litofacies y facies deposicionales serán considerados equivalentes y utilizados en el sentido en que lo vienen haciendo de forma extensiva diversos autores (ver MIALL, 1977 a y b, 1978; RUST, 1978, entre otros). Facies en este sentido es cualquier cuerpo rocoso de origen sedimentario cuya importancia como tal, en volumen y extensión puede ser escasa, pero cuyas características petrográficas, texturales y, sobre todo, sedimentológicas, están claramente definidas. A su clara diferenciación, las facies deposicionales unen una ocurrencia frecuente y extensiva, radicando en ello su principal utilidad.

La descripción de las facies hará rerefencia no sólo a las que han sido observadas en las sucesiones predominantemente lacustre-palustres, sino también a aquellas que aparecen en asociaciones en las que los depósitos lacustres son subordinados.

Se han diferenciado cuatro grandes grupos de litofacies:

- A) Litofacies arenosas: Ah, Ar, At, Ac, Am, Ae y A
- B) Litofacies lutíticas: Ll, Lr, Lm, Lp, Lo, Lg, Le-Yn
- C) Litofacies carbonatadas: Cm-Cmb; C-Cb; Ct-Ctb; Co-Cob; Cto-Ctob; Cv, Cp, Ce-Do, Cs.
- D) Litofacies organógenas: Lig.

Cada grupo de litofacies (A, B, C, D) será considerado en lo sucesivo como un término secuencial cuyo mayor o menor desarrollo, frecuencia y forma de relación entre sí, serán características de los distintos tipos de sucesión. Dentro de los diversos grupos de litofacies aparecen representadas litofacies primarias y diagenéticas. En tanto que las primeras proporcionarán información en torno al tipo de procesos deposicionales, las segundas lo harán sobre el contexto ambiental que controló los procesos de modificación diagenética temprana (ver cuadro VI).

Finalizada la descripción general de cada litofacies, se introducirá a continuación su interpretación general, la cual será detallada e integrada en sucesivos apartados.

B) LITOFACIES ARENOSAS (A)Enumeración y significado

Dentro de este grupo de litofacies se agrupan todos aquellos depósitos arenosos que de forma aislada o conjuntamente constituyen litosomas arenosos de entidad y características geométricas diversas según el tipo de sucesión que se considere.

De manera general serán diferenciadas las siguientes:

Litofacies primarias

- Ah: Arenitas con laminación horizontal
- Ar: Arenitas con laminación cruzada
- Ac: Arenitas con estratificación cruzada planar
- At: Arenitas con estratificación cruzada de surco

Litofacies diagenéticas tempranas

- A : Arenitas masivas o sometidas a deformación reotrópica.
- Am: Arenitas moteadas
- Ae: Arenitas con desarrollo intersticial de nódulos de evaporitas.

Dado su uso extensivo en la literatura existente (MIALL, 1977, 1978; RUST, 1978) no es precisa aquí una justificación intensiva del significado e interpretación de la mayor parte de estas litofacies, en especial de las primarias.

Las litofacies arenosas caracterizadas por presentar estructura de corriente, reflejan claramente la intensidad, competencia y persistencia del flujo acuoso que las originó. Ac, At, Ar y Ah corresponden a depósitos de corrientes tractivas de intensidad de flujo variable y que pueden ser depositados en distintos contextos ambientales. Ah y Ar corresponderían a depósitos de corrientes relativamente débiles, si

bien Ah también puede originarse por la acción deposicional de corrientes de flujo muy alto y escasa profundidad que darían lugar a plane-beds. Este hecho debe ser discernido observando las relaciones de los niveles de Ah con los de otras litofacies.

Ac y At, indicarían la actuación de corrientes tractivas más competentes, de mayor profundidad, capaces de originar formas de fondo de altura superior a los ripples de corriente. La diferenciación de una u otra litofacies permite realizar algunas deducciones en torno a las formas y morfologías de las estructuras generadas (dunas, megaripples, etc.).

Las arenitas masivas A pueden haberse formado bien a consecuencia de procesos deposicionales o de deformación reotrópica, bien a causa de la acción disturbadora de organismos. No siempre es posible discernir una u otra posibilidad, si bien en el segundo caso suele ser frecuente observar pistas de excavación estructuradas en el seno del sedimento.

El sometimiento a condiciones evaporíticas de los cuerpos arenosos, puede dar lugar a que éstos aparezcan cementados por materiales tales como yeso o anhidrita. De manera muy frecuente es posible observar el desarrollo de nódulos intersticiales de evaporitas, de tamaño milimétrico a centimétrico (Ae). Estos nódulos pueden llegar a obliterar totalmente el armazón de la roca y conferirle un aspecto desorganizado (ver apartado de descripción de facies lutíticas con desarrollo intersticial de evaporitas). Igualmente ha sido posible observar el desarrollo de cristales lenticulares milimétricos de yeso, que aparecen constituyendo agregados de espesor milimétrico.

Si, por otra parte, los materiales arenosos son sometidos a condiciones alternantes de humidificación y desecación, se generan litofacies diagenéticas diferenciadas claramente (Am). Los niveles de Am pueden mostrar coloraciones diversas, desde ocres a predominantemente grisáceas. Sin embar-

go muestran en común las tonalidades versicolores que les confieren las motas que contienen. Dada su similitud genética con las litofacies lutíticas moteadas, los datos contenidos en el apartado de justificación de las mismas son aplicables, en gran parte, a las arenitas moteadas.

#### Formas de estructuración de las litofacies arenosas

Si bien las litofacies arenosas descritas pueden aparecer aisladas, es más frecuente que varias de ellas aparezcan estructurando litosomas de distinta entidad y significado. De modo general, en las sucesiones estudiadas se han podido diferenciar los siguientes tipos, en ocasiones transicionales entre sí:

Tipo I: Niveles poco potentes (milimétricos a decimétricos, menores de 30 cm) y de extensión lateral muy amplia

Estos depósitos pueden presentar una granoclasificación positiva o negativa, a la cual puede ir asociada una variación del tipo de estructuras de corriente. En el primer caso señalaría un decrecimiento de la capacidad y energía del flujo (Ah-Ar-Ah). Verticalmente suelen gradar a términos lutíticos. Son frecuentes los niveles milimétricos y centimétricos aislados. Sin embargo, también es posible observar la presencia de tramos decimétricos (hasta 120 cm) constituidos por el apilamiento sucesivo de varios niveles de potencia menor, en la base de los cuales suelen poder observarse pequeñas excavaciones erosivas (scours).

Corrientemente los niveles de estos litosomas pueden aparecer intensamente bioturbados (A). En ellos la coloración puede ser variable según el contexto deposicional. Frecuentemente muestran la presencia de nódulos de evaporitas (Ae).

Los litosomas del tipo I pueden ser interpretados según su contexto deposicional bien como depósitos de arroyadas en manto (sheet floods), bien como el resultado de la sedimentación en llanuras de inundación a consecuencia del desbordamiento de cursos de poca entidad (depósitos de inundación, levees). En un caso como en otro, se obtienen depósitos que muestran una notable convergencia de características. Sólo la observación en el campo de la existencia o no de relaciones de este tipo de depósitos con cuerpos lenticulares de cierta potencia, permite discriminar uno u otro origen.

Tipo II: Niveles lenticulares laxos de potencia media  
(entre 30 cm y 1 metro)

Estos litosomas (de extensión lateral métrica) muestran preferentemente una gradación positiva del tamaño de grano y pasan vertical y lateralmente, a partir de un cuerpo central muy laxo, a depósitos más finos. El grado de selección de los materiales que los integran es variable y puede ser bajo.

Suelen estar constituídos predominantemente por litofacies primarias de los tipos Ac y At (bien desarrolladas en el cuerpo central) y Ar, Ah, predominantes en los depósitos laterales. Con frecuencia éstos aparecen intensamente bioturbados (A) y con nódulos de evaporitas (Ae).

Muy raramente se ha observado la superposición de más de un litosoma de este tipo. Por lo general se trata de cuerpos monoepisódicos, aislados en materiales lutíticos.

Los depósitos de arenitas del tipo II son el resultado de la actuación de corrientes laxamente canalizadas y de competencia y persistencia variable según el contexto. En los casos en los que los materiales arenosos muestran una mala selección y unas características texturales indicado-

ras de escasa madurez, los depósitos pueden ser atribuídos a flujos acuosos de duración corta y acción deposicional rápida, que no permite una buena selección. En aquellos otros en los que la selección es buena, cabe interpretarlos como pequeños canales que van perdiendo gradualmente su excavación inicial al llegar a zonas con bajo gradiente topográfico. Así mismo, por sus características geométricas, son también interpretables como un estadio intermedio entre los niveles del tipo I y los depósitos arenosos de base marcadamente excavada y mayor potencia (tipo III) que se describirán a continuación.

Tipo III: Cuerpos fuertemente lenticulares de potencia métrica (superior a un metro)

Estos litosomas muestran una base erosiva fuertemente excavada y en ellos puede diferenciarse netamente un cuerpo central y unas alas de expansión que se adelgazan lateralmente con rapidez, pasando a lutitas. Verticalmente se asiste a un tránsito similar que puede ser gradual o brusco.

Los cuerpos centrales de estos litosomas, aparecen constituídos predominantemente (cuando son claramente observables) por las litofacies Ac y At que pueden alcanzar un notable desarrollo y entidad. En ocasiones sin embargo es difícil reconocer por la calidad de afloramiento las características sedimentológicas de los depósitos. Hacia las alas de expansión las litofacies dominantes suelen ser Ah y Ar, aunque son frecuentes los niveles masivos bioturbados (A) o con evaporitas (Ae). Desde el cuerpo central a las alas de expansión, se asiste a un claro descenso del tamaño medio de los clastos.

La relación anchura/altura de estos cuerpos es baja. Con frecuencia muestran un carácter poliepisdico, con la superposición vertical, con ligeros desplazamientos, de varios cuerpos que se

amalgaman formando una sola unidad. Estos cuerpos poliepisódicos aparecen por lo general aislados, si bien en ocasiones las alas de expansión de algunos de ellos se ven recubiertas erosivamente por los materiales del cuerpo central de otro más superior. Las cicatrices que separan los distintos episodios pueden aparecer remarcadas por acumulaciones de clastos lutíticos.

Los niveles areníticos, cm y dm que componen las alas de expansión, pueden aparecer alternando con lutitas laminadas o masivas. En su conjunto pueden mostrar tendencias diversas.

Los litosomas del tipo III, son interpretables como depósitos de paleocauces de diversa entidad, rellenos predominantemente por acreción vertical bajo la acción de corrientes tractivas que daban lugar a formas de lecho con frentes de avalancha frecuentemente ondulados (dunas). Las alas de expansión, serían esencialmente atribuibles a depósitos de levees, que frecuentemente quedarían expuestos a la acción diagenética de organismos y procesos evaporíticos. En casos extremos de total abandono de los canales, los procesos evaporíticos llegan a desarrollarse en el techo del cuerpo central.

Los cuerpos monoepisódicos, de escasa potencia, representan el resultado de una corta actuación, limitada a la excavación del canal y a su relleno temprano. Los litosomas poliepisódicos, reflejan una evolución más compleja que implica una tendencia de los sucesivos canales a excavarre reutilizando el trazado de los cursos preexistentes.

Tipo IV: Cuerpos lenticulares de base erosiva poco excavada y con acreción lateral

Estos litosomas están constituidos por fracciones arenosas predominantemente comprendidas entre la arenita gruesa y muy fina. La selección es buena a muy buena, y suelen presentar una grada-

ción vertical positiva del tamaño de grano. La entidad de los cuerpos areníticos es muy variable, encontrándose desde niveles de escasa potencia (algunos decímetros) a otros en los que la superposición lateral de episodios deposicionales alcanza espesores de más de un metro (hasta 3 m de potencia máxima observada).

Las facies areníticas dominantes en estos litosomas son las arenitas masivas, bioturbadas y moteadas (Am), con dominancia de tonos grises y ocreos. El resto de las litofacies (At, Ac, Ar, Ah) se reconoce de manera más subordinada. En ocasiones los cuerpos muestran un desarrollo extensivo de nódulos de evaporitas (Ae).

La relación anchura/altura de estos cuerpos es elevada, debido a su amplia extensión lateral y comparativamente escasa potencia, motivados por los procesos de acreción lateral más o menos reiterativa que los ha originado. Por lo general las superficies de acreción (sólo visibles en secciones adecuadas) presentan unas pendientes de unos 10 a 15 grados. Frecuentemente los niveles arenosos que configuran la estratificación cruzada de tipo epsilon aparecen separados por diastemas lutíticos centimétricos.

Los litosomas arenosos del tipo IV, corresponderían a depósitos de pequeños cursos fluviales de elevada sinuosidad, con una marcada tendencia a desarrollar procesos de acreción lateral. En estos cursos dominarían claramente los procesos de transporte mixto en suspensión y tracción. El tipo de funcionamiento y estructuración de este tipo de cursos diferiría esencialmente de los anteriormente descritos.

El hecho de que puedan ser observados cuerpos de muy diversa entidad presentando características comunes, indica claramente que la persistencia de funcionamiento de los cursos meandriformes que los generaron podía ser muy variable.

Otro tanto cabría decir de la entidad de las corrientes fluviales, si bien en la totalidad de los casos no deja de ser modesta y mostrar un claro carácter episódico y oscilante.

Tipo V: Cuerpos arenosos lenticulares muy laxos con relieve positivo

Litosomas areníticos de potencia variable entre escasos decímetros y algo más de un metro. Frecuentemente aparecen constituídos por niveles centimétricos a decimétricos de areniscas de colores grises verdosos o moteados ocres. Por lo general los litosomas muestran una gradación vertical negativa, si bien también pueden reconocerse aisladamente tendencias positivas. Las litofacies dominantes en estos litosomas son Ah y Ar. Frecuentemente pueden ser masivas (A) y haber sido sometidas a una fuerte deformación sindeposicional (presencia de estratificación convolucionada, pseudo-nódulos...) o, más raramente a condiciones evaporíticas (Ae).

Como característica diferenciadora, no siempre observable, merece destacarse que estos niveles pueden contener acumulaciones de restos vegetales y/o de organismos límnicos.

En condiciones adecuadas de afloramiento, estos litosomas pueden mostrar un carácter acusadamente lenticular convexo hacia el techo. En ocasiones es posible apreciar como niveles de paleocanales de tipo II y III se disponen erosivamente sobre ellos.

Los litosomas del tipo V, son interpretables en la mayoría de los casos como depósitos generados por la expansión de una corriente fluvial de escasa entidad bajo una lámina de agua, configurándose como depósitos deltaicos en sentido lato. Las relaciones geométricas ocasionalmente observadas con los canales de los tipos II y III, parecerían confirmar

esta posibilidad. La escasa entidad de estos depósitos puede implicar tanto la poca competencia y entidad de los cursos que los originaron como la escasa profundidad en la cual se formaron.

De manera alternativa, en algunos casos estos depósitos podrían atribuirse al resultado de pequeños "crevasse splay". Sin embargo sólo el contexto deposicional puede ayudar a establecer una diferenciación clara entre unos y otros depósitos, por otra parte tan similares.

C) LITOFACIES LUTITICAS (B)Introducción

Este grupo de litofacies es el más ampliamente representado en buena parte de las asociaciones de facies estudiadas. Su presencia es extensiva a la totalidad de las sucesiones, si bien con un grado de desarrollo muy variable.

Por lo general, la mayoría de los niveles y tramos constituídos por materiales lutíticos, presentan cierto grado de diagenización. La frecuencia con que se encuentran niveles en los que se hayan preservado las características primarias es baja. Ello implica que, conforme a las condiciones de diagénesis a que se hayan visto sujetas, las facies lutíticas adoptarían uno u otro tipo de características. Junto a las facies primarias existe una extensa variedad de litofacies diagenéticas tempranas que indican una extensa variedad de las condiciones ambientales bajo las cuales se configuraron. De modo resumido señalaremos:

Litofacies primarias

Ll: Lutitas laminadas

Lg: Lutitas de colores verdosos y/o negruzcos

Litofacies diagenéticas tempranas

Lr: Lutitas masivas rojas

Lm: Lutitas moteadas

Lp: Lutitas con nódulos carbonatados

Lo: Lutitas ocres

Le: Lutitas con desarrollo intersticial de nódulos de evaporitas. El desarrollo extremo de esta característica puede llevar a la configuración de niveles masivos de yeso nodular (Yn).

Litofacies primariasLutitas laminadas (L1) (Lam. XIV)

De coloración predominantemente rojiza, la observación de los niveles de esta litofacies no es muy frecuente. Ello es debido a que raras veces se dan las condiciones de preservación necesarias para evitar la destrucción de la laminación inicial. Esta, cuando es observable se caracteriza por ser paralela, plana o ligeramente ondulada. La laminación se hace más acusada por la alternancia de niveles limolíticos o arenosos muy finos, que pueden intercalarse en el seno de los tramos predominantemente arcillosos. El espesor de las láminas suele ser milimétrico.

De manera dispersa es posible observar en esta litofacies la presencia de "burrows" de excavación así como de motas de colores gris azulado claro.

Los materiales de esta litofacies se originaron de manera esencial bajo la acción de corrientes tractivas de baja competencia de flujo acuoso. Ocasionalmente no debe descartarse que su sedimentación se realizase bajo una lámina de agua de carácter efímero. De todos modos el proceso fundamental para la formación de estos depósitos sería la actuación de flujos acuosos muy someros y no confinados, de amplia extensión lateral (sheet-floods). El conjunto de los depósitos consistiría en una alternancia de láminas limolíticas y lutíticas, correspondiendo cada par a un episodio deposicional. Este tipo de procesos pueden darse en numerosos contextos deposicionales, desde llanuras de inundación dentro de una llanura aluvial a zonas distales de llanura aluvial lutítica. La discriminación entre unos contextos y otros sólo puede ser deducida por el análisis del conjunto de la sucesión.

Lutitas masivas de colores verdosos y/o negruzcos (Lg)

Dentro de esta litofacies se incluye una amplia variedad de materiales predominantemente masivos, a veces caracterizados por un elevado contenido en materia orgánica (en parte consistente en restos vegetales) y fósiles de organismos límnicos. No es infrecuente la presencia de carófitas, gasterópodos, ostrácodos, peces y, como elementos exóticos, restos de mamíferos.

Estos materiales muestran un grado de selección textural variable, presentando por lo general una fracción terrígena limosa e incluso arenosa. En ocasiones pueden contener nódulos y concreciones limoníticas, resultantes de la oxidación de sulfuros. Cuando el contenido en materia orgánica no es tan elevado, los materiales de la litofacies adoptan coloraciones gris pálidas y verdosas, que contrastan con los colores gris oscuros y negro a veces observables.

El conjunto de características de la litofacies permiten atribuirle sin lugar a dudas al resultado de la sedimentación bajo una lámina de agua relativamente estable, de materiales terrígenos lutíticos. El elevado contenido en materia orgánica sugieren unas condiciones a veces fuertemente reductoras. De manera ocasional, no debe descartarse que parte de los materiales de esta litofacies correspondan de hecho a niveles de litofacies ya descritas que han sido sometidos a decoloración. Sólo el contenido paleontológico permite discernir esta posibilidad de un modo relativamente sencillo.

## Litofacies diagenéticas tempranas

### Lutitas masivas rojas (Lr)

Esta litofacies agrupa una amplia variedad de materiales terrígenos muy finos con un grado de selección variable, oscilando entre arcillas muy bien seleccionadas y materiales lutíticos en los que la fracción arenosa y limosa tiene cierta importancia.

La característica más acusada de los materiales es su coloración roja, que puede alcanzar tonos muy vivos. Son por lo general materiales masivos en los que no aparece preservada ninguna estructura deposicional. Al igual que en el caso anterior, pueden mostrar estructuras de bioturbación y un moteado disperso de colores grises y azulados. Ocasionalmente las manchas de reducción pueden aparecer integradas en un nivel u horizonte.

Las características más destacables de la litofacies, su masividad y color, son claramente atribuibles en la mayor parte de los casos a la acción de la bioturbación, sin descartar la influencia de los procesos de humidificación y desecación alternantes en rápida sucesión. Las manchas de reducción son atribuibles a la descomposición de materia orgánica residual en el seno del material lutítico. La intensa coloración roja, que alcanza a dar lugar a niveles claramente diferenciados por la intensidad de su tono, sería atribuible al desarrollo de procesos de oxidación en condiciones subaéreas de los materiales.

### Lutitas masivas moteadas (Lm)

Litofacies diagenética de características texturales similarmente variables como en el caso anterior. Su característica más acusada es el carácter versicolor. El conjunto del material presenta un moteado de tonalidades y colores diversos. Este puede ser de colores relativamente apagados (grises, verdes, amarillentos) o bien muy vivos (rojos, gris azu-

lados, amarillos). La estructuración del moteado puede ser irregular o claramente verticalizada. El contorno de las motas puede ser difuso o muy definido.

Por lo demás, se trata igualmente de materiales masivos en los que a veces puede reconocerse la existencia de bioturbación. En ocasiones se ha observado que los materiales de la litofacies pueden contener restos de organismos límnicos.

El moteado versicolor propio de la litofacies ("marmorización") es una directa consecuencia de la diferenciación plásmica del hierro que contienen materiales sometidos a edafización en condiciones de hidromorfía (DUCHAFOUR, 1968; FREYTET, 1971; BUURMAN, 1975). La redistribución del Fe es causada por variaciones frecuentes del nivel del manto freático, asociadas o no a procesos de encharcamiento superficial. Las oscilaciones del nivel freático causan que los niveles superiores de los materiales edafizados se vean de manera repetida y frecuente, sometidos alternativamente a condiciones oxidantes y reductoras. Ello causa la migración y acumulación diferencial del hierro, que tiende a concentrarse en forma de hematites. Estos procesos tienen lugar en zonas de relieve muy llano (BUURMAN, 1975) y han sido frecuentemente señalados en ambientes actuales y en el registro sedimentario antiguo (BREWER, 1964; FREYTET, 1971; BUURMAN, 1975). La presencia de restos de organismos límnicos como carófitas en materiales de esta litofacies, señalan que el nivel freático llegaba a intersectarse con la superficie topográfica, dando lugar a charcas.

Lutitas masivas con nódulos carbonatados (Lp) (Láms. 14, 20, 21)

Esta litofacies puede aparecer de manera aislada o bien en combinación con otras (Lm, Lg). Los materiales lutíticos son del todo similares a los descritos como propios de las litofacies Lm o Lg. La principal diferencia radica en el desarrollo incipiente o muy avanzado de nódulos carbonatados. No se han reconocido niveles de nódulos de gran tamaño,

siendo en su mayoría de diámetro milimétrico y como máximo centimétrico. Predominan las morfologías esferoidales, con una superficie irregular y un aspecto general arriñonado.

La formación de niveles de Lp viene motivada por el desarrollo de procesos de oscilación y mantenimiento del manto freático, hecho por el cual es frecuente su asociación con Lm y Lg . La precipitación del carbonato parece estar estrechamente relacionada con la existencia de materia orgánica en descomposición y un aumento local del pH y de la actividad bacterial (MULLER, 1967; CHILINGAR et al. 1967). En algunos casos se ha demostrado que el C procedente de la descomposición de la materia orgánica vegetal es reciclado en el sedimento para dar lugar a los nódulos carbonatados (WHELAN y ROBERTS, 1973).

#### Lutitas masivas ocres (Lo)

Estas lutitas son relativamente frecuentes en contextos deposicionales muy concretos, en especial en aquellos en los que, con frecuencia variable, se observa el desarrollo próximo de niveles de lignito.

Estos materiales son predominantemente masivos y aparecen intensamente bioturbados, pero en ocasiones es posible reconocer en ellos una fina estratificación, que aparece bien preservada. Son frecuentes en los niveles de esta litofacies los restos oxidados de vegetales macrofitos.

La coloración observada debe ser resultado de un mayor contenido en hierro de los materiales y menor de materia orgánica.

Es muy posible que los materiales de esta litofacies sean el producto del sometimiento a condiciones oxidantes de materiales previamente reducidos y con un elevado contenido en sulfuros. La oxidación de los sulfuros motivaría la liberación de hierro que podría dar origen esencialmente a óxidos hidratados. Esta alternancia de condiciones indicaría que los niveles de esta litofacies se habrían formado

en un contexto en el que las condiciones hidrológicas experimentarían modificaciones sustanciales, capaces de originar los cambios de composición mineral indicados.

Lutitas con desarrollo intersticial de nódulos de evaporitas (Le-Yn)

Esta litofacies aparece desarrollada con relativa frecuencia en distintos contextos y sucesiones. Consiste en esencia en niveles lutíticos masivos, carentes de estructura, de coloración predominantemente rojiza a rosácea. Presentan a veces un moteado muy difuso de color gris. De modo ocasional, el color de los materiales es verdoso, si bien este hecho no es frecuente. Los niveles de la litofacies se caracterizan por su masividad. Su potencia oscila entre escasos centímetros y varios metros, mostrando una continuidad lateral acentuada. Sin embargo, es posible observar claros cambios en el porcentaje del contenido de nódulos de evaporitas en ellos desarrollados. De este modo se asiste al desarrollo local de la litofacies Yn (niveles masivos de yeso nodular alabastrino) que se acuña lateralmente para dejar paso a los niveles de Le. El desarrollo de Yn va ligado a la nucleación y crecimiento hasta su coalescencia de nódulos de evaporitas, entre los cuales quedan comprendidos residuos de la antigua matriz lutítica.

Los nódulos de evaporitas corrientemente observados consisten en yeso alabastrino, producto de la hidratación de anhidrita diagenética temprana. Al microscopio es posible observar, en el interior de los nódulos, la presencia de pequeños cristales euhedrales de anhidrita. Su tamaño oscila entre escasos mm y varios decímetros, si bien se han reconocido algunos de hasta un metro de diámetro.

Esta litofacies es el resultado del desarrollo de los procesos diagenéticos tempranos desarrollados en una llanura lutítica evaporítica (saline mud flat). Estas llanuras lutíticas se desarrollan en las zonas situadas ya en torno a lagos salinos efímeros, ya en torno a zonas lacustres de

mayor entidad pero sometidas a importantes procesos de retracción. La vecindad de una masa de agua parcial o totalmente convertida en una salmuera y sujeta a retracción e incluso a total desaparición, lleva implícita la posibilidad del embebimiento del sedimento lutítico circundante. Los procesos de bombeo evaporítico (HSÜ & SIEGENTHALER, 1969) causan un ascenso por continua evaporización de la salmuera en una zona vadosa superior. La consecuencia inmediata es el desarrollo de evaporitas intersticiales, de carácter displacivo. La intensidad del desarrollo de estas evaporitas es función de la intensidad del proceso, la concentración de la salmuera y la proximidad a la superficie topográfica.

D) LITOFACIES CARBONATADAS (C)Introducción

Una parte muy importante de las sucesiones lacustre-palustres objeto de estudio, aparecen compuestas de manera mayoritaria por rocas carbonatadas. El reconocimiento de las características de estos materiales, reviste por ello un especial interés, por cuanto una mejor comprensión permitiría profundizar de manera más ajustada en el conocimiento de las áreas lacustres que se desarrollaron en el sector SE de la cuenca del Ebro. El principal inconveniente para el estudio de estos materiales es esencialmente su aparente monotonía y la dificultad de reconocer sus características distintivas en el campo. Ello implica la necesidad de desarrollar una intensa tarea de laboratorio, a partir de la cual deben ser realizadas las sucesivas aproximaciones a la resolución de los problemas planteados.

Las pautas de variación existentes entre las diversas facies carbonatadas se basan esencialmente en las diferencias de composición mineralógica, textura y porcentaje relativo de sus componentes de origen orgánico e inorgánico. Sin embargo, a pesar de esas diferenciaciones, pueden ser establecidas toda una serie de características comunes, que no varían cualitativamente sino cuantitativamente. Ello permite pues realizar una descripción común de todo este conjunto de características, para luego dar paso a la enumeración de aquellos caracteres diferenciales que permitirán discriminar las distintas litofacies.

Las facies descritas son prácticamente ubicuas y pueden ser observadas en prácticamente cualquier tipo de asociación de facies, incluso en aquellas no predominantemente lacustres. Sin embargo, muchas de ellas sólo alcanzan importancia en cuanto a frecuencia y desarrollo en las formaciones lacustres predominantemente carbonatadas.

Por otra parte, no debe dejar de remarcar un hecho de fundamental importancia para no desvirtuar el exacto significado de las distintas litofacies carbonatadas que serán aquí descritas: La extremada labilidad de los minerales carbonatados que componen las litofacies que nos ocupan es un hecho comprobado reiteradamente en numerosos estudios, desarrollados tanto en medios actuales como antiguos (LONGMAN, 1980; NICKEL, 1982; CALVET com. pers.). Este hecho implica no sólo la desaparición frecuente de las fases minerales más inestables (aragonito en especial) sino también una reestructuración a veces radical de las características texturales de los cristales individuales que constituían inicialmente el fango carbonatado y los componentes en él incluidos en proporción variable. De este modo, en un sentido estricto, no se estarán definiendo litofacies primarias, sino otras que son el resultado de una transformación más o menos intensa de sus diversos elementos componentes. Por otra parte, esta misma labilidad de las fases minerales, su extremada sensibilidad a condiciones cambiantes, nos puede proporcionar valiosos indicios en torno al contexto diagenético en el cual se desarrollaron los cambios observables.

#### Características generales de las facies carbonatadas

Los materiales carbonatados de origen lacustre se caracterizan por constituir niveles de potencia generalmente centimétrica a decimétrica, alcanzando un máximo de hasta dos metros de potencia. Por término medio son frecuentes los niveles de 15 a 30 cm. La coloración dominante en estos materiales es beige claro, blanco y pardo oscuro, reconociéndose también niveles grises claros, oscuros y fuertemente negros. Se trata de materiales en general compactos y resistentes, aunque también se han reconocido niveles de menor consistencia y marcadamente fósiles. Por lo general la meteorización influye disminuyendo la resistencia mecánica de la roca.

La geometría de los niveles carbonatados es variable. Aparecen de forma muy extendida niveles lenticulares de extensión lateral que oscila entre algunos metros y varias decenas de ellos. Son también observables niveles tabulares de amplia extensión lateral a escala de afloramiento hectométrico.

La composición mineral de los materiales carbonatados es variable, en función sobre todo del contenido en materiales terrígenos que puedan contener. El porcentaje de materiales no atacables por la acción del ácido clorhídrico concentrado oscila en las muestras analizadas entre un 1 y un 20% por término medio, si bien en algunos casos extremos llega a alcanzar el 50%.

En aquellas muestras en las cuales el porcentaje de carbonato era especialmente elevado, no se ha reconocido la presencia de otro mineral dominante que calcita con un bajo contenido en Magnesio. BIRNBAUM (1976) señala un resultado análogo indicando que el contenido en Mg en solución sólida oscilaba entre un 1,4 y un 3,5 %. Por otra parte, junto a la calcita, en la fracción no carbonatada se ha reconocido la existencia de minerales de arcilla (Illita y clorita según BIRNBAUM, op. cit.).

En las muestras en las que el contenido de material terrígeno era especialmente apreciable, junto a los minerales de arcilla subordinados y la calcita (claramente dominante a pesar de todo), se ha reconocido la presencia de cuarzo, feldespatos y dolomita de origen terrígeno. Finalmente, se ha registrado la existencia de dolomías y calizas dolomíticas, en las cuales la dolomita aparece como un elemento dominante o subordinado respectivamente. Por lo general la presencia de dolomita se ha observado siempre asociada a la existencia de procesos evaporíticos bien en el mismo nivel en el que se registra su presencia, bien en otros vecinos.

Por otra parte, si bien no se ha realizado ningún estudio centrado en el tema, es de destacar la elevada propor-

ción de materia orgánica que contienen estos materiales. El ataque con ácido, libera a partir de los carbonatos un intenso olor atribuible a sulfuros e incluso a H<sub>2</sub>S libre. Por otra parte, al fragmentar el material, no es infrecuente la aparición de materiales líquidos volátiles que aparecen rellenando especialmente la porosidad intraclástica de ostrácodos y gasterópodos. Estos materiales volátiles podrían ser atribuibles a hidrocarburos, si bien se carece de confirmación al respecto.

En conjunto, desde un punto de vista textural, los materiales carbonatados presentan características variables. Dominan por lo general las calizas micríticas con soporte de fango en las que puede apreciarse un contenido variable de bioclastos de carófitas, ostrácodos y gasterópodos (biomicritas). Sin embargo, no son en absoluto infrecuentes las ocurrencias de niveles en los que el contenido en bioclastos es ya importante, dando lugar a wackestones, packstones e incluso grainstones.

Entre todos los elementos aloquímicos, destacan claramente los bioclastos que tienen su origen en la acción de precipitación del carbonato ejercida por la acción fotosintética de las carófitas. Ya se ha indicado en el capítulo de biostratigrafía la amplia variedad de especies que pueden estar representadas en las formaciones lacustres estudiadas. A esta diversidad, cabe unir una proliferación extraordinaria que más adelante será discutida. Los restos de carófitas, cuando son reconocibles, consisten en restos de talos y girogonitos completos o fragmentados. Por otra parte, diversos autores señalan el hecho de que una parte porcentualmente importante del fango micrítico se genera a consecuencia de la actividad fotosintética de estos organismos, los cuales jugarían de este modo un papel decisivo en los procesos de sedimentación carbonatada en las sucesiones consideradas (PECK, 1953, citado por BIRNBAUM, 1976; KELTS y HSÜ, 1978; WETZEL, 1970).

Los ostrácodos y gasterópodos, aun habiendo sido reconocidos con mucha frecuencia y de manera extensiva como elementos abundantes, no llegan a alcanzar la profusión de los restos de carófitas. Los ostrácodos aparecen de manera general tanto con sus valvas articuladas como separadas. Frecuentemente la porosidad intraclástica definida por sus caparazones completos permanece sin rellenar. Los gasterópodos son fundamentalmente Planorbidae de talla variable (desde escasos mm a más de tres cm de diámetro). Menos frecuentemente pero sin que su ocurrencia sea rara, se ha reconocido la existencia de otros grupos (Limneidae, etc). Las conchas de los gasterópodos pueden aparecer completas o fragmentadas. En el primer caso su porosidad interna puede quedar preservada o bien rellena por sedimento interno. Es usual que las conchas de gasterópodos, en especial los planórbidos, descansen paralelamente a la estratificación, si bien es posible observar en ocasiones una disposición claramente verticalizada. Con frecuencia se ha reconocido la existencia de importantes acumulaciones de conchas, las cuales definen de por sí planos de anisotropía dentro de la masa del sedimento carbonatado.

Finalmente, se ha reconocido la presencia en los niveles de carbonatos de estructuras tubulares filamentosas atribuibles a algas (clorofíceas o xantofíceas). Estas estructuras consisten esencialmente en envueltas micríticas oscuras, cilíndricas, que presentan una cavidad central simple. Filamentos similares han sido observados con anterioridad en otras formaciones carbonatadas lacustres (CABRERA, 1979; ANADON y CABRERA, 1983).

Son relativamente frecuentes en algunas facies componentes de tipo intraclástico. Estos se caracterizan por su tamaño milimétrico y raramente rebasan el centímetro de diámetro. Dominantemente suelen presentar contornos angulosos a subredondeados. Los intraclastos suelen aparecer integrados en niveles de removilización, acumulados junto a bioclastos de gasterópodos, o aislados e incluidos en una matriz carbonatado-terrágena. Con menor frecuencia constituyen ni-

veles centimétricos con entidad propia. BIRNBAUM (1976, pp 4.16) señala la presencia de restos óseos de vertebrados recolectados en los materiales carbonatados. Por nuestra parte podemos señalar la presencia indudable de restos dentarios de Crocodilia de pequeña talla y placas óseas atribuibles al mismo grupo y a Squamata. Con menor frecuencia, ha sido posible observar la existencia de restos dentarios de Leuciscinae, difíciles de reconocer por su pequeño tamaño. Los restos dentarios y óseos de vertebrados de vida anfibia, son frecuentes en las litofacies carbonatadas propias de zonas marginales de áreas lacustres profundas o de zonas lacustre-palustres someras. En esas mismas litofacies son frecuentes las acumulaciones concentradas o dispersas de fitoclastos carbonosos.

De manera ampliamente generalizada, el conjunto de las rocas carbonatadas aparece constituyendo niveles masivos, en los cuales no se observa una clara estructuración de los elementos integrantes. Sin embargo, no es infrecuente reconocer, siquiera con carácter relicto, la presencia de laminaciones de distinto tipo, indicadoras de que el aspecto masivo de las distintas facies es debido a procesos diagenéticos tempranos. Entre los procesos más importantes para la falta de preservación de las posibles laminaciones primarias cabe destacar sin lugar a dudas la intensa bioturbación a que se vió sometido el sedimento por las asociaciones de organismos bentónicos que desarrollaban sus actividades de excavación, reptación y escape en el seno de los sedimentos carbonatados. Se han reconocido diversos tipos de excavaciones, diferenciándose esencialmente por el tamaño de las galerías. Por otra parte, merece especial mención la actividad bioturbadora ejercida por las raíces de la vegetación macrófita, claramente reconocible en algunas litofacies. Por lo general los "burrows" tienden a homogeneizar el material carbonatado, mezclando los materiales texturalmente discriminados en la laminación inicial. Este hecho es claramente apreciable tanto en lámina delgada como sección pulida. (Lam. 21).

Aparte de la bioturbación, ha sido posible reconocer la existencia de procesos de deformación sindeposicional de escasa envergadura, que se resuelven con la formación de pequeñas fracturas (que afectan la laminación o estratificación de los niveles carbonatados), así como la de convoluciones en la estratificación.

El conjunto de los componentes carbonatados que integran las litofacies que nos ocupan, muestran que sobre ellos han actuado, en distintas etapas de su evolución, una amplia gama de procesos diagenéticos. La concurrencia de los mismos ha implicado una sustancial aportación en la configuración final de cada facies. Del conjunto de procesos observados merecen destacarse la micritización, compactación, disolución, cementación, y neomorfismo de los componentes aloquímicos así como la microesparitización (muy generalizada) del fango micrítico.

Los procesos de micritización se han observado de modo exclusivo en fragmentos de conchas de gasterópodos límnicos. El proceso aparece desarrollado en la periferia de los bioclastos y está claramente asociado a la concurrencia de una densa red de galerías de perforación atribuibles a la actividad perforante de algas cianofíceas. SCHÄFER y STAPF (1978) señalan procesos idénticos afectando a bioclastos y litoclastos carbonatados incluidos en oncolitos algales, y los atribuyen tentativamente a la actividad de Schizothrix. Este proceso diagenético se desarrollaría de manera muy temprana, de tal manera que la diagenización de los bioclastos debió tener lugar en una fase predeposicional.

Los procesos de compactación, han motivado que las estructuras de origen orgánico aparezcan con frecuencia colapsadas. Tanto los oogonios y talos de carófitas como los caparazones de ostrácodos y conchas de gasterópodos aparecen a menudo con su porosidad interna inicialmente disminuída por aplastamiento. Este, iría ligado a su progresivo enterramiento bajo sedimentos más modernos.

En cuanto a los procesos de disolución, su actuación aparece claramente reflejada en la profusión con que se reconocen los moldes externos de conchas de gasterópodos, planorbidos en especial. Estas disoluciones tenderían a incrementar sensiblemente la porosidad del conjunto de los sedimentos carbonatados, si bien aparece por lo general escasamente inter-conectada. Cabe mencionar que la influencia de los procesos de disolución se ejerce de manera dominante sobre las conchas y caparazones de composición más inestable. A este respecto BIRNBAUM (1976) señala la disolución preferencial de las conchas aragoníticas de los gasterópodos.

Los procesos de cementación, aparecen a su vez muy extendidos en la mayoría de las facies descritas, si bien están especialmente bien desarrollados en algunas de ellas. Los cementos aparecen constituídos por cristales de calcita esparítica que rellena la porosidad inicial y secundaria (generada por disolución). Los cristales de calcita constituyen mosaicos equidimensionales constituídos por cristales de dimensiones variables, alcanzando a veces tamaños considerables. El menor o mayor desarrollo de estos procesos implicará que la porosidad interna de los distintos elementos bioclásticos reconocidos (algas filamentosas, carófitas, ostrácodos y gasterópodos) y la secundaria, generada por su disolución, aparezcan obliteradas en un grado variable.

Como consecuencia de los procesos de disolución y precipitación de los minerales carbonatados, es frecuente el desarrollo de procesos de neomorfismo, que suelen implicar la destrucción de las estructuras originales. De este modo, se desarrollan precipitados de calcita esparítica equidimensional que, si bien reproducen a escala macroscópica la forma del bioclasto, no respetan las delicadas texturas originales, que desaparecen.

De forma generalizada, la fracción micrítica de las rocas carbonatadas aparece afectada por procesos de microesparitización, la cual tiende a aumentar el tamaño de los

cristales. Como consecuencia del proceso, se asiste a una homogeneización del conjunto del sedimento. Este proceso va asociado en algunos casos concretos al desarrollo de procesos de fisuración y nodulización, que tienen lugar cuando los sedimentos se ven sometidos a procesos edáficos. Sin embargo no debe ser esta la única explicación del proceso sobre el cual todavía no existe un conocimiento profundo.

Por otro lado, es preciso aludir a los procesos diagenéticos tempranos que afectan al conjunto de los sedimentos carbonatados: la dolomitización y el desarrollo intersticial de evaporitas, a los que cabe añadir, por su estrecha asociación, el proceso de silicificación. En tanto que el primero implica un cambio sustancial de la mineralogía de los sedimentos carbonatados, el segundo conlleva la precipitación displaciva de yeso-anhidrita bajo condiciones evaporíticas. La silicificación (que puede afectar por igual a los componentes carbonatados y a los desarrollos evaporíticos) va estrechamente asociada y su presencia puede ser concomitante.

#### Descripción particular e interpretación general de litofacies

Dentro del conjunto de materiales carbonatados de origen lacustre se han diferenciado las siguientes litofacies:

- Calizas micríticas (Cm)
- Calizas bioclásticas (C - Cb)
- Calizas terrígenas bioclásticas (Ct, Ctb)
- Calizas tipo "marl" (Cv)
- Calizas bioclásticas ricas en materia orgánica (Co-Cob)
- Calizas terrígenas bioclásticas ricas en materia orgánica (Cto - Ctob)
- Calizas intraclásticas (Ci)

- Calizas brechificadas (Cp)
- Calizas y/o dolomías con evaporitas (Ce-Do)
- Calizas con nódulos de sílex (Cs)

Los criterios de diferenciación de las facies han consistido esencialmente en atender a las variaciones porcentuales relativas de elementos aloquímicos, combinando este criterio con la mayor o menor profusión de materia orgánica y con el diverso contenido en elementos terrígenos considerando el total del volumen de la roca. Estos criterios están estrechamente relacionados con el contexto deposicional y las influencias a que se vio sometido. Es obvio indicar que existe una gradación continua entre los distintos tipos de litofacies, en lo que hace referencia a los rasgos diferenciales indicados.

Las relaciones entre las diversas litofacies pueden ser a veces muy estrechas, de tal manera que la escasa entidad de los depósitos hace un tanto artificiosa su diferenciación absoluta. Por este motivo se las ha agrupado conforme al modo en que ocurren más frecuentemente asociadas

#### Calizas micríticas (Cm) (Lam. 15 y 23)

Esta litofacies, de colores ocres pardos a grises, se presenta con distinta frecuencia en las diversas asociaciones de facies. Es francamente subordinada en las sucesiones predominantemente terrígenas y aparece sólo con relativa frecuencia en los tramos predominantemente carbonatados.

Mesoscópicamente se diferencia de las restantes por su extremada finura textural y su acentuada compacidad. La potencia de sus niveles es centimétrica a decimétrica, y raramente llega a alcanzar espesores considerables (1 m). Los niveles se caracterizan por su amplia extensión lateral a escala de afloramiento hectométrico pero no es infrecuente reconocer tendencias a la lenticularidad y variaciones de potencia.

Esta facies está predominantemente constituida por micrita de tal manera que los elementos bioclásticos aparecen netamente subordinados, si bien no es raro poder observar restos de ostrácodos y filamentos algales micritizados. En tanto que los primeros aparecen con su caparazón completo y su porosidad interna preservada, aislados en la matriz micrítica, los filamentos algales aparecen con frecuencia arracimados, integrando agrupaciones de densidad baja a media. Sólo muy raramente se ha reconocido en estos materiales la presencia de granos de cuarzo de tamaño limo, de contornos subangulosos. (Lam. 21).

Texturalmente estos materiales son definibles como calizas micríticas y biomicritas. En ellos se reconoce con relativa frecuencia el desarrollo de una laminación fina, milimétrica, que define bandas bien diferenciadas dentro de los niveles, respecto a otras en las que domina un carácter masivo. Es precisamente en estas zonas laminadas en las que es posible apreciar el desarrollo de acumulaciones de filamentos algales y donde se observan galerías de excavación de tamaño milimétrico, que destruyen la laminación y homogeneizan el sedimento. No pueden considerarse todas estas laminaciones como de origen estromatolítico, si bien en algunos casos su aspecto general recuerda el de las laminitas criptalgales. El grado de preservación de las facies impide pronunciarse definitivamente al respecto.

El carácter diagenético diferencial más característico de esta litofacies lo constituye su escasa cementación. La porosidad interna de ostrácodos y filamentos algales aparece sólo de manera incipiente revestida de cristales muy finos de esparita. Estos no llegan a expandirse hacia el centro de los poros, que permanecen preservados. Por otro lado no se aprecia el desarrollo extensivo de procesos de disolución.

El conjunto de caracteres de esta litofacies permite atribuírla al resultado de procesos de sedimentación carbonatada lacustre desarrollada en zonas internas de lagunas

someras, a las que no llegaban las influencias de aportes terrígenos ni bioclásticos. La ausencia de una acumulación extensiva de bioclastos de gasterópodos y carófitas indican claramente que las zonas en las que se sedimentaron estos materiales estaban relativamente aisladas respecto a las zonas más someras o las franjas litorales que debieron desarrollarse en su entorno, de modo que los procesos de sedimentación se redujeron en esencia a la acumulación del fango carbonatado sobre el fondo, sin existir importantes procesos de removilización.

El desarrollo ocasional de laminaciones milimétricas plantea la posibilidad de que la masa acuosa, a pesar de su carácter somero, mostrase una incipiente tendencia a la estratificación y al desarrollo de un hipolimnion. Sea cual fuere la motivación, la presencia de laminaciones preservadas, aun siendo relativamente groseras, indica la ausencia de una extensiva bioturbación, de corrientes de fondo y de procesos de escape de burbujas de gases resultantes de la descomposición de materia orgánica (KELTS y HSÜ, 1978).

#### Calizas bioclásticas (C - Cb) (Láms. 16 y 17, 24 a 26)

Esta litofacies suele presentar colores beige y pardo claros y oscuros si bien también se observan niveles de colores gris pálido. Su distribución a lo largo de los distintos tipos de sucesiones es muy amplia, de tal manera que se constituye como una de las facies más ubicuas de las reconocidas. A diferencia de la anterior, esta litofacies presenta una textura mesoscópica mucho menos fina. Ello se debe en esencia a la existencia de una fracción lutítica y a la proliferación de restos bioclásticos. La potencia de los niveles es centimétrica a decimétrica, alcanzando hasta dos metros de potencia. Frecuentemente muestran una acusada tendencia a la lenticularidad, con desarrollo de cicatrices erosivas, si bien su continuidad lateral puede ser notable. Los niveles muestran una compacidad y resistencia elevadas.

La textura de estos materiales es variable, oscilante predominantemente entre mudstones-wackestones (C) y packstones (Cb). En ocasiones las acumulaciones bioclásticas muestran una total carencia de fango micrítico y constituyen grainstones de entidad muy reducida. Los elementos aloquímicos dominantes son bioclastos de carófitas. Estos consisten en restos de oogonios y talos a menudo fragmentados y que aparecen acumulados formando lentículos y lâminas. Asociados a los bioclastos de carofitas se observan restos de ostrácodos y gasterópodos completos y fragmentados. A este respecto, la presencia de valvas inarticuladas de ostrácodos es relativamente frecuente, al igual que las conchas de Planorbidae. Estas suelen encontrarse dispuestas paralelamente al plano de estratificación, según el plano de máxima superficie de la concha. Sin embargo no es infrecuente reconocer la existencia de conchas que muestran una disposición verticalizada o fuertemente oblicua.

La presencia de intraclastos en esta litofacies es restringida, siendo de tamaño milimétrico y contorno anguloso.

Los escasos elementos terrígenos reconocidos en esta facies se reducen a granos angulosos de cuarzo que aparecen dispersos en el seno del material predominantemente carbonatado.

Con relativa frecuencia se ha reconocido en estos materiales el desarrollo de una estratificación muy fina y una laminación grosera, de espesor milimétrico (Cb). Esta laminación es difusa a bien definida, y aparece acentuada por cambios de tonalidad de los colores predominantemente pardos de la facies. Lateralmente su continuidad es variable, presentando en algunos casos marcada apariencia de lentículos de amplitud centimétrica y espesor milimétrico, o menor, que se amalgaman unos sobre otros. No es infrecuente además observar la existencia de pequeñas cicatrices erosivas que definen netamente la base de los lentículos. Las microfacies observables muestran claramente que las laminaciones son el resultado de la acumulación selectiva de bioclastos

de carófitas, que mesoscópicamente corresponden con las láminas de tonos más oscuros. Las láminas o niveles más claros corresponden a niveles en los que la acumulación de clastos es mucho más difusa y el soporte del conjunto del material es el fango carbonatado. De manera general puede hablarse de la existencia de gradaciones positivas del tamaño de los componentes clásticos que integran las láminas.

Por lo general, la textura de esta litofacies es sin embargo predominantemente masiva (C) y los niveles que aparecen finamente estratificados o laminados (Cb), se restringen a bandas limitadas dentro del espesor de los estratos. La presencia muy frecuente de galerías de excavación indican que la bioturbación debió ser el factor condicionante más directo de la homogeneización del material. Asociada a la bioturbación se observa usualmente un incremento de la porosidad de la roca, así como una tendencia del material a adoptar tonalidades más claras.

Las características diagenéticas diferenciales más frecuentemente desarrolladas en esta litofacies consisten en disolución de los elementos bioclásticos y una cementación muy extensiva, que tiende a obliterar la porosidad intra-bioclástica de los distintos elementos existentes: (carófitas, gasterópodos y ostrácodos) y la resultante de su disolución. Por otra parte, es muy frecuente el colapsamiento de las estructuras orgánicas, que aparecen fuertemente compactadas. Este factor de compactación debe ser tenido en cuenta toda vez que es posible que tienda a acentuar la diferenciación inicial de las láminas primarias, así como a comprimir su espesor.

En su conjunto las biofacies de calizas bioclásticas (C-Cb) se depositaron de manera general en lagos someros o zonas marginales de áreas lacustres ya con cierta entidad. La profusión de restos bioclásticos de carófitas, ostrácodos y gasterópodos indican que la sedimentación de estos materiales se realizó fundamentalmente en áreas lacustres

en las que la producción de estos componentes era muy elevada. Todos los datos de que actualmente se dispone (DEAN, 1981; KAUFFMAN y MC CULLOCH, 1965; MURPHY y WILKINSON, 1982; TERLECKY, 1974; TREESE y WILKINSON, 1980; WETZEL, 1970, etc) indican que esa elevada productividad sólo es posible bajo condiciones de luminosidad y profundidad que se dan en lagunas someras o en las zonas litorales de lagos con cierta profundidad (por lo general sin rebasar los tres metros). Este carácter somero del contexto deposicional explicaría la relativa frecuencia con que se han observado niveles bioclasticos de acumulación, que se producirían bajo la actuación de corrientes tractivas que seleccionarían el material y lo depositarían de forma gradada. Por otra parte no debe descartarse la posibilidad de que cierta agitación en las áreas litorales lacustres, dieran lugar a un resultado similar, si bien con una configuración diferente.

#### Calizas terrígenas bioclásticas (Ct-Ctb) (lám. 29)

Los caracteres de las litofacies anteriores (C-Cb) pueden verse modificados de manera progresiva por un incremento gradual de elementos terrígenos que van incrementando su importancia hasta dar lugar a litofacies genética y ambientalmente relacionadas, pero diferenciables por su composición: calizas terrígenas bioclásticas (Ct-Ctb).

Los materiales de esta litofacies se caracterizan por presentar coloraciones pardas oscuras y constituyen niveles de amplia extensión lateral, pero lenticulares y con cicatrices erosivas. Su compacidad y resistencia es menor comparativamente a los de la litofacies anterior. Su principal característica diferenciadora es el elevado contenido en fracción terrígena que muestra, que puede alcanzar prácticamente el 40% del total del volumen del material. Este fuerte incremento de fracción terrígena implica un ascenso del porcentaje de lutitas, limos y arenitas de tamaño muy fino, que añaden la presencia de cuarzo, feldspatos y dolomita de origen terrígeno a la calcita autigénica generada en las áreas la-

custres. A este incremento de la fracción terrígena se asocia la frecuente ocurrencia de fitoclastos de tamaños milimétrico a centimétrico. Por lo demás, los componentes bioclásticos más frecuentemente reconocidos son los usuales: carófitas, gasterópodos y ostrácodos. Por lo general se observa una clara tendencia a la fragmentación de los bioclastos de mayor tamaño. Con frecuencia los gasterópodos muestran el interior de la concha relleno de sedimento.

El conjunto de esta litofacies se configuraría como mudstones-wackestones con un elevado contenido terrígeno. Sus niveles pueden mostrar bien una incipiente laminación (en la cual se integran los fitoclastos reconocidos junto a los bioclastos), bien un aspecto desorganizado. De nuevo la bioturbación puede ser invocada como el principal factor condicionante, si bien no debe descartarse la posible sedimentación en masa, relacionada con procesos de turbulencia, del conjunto de materiales terrígenos, carbonatados y de origen vegetal.

Las características diagenéticas de estos materiales difieren de las observadas en las litofacies con las que aparecen relacionadas por su mayor heterogeneidad. Por lo general, la porosidad del material es muy elevada apareciendo los bioclastos prácticamente sin rellenos de cemento esparítico. Sin embargo los procesos de disolución no parecen haber actuado de manera similar en todos los niveles constituidos por la litofacies. Ello pudo ser debido tanto a la diversidad de composición litológica (la disolución sería menor en los niveles con mayor contenido en elementos terrígenos) como a la de las condiciones de diagenización.

Los materiales de esta litofacies se sedimentaron en condiciones ambientales similares a las indicadas para las litofacies de calizas bioclásticas, con las cuales presentan un marcado paralelismo. Sin embargo, en el contexto ambiental de las zonas lacustres litorales someras o lagunas poco profundas en las que se desarrollaron los depósitos que nos ocupan, la influencia desde las áreas marginales

de los lagos debió ser mayor. Los aportes de terrígenos y fitoclastos, denotan claramente que corrientes tractivas de tipo diverso aportaron a las áreas de sedimentación materiales inicialmente depositados o formados en las mencionadas áreas marginales. Estos aportes introducen un nuevo factor de variación que aumenta las posibilidades de la diversificación de la evolución secuencial de la sedimentación lacustre.

Calizas de tipo "marl" (Cv) (Lám. 28)

Esta litofacies, de colores blanquecinos y ocreos muy claros aparece exclusivamente desarrollada de manera extensiva en las sucesiones predominantemente carbonatadas en las cuales las litofacies organógenas (Lig) aparecen bien desarrolladas. La compactidad y resistencia de estos materiales varía sensiblemente según sea su grado de meteorización. En secciones frescas el color es sensiblemente blanco, siendo el material compacto y resistente. En las zonas en las que el material aparece alterado, la coloración es ligeramente ocrácea y el material es friable y físil. El aspecto mesoscópico general de esta litofacies es distinto al de las anteriores, mostrando una textura de aspecto cretoso ("marl"). Este aspecto es similar al que presentan otras facies en las que el contenido en material terrígeno siliciclástico es relativamente elevado (facies Ct y Ctb) o bien han sido dolomitizadas (Do). Sin embargo el análisis del contenido en carbonato de muestras de esta litofacies arroja siempre porcentajes no inferiores al 89% y próximos al 90%. Los diagramas de rayos X, por otra parte no indican ningún resultado que permita asimilarla mineralógicamente con las facies dolomíticas: Cv aparece constituida esencialmente por calcita y contiene subordinadamente cuarzo y minerales de arcilla.

Cv aparece integrando niveles de potencia milimétrica a decimétrica, asociados muy a menudo con nivelillos de potencia variable de carbón y a litofacies de calizas ricas en materia orgánica. Con frecuencia se ha observado una re-

lación lateral directa de esta litofacies con los niveles de lignito (Lig), apreciándose una estrecha interdigitación que implica un desdoblamiento de las capas (apreciable a diversas escalas en las explotaciones a cielo abierto y en las galerías de las minas de carbón) y su desaparición lateral. La extensión lateral y las potencias son pues acusadamente variables.

La textura de estos materiales es relativamente homogénea, dominando las biomicritas (mudstones con bioclastos dispersos), si bien en ocasiones se observan acumulaciones de bioclastos (conchas de gasterópodos en especial). Los elementos bioclásticos más frecuentemente dominantes en esta litofacies son los ostrácodos y gasterópodos. Estos últimos forman densas acumulaciones lumaquélicas, frecuentemente observadas al reconocer los materiales de esta facies.

Muy frecuentemente, los niveles de la litofacies contienen con profusión fitoclastos carbonosos de macrofitos. Estos fitoclastos pueden ser de tamaño centimétrico a micrométrico. En el segundo caso aparecen definiendo ocasionalmente una acusada laminación, definida por su acumulación, alternando con el material carbonatado. Es en estos casos en los que ha sido posible observar la presencia de pequeñas fracturas sindeposicionales, que cizallan la laminación. A estos procesos de microfracturación puede ir asociada la formación de fisuras que son rellenadas con posterioridad por material carbonatado y fitoclastos.

Las características diagenéticas más comunes de esta litofacies serían los procesos de disolución (que afectan predominantemente a las conchas de gasterópodos) y la casi total ausencia de cementos esparíticos y procesos de neomorfismo. Las acumulaciones de conchas de planórbidos, fuertemente compactadas, son casi siempre observables al estado de moldes. Sólo en los casos en los que las acumulaciones de conchas aparecen estrechamente relacionadas con ni-

veles de lignito es posible observar la preservación de la concha.

Dadas sus características (proliferación de gasterópodos límnicos, profusión de restos carbonosos de macrófitas) y su estrecha asociación con niveles de carbón, los materiales de esta litofacies debieron sedimentarse en zonas muy someras correspondientes a franjas marginales de las áreas lacustres o bien en zonas palustres pantanosas.

La elevada concentración de las acumulaciones de gasterópodos observables, así como la presencia de fitoclastos estructurados en láminas o dispersos en el sedimento, sugieren que las zonas en las que se formaban estos materiales se veían ocasionalmente sometidas a la acción de corrientes tractivas o, cuando menos, a un ligero retrabajamiento que permitía la acumulación selectiva de los bioclastos.

#### Calizas bioclásticas ricas en materia orgánica (Co-Cob; Lam. 18)

La característica más fácilmente apreciable de esta litofacies es su coloración gris obscura a negra muy intensa, a consecuencia de la elevada proporción de sulfuros y materia orgánica que contiene. Su ocurrencia es francamente ubicuista, apareciendo en todo tipo de sucesiones y contextos paleoambientales con un desarrollo variable en importancia, pero siempre manteniendo sus características. Se trata de materiales compactos que integran niveles de potencia centimétrica a decimétrica (hasta unos 90 cm de potencia máxima observada) cuya lenticularidad es fuertemente acusada (extensión lateral desde escasos decímetros a algunos metros). Las bases y techos de los niveles de esta litofacies son muy a menudo irregulares y muestran con frecuencia una transición brusca a las litofacies con las que aparece asociada. Los tránsitos graduales no están totalmente ausentes, si bien no son tan comunes.

Los componentes bioclásticos más frecuentemente reconocidos en esta facies son las conchas de gasterópodos límnicos, que en ella alcanzan una proliferación poco usual. A veces se han reconocido en abundancia carófitas y ostrácosos pero sin alcanzar la frecuencia con que se observa la presencia de gasterópodos. Estos muestran una amplia variedad, reconociéndose diversas formas de planórbidos, limneidos y otras familias de gasterópodos límnicos propios de zonas litorales y sublitorales de áreas lacustres, o bien de lagunas someras. Como es usual, parte de estas conchas aparecen fuertemente fragmentadas, en especial las de las formas adultas de mayor tamaño. Sin embargo las formas juveniles de éstas y las especies de menor tamaño, se conservan a menudo completas. Por otra parte la porosidad interna de las conchas aparece a menudo total o parcialmente rellena de sedimento interno.

La textura de estos materiales es predominantemente micrítica, consistiendo en mudstones y wackestones en los que las conchas de gasterópodos aparecen englobadas en el fango carbonatado. Sin embargo, en ocasiones se observan acumulaciones lumaquéllicas de gasterópodos en las que la concentración de bioclastos es mucho más elevada y dan lugar a packstones. De manera frecuente los materiales de esta litofacies se caracterizan por su carácter predominantemente masivo, pudiéndose apreciar la presencia de una extensiva bioturbación atribuible tanto a las actividades de excavación de invertebrados como a la acción de raíces. Este último hecho viene claramente demostrado por la observación de indicios de raíces en algunos niveles de esta litofacies. De manera ocasional se han observado algunas laminaciones cuyo origen es asimilable al atribuido para otras similares reconocidas en las litofacies C-Cb. Esta laminación aparece afectada por pistas de excavación que tienden a homogeneizar el material, tal como es usual en la práctica totalidad de las litofacies.

La característica diagenética diferencial más acusada de esta litofacies la constituye el hecho de que las

conchas de gasterópodos o bien sus fragmentos aparecen a menudo bien preservadas, a veces incluso a nivel microtextural. Este hecho implica que las condiciones de diagénesis de estos materiales no fueron siempre las mismas que las que afectaron a las restantes litofacies, en las que las conchas de gasterópodos aparecen ya disueltas, ya sustituidas por calcita esparítica. Por el contrario, los procesos de neomorfismo que aquí han tenido lugar, han respetado ocasionalmente microtextura original de las conchas de los gasterópodos. Por lo demás, también es posible observar casos en los que la sustitución de la concha original se realiza mediante la precipitación de calcita esparítica.

Los procesos de disolución y cementación no alcanzan en la litofacies el desarrollo observado, por ejemplo, en las litofacies C-Cb. La presencia de cemento se restringe al relleno, a menudo sólo parcial, de la porosidad interna de las conchas de gasterópodos.

La compactación de los materiales, dando lugar al colapso de la mayor parte de las conchas de tamaño centimétrico, es otro de los procesos más comunmente observados.

Por otra parte, la posible instalación de vegetación hidrófila sobre el sedimento carbonatado, que posteriormente originó esta litofacies, implica que pudiera desarrollarse de manera incipiente un proceso de fisuración y microesparitización. Finalmente, en ocasiones se ha observado el desarrollo de evaporitas intersticiales debido al inicio de la implantación de un régimen evaporítico.

Los materiales de esta litofacies caracterizados por su elevado contenido en sulfuros, materia orgánica y fauna límnic litoral, fueron depositados bien en franjas marginales litorales-sublitorales de áreas lacustres, bien en la totalidad de la extensión de lagunas poco profundas y escasa persistencia, bien en las fases finales de colmatación de lagos someros. La presencia de desarrollos intersticiales de evaporitas, brechificación por raíces y cierta

relación de sus niveles con los de lignito, confirman las condiciones de someridad bajo las cuales se depositaron los materiales. El hecho de que los tránsitos hacia otras facies se desarrollen con frecuencia con brusquedad implica que la implantación de las condiciones ambientales precisas para su formación iban precedidas de cambios que implicaban una cierta alteración de la continuidad de los procesos sedimentarios (erosión, emersión incipiente, etc.).

Calizas terrígenas bioclásticas ricas en materia orgánica (Cto-Ctob) Lam. 29.

Esta litofacies guarda con respecto a la anterior una relación semejante a la existente entre (C-Cb) y (Ct-Ctb). Un simple incremento de la proporción relativa de materiales terrígenos conduce a su configuración como una litofacies diferenciable, similar en todo a (Co-Cob), pero con la peculiaridad de que en su formación concurren toda una serie de procesos de removilización clástica que no se observan con frecuencia en (Co-Cob).

Los materiales de esta litofacies muestran una coloración grisácea pálida a obscura, con motas dispersas de color ocre, debidas a la oxidación de agregados de sulfuros. Son materiales compactos y resistentes, a veces con una extensión lateral importante. Su potencia puede ser mínima (reducida a veces a escasos milímetros o centímetros en la parte más superior de un nivel carbonatado) o bien considerable, integrando la totalidad del espesor de niveles carbonatados de potencia decimétrica, sin rebasar el metro.

Los materiales terrígenos integrados en esta litofacies consisten en esencia en lutitas y arenitas que aparecen estrechamente mezclados con los componentes aloquímicos y el fango carbonatado. Los bioclastos más frecuentemente observados corresponden a fragmentos de conchas de gasterópodos de talla media. Con menor frecuencia se observan restos de ostrácodos y, con cierta profusión, restos de carófitas.

Los intraclastos (dominantemenre milimétricos), fitoclastos y posibles restos de mallas algales (¿?), componen el resto del espectro de componentes más usuales en esta litofacies. Los niveles de la misma suelen mostrar en su conjunto un aspecto masivo, reconociéndose la presencia de pistas de bioturbación.

Las características diagenéticas de estos materiales son en todo similares a las observadas en las litofacies (Co-Cob). Tan sólo cabe recordar la presencia ocasional de procesos de neomorfismo con preservación de texturas, escasa disolución y cementación moderada rellenando a veces sólo parcialmente la porosidad interna de los bioclastos. Por otra parte cabe añadir que en bioclastos de esta litofacies se ha reconocido la presencia de procesos diagenéticos predeposicionales de micritización, atribuibles a la actividad perforante de cianofíceas. La micritización avanza desde las zonas más externas de los fragmentos bioclásticos (procedentes por lo general de la destrucción de conchas de gasterópodos) y tiende a progresar hacia el centro de las paredes de la concha. En las zonas más intensamente afectadas por el proceso, se aprecia un extensivo desarrollo de finas perforaciones de escasas micras de diámetro y ramificadas siguiendo una pauta dicotómica. La presencia de procesos análogos en materiales lacustres ya ha sido señalada por SCHAFFER y STAPF (1978).

El conjunto de las características texturales de estas litofacies permiten atribuírlas al resultado de la acción deposicional de corrientes tractivas de competencia escasa y carácter episódico, que aportaban a áreas lacustres someras sublitorales, materiales terrígenos y vegetales arrastrados desde zonas inmediatas o vecinas. Dadas sus características, la única diferencia apreciable entre estas litofacies y Ct-Ctb consiste en su mayor contenido en materia orgánica, que le vendría conferido por el carácter sublitoral o muy somero de las zonas en que fueron depositados.

Calizas intraclásticas (Ci) (Lams. 14 y 19).

Esta litofacies no adquiere un desarrollo muy extensivo, apareciendo de manera subordinada a las restantes, configurándose como el resultado de episodios deposicionales relativamente raros en lo que hace referencia a su preservación. BIRNBAUM (1976) ya señala su existencia en el área de Mequinenza y describe sus características. Se trata por lo general de niveles poco potentes que en sección pulida muestran una clara diferenciación entre una matriz carbonatado-terrágena fina, con posible presencia de bioclastos, y los intraclastos, que muestran unos contornos bien definidos, angulosos o subredondeados. Las características texturales, de coloración y composición de los intraclastos difieren en grado diverso de la matriz que los contiene. Su tamaño no suele ser superior a escasos centímetros.

Para BIRNBAUM, estos materiales corresponderían a depósitos formados en zonas marginales lacustres para las que propone la denominación ambiental de playa (beach). En realidad las condiciones precisas para la formación de este tipo de depósitos no exigen una estructuración de las zonas marginales de los lagos como líneas de litoral asimilables a playas. Cualquier zona somera, sometida a una episódica desecación y posterior removilización, puede dar lugar a depósitos intraclásticos. En este sentido, la presencia de la litofacies no permite precisar más allá de lo indicado.

Los ejemplos conocidos de este tipo de litofacies en las sucesiones estudiadas, aparecen desarrollados en contextos ambientales diferenciados, pero su significado es claramente similar. En tanto que en un caso los intraclastos componen la totalidad del depósito, en otro aparecen asociados a una amplia profusión de bioclastos de gasterópodos. En ambas ocasiones las condiciones de removilización, bajo la acción de corrientes acuosas de energía de flujo moderada, es bien patente.

Calizas brechificadas (Cp) (Lams. 12, 20, 21)

Esta litofacies diagenética puede formarse a partir de cualquiera previamente existente, si bien por la naturaleza del contexto deposicional es más frecuente su desarrollo a partir de las litofacies C y Co. La textura inicial del depósito carbonatado a veces no es fácilmente reconocible, debido a que el proceso de diagenización destruye y homogeneiza los distintos componentes del sedimento. Es posible apreciar, sin embargo, la presencia de residuos y fantasmas de los distintos organismos límnicos, que son frecuentemente reconocidos en las litofacies primarias.

El color de estos materiales es predominantemente claro, beige y pardo, si bien aquellos niveles formados a partir de Co, presentan una coloración claramente grisácea y negruzca. Son materiales compactos y resistentes, de aspecto homogéneo.

La potencia de los niveles de esta litofacies es variable entre varios centímetros y algunos decímetros. Muestran con frecuencia geometrías acusadamente lenticulares y una continuidad lateral restringida.

En el seno de estos materiales es muy frecuente observar un desarrollo a veces muy intensivo, de horadaciones verticalizadas motivadas por la acción de raíces de macrófitas. Estas horadaciones, una vez vaciadas de su contenido orgánico vegetal pueden ser rellenadas por materiales bioclásticos y fango carbonatado, estructurándose de forma más o menos acusadamente laminada. Procesos totalmente análogos al indicado ya han sido descritos con anterioridad por PLAZIAT y FREYTET (1977) bajo la denominación de pseudomicrokarst.

El rasgo textural macroscópico más acusado de esta facies es la fisuración y brechificación observables claramente en superficie. El material carbonatado aparece surcado por fisuras finamente ramificadas y anastomosadas. Esta fisuración es muy fina cuando el proceso se inicia y muestra una anchura de pocas décimas de milímetro. Por lo general

configuran planos que muestran orientaciones paralelas, perpendiculares o aleatorias respecto al plano de estratificación (sheet planes, skew planes y crazy planes de BREWER, 1964). Estos planos de discontinuidad subdividen el material originariamente homogéneo en partes discretas de contornos angulosos y tamaño variable, si bien éste se va haciendo menor cuando el proceso diagenético avanza. Este avance parece realizarse claramente de arriba hacia abajo, tal como lo indica la anchura decreciente de las fisuras observadas. La fisuración va asociada a una progresiva microesparitización del sedimento, que se va homogeneizando gradualmente, quedando preservada la textura original sólo en los fragmentos discretos de material comprendido entre las fisuras microesparitizadas. La clara tendencia a la verticalización que muestran en algunos casos las zonas de brechificación, señala la actuación e influencia, al menos parcial, de las raíces en los procesos de fisuración.

Esta litofacies diagenética aparece muy extensamente desarrollada en buena parte de las sucesiones. En su conjunto es interpretable como resultante de que el sedimento carbonatado se vea sometido a procesos de humidificación y desecación alternantes. A esta acción cabe añadir en muchos casos la actividad perturbadora de las raíces de plantas macrofitas que se desarrollaban en las zonas palustres del área. El hecho de que la instalación de la vegetación sea generalizable a la totalidad de las zonas lacustre-palustres cuando la profundidad del agua ha descendido por debajo de un umbral determinado, implica que la aparición de esta litofacies se haga frecuente en los techos de pequeñas secuencias de somerización.

Calizas y/o dolomías con evaporitas intersticiales (Cedo). (Lams. 22 y 25)

Este conjunto de litofacies diagenéticas constituyen una serie posiblemente gradacional de términos diagenéticos, que se sucederían unos a otros según el grado y las condi-

ciones de diagenización a que se han visto sometidos los niveles carbonatados.

Estos materiales se caracterizan todos ellos por presentar una coloración clara, en tanto que mesoscópicamente presentan un aspecto cretoso. Se trata por lo general de materiales masivos y resistentes carentes de estructuras sedimentarias. Con relativa frecuencia muestran un aspecto oqueroso.

La potencia reconocida en los niveles de estas litofacies no suele rebasar los 50 cm, presentando por lo demás una configuración geométrica laxante lenticular o tabular.

Con relativa frecuencia se observa en el seno de los materiales la presencia de restos de carófitas y gasterópodos, reducidos al estudio de moldes. La disolución de estos componentes bioclásticos incrementa sensiblemente la porosidad secundaria de estos materiales. Su reconocimiento microscópico demuestra que se trata esencialmente de micritas microesparitas y dolmicoesparitas muy homogéneas en las que apenas se distingue la presencia de fantasmas de fósiles de organismos límnicos. La porosidad interna de éstos puede aparecer rellena de yeso.

La composición mineral dominante de estos materiales es variable observándose desde un predominio total de la calcita hasta el total desarrollo de la dolomitización del material, predominando entonces la dolomita. Entre ambos extremos se encuentra una amplia variedad de casos intermedios. El porcentaje de materiales no carbonatados en estas litofacies oscila entre un 12 y un 5% en las muestras recogidas, si bien esta cifra debe ser considerada como meramente orientativa. Junto a dolomita y calcita puede ser reconocida además la presencia de cuarzo, de origen detrítico y de yeso con relictos de anhidrita.

El yeso se presenta en forma de agregados nodulares. Los nódulos individuales presentan unas dimensiones desde

milimétricas a decimétricas. Su desarrollo en el seno del material carbonatado puede ser muy extensivo, llegando a observarse en ocasiones su total coalescencia. El desarrollo de las masas de yeso nodular no es homogéneo, apareciendo en ocasiones como masas lenticulares que desaparecen lateralmente de modo gradual. Igualmente es posible observar a veces que la cantidad e intensidad del desarrollo de nódulos de yeso varía verticalmente, incrementándose hacia el techo de los niveles.

La observación microscópica de los materiales evaporíticos revela la profusa presencia en su seno de cristales euhedrales relictos de anhidrita. Este hecho sería un indicio en favor de su origen como nódulos de anhidrita diagenética temprana.

Tal como se ha indicado en las interpretaciones de otras facies diagenéticas terrígenas similares a la que nos ocupa (Le-Yn, Ae) el desarrollo displacivo de evaporitas intersticiales puede tener lugar de manera casi exclusiva en una zona vadosa embebida por una salmuera. La percolación ascendente por capilaridad, gracias a la acción de un bombeo evaporítico, favorecería la formación y desarrollo de los nódulos de evaporitas. El hecho de que esta acción evaporadora se realice sobre un sedimento lacustre, implica indudablemente que la lámina de agua que lo recubría se ha visto sujeta a una fuerte retracción. Sólo de ese modo sería posible el desarrollo de las evaporitas y, de forma subsiguiente, cuando la composición de las salmueras y su período de residencia fueran adecuadas, la dolomitización de los materiales (Do).

A la vista de lo anterior, los materiales de esta litofacies caracterizarán las zonas marginales de áreas lacustres someras, que serán las primeras en verse afectadas por la retracción de la lámina de agua. Igualmente el desarrollo de la litofacies se haría extensivo a la totalidad del sedimento carbonatado de un lago que hubiese experimentado una total desecación. La importancia de las sucesiones

lacustres en que se reconoce la presencia de estos depósitos indica que esta segunda posibilidad no debe ser descartada. De este modo el contexto de posible formación de la litofacies se ampliaría a lagos efímeros (lagos-playa) instalados en zonas en las que había existido un lago perenne o semipermanente. (HARDIE et al. 1978).

#### Calizas con nódulos de sílex (Cs)

Esta litofacies aparece muy relacionada genéticamente con la anterior, tal como ya lo indicó BIRNBAUM (1976) al estudiar los carbonatos lacustres de la región.

Los niveles carbonatados afectados por los procesos de silicificación se caracterizan por presentar una coloración predominantemente blanco grisácea clara y muestran una geometría laxante lenticular o bien tabular de amplia extensión lateral y potencias análogas a las ya indicadas (decimétricas). Se trata de materiales compactos, pero a veces muy porosos, de aspecto masivo. En ellos se reconoce la presencia de calcita y dolomita, lo cual constituye un nexo de relación entre esta litofacies y Ce-Do.

Los componentes de la litofacies son similares a los ya indicados con anterioridad para Ce-Do. Por lo general carecen de laminación y los componentes aparecen sin estructuración precisa. Muy a menudo se observa la presencia de pistas de bioturbación, que a su vez pueden aparecer afectadas por los procesos de silicificación.

La característica más destacada de la litofacies es el desarrollo de estructuras diagenéticas silíceas, siendo las más frecuentes las de aspecto globular redondeado, si bien también se observan lentículos alargados y morfologías irregulares de aspecto botrioidal. Sus dimensiones oscilan entre unos pocos centímetros y hasta 3 dm de diámetro. Presentan un bandeo interno tenue. Aparecen frecuentemente en forma de niveles bien definidos en los que los nódulos

aparecen dispersos, englobados en la matriz carbonatada, de la cual pueden contener inclusiones relictas. De forma ocasional se ha reconocido la presencia de agregados de pseudomorfos de sílice de cristales lenticulares de yeso.

De manera generalizada y ya de antiguo, se ha señalado la existencia de una frecuente y estrecha relación entre los desarrollos de sulfatos evaporíticos y la presencia de silicificaciones diagenéticas. ARBEY (1980) pone especial acento en la influencia de la materia orgánica en descomposición para producir las condiciones favorables para la precipitación de sílice. De este modo en zonas lacustres ricas en materia orgánica, las variaciones del pH y Eh producidas por la degradación de la materia orgánica y la actividad bacteriana (bacterias sulforeductoras en especial según BIRNBAUM 1976) pueden favorecer la disolución y movilización del sulfato en forma de sulfídrico. Paralelamente podría producirse la consiguiente sustitución por sílice, que vendría aportada por aguas freáticas y que precipitaría en condiciones de bajo pH, las cuales se dan precisamente en las zonas en las cuales se desarrollan los procesos de reducción de los sulfatos (ARBEY, 1980). NICKEL (1982) establece diversas condiciones para que esta sustitución se lleve a cabo, entre las que destaca la posible mezcla de salmueras y aguas con menor concentración salina. La mezcla podría tener lugar gracias a la migración desde zonas proximales de sistemas aluviales de aguas freáticas de procedencia meteórica, que se mezclarían en las áreas más distales con las posibles salmueras allí formadas bajo condiciones endorreicas.

E) LITOFACIES ORGANOGENAS (D) (Lam. 28)Lignitos (Lig)

Este conjunto de materiales organógenos, ha sido reconocido con un desarrollo muy variable en las distintas sucesiones de facies estudiadas, si bien es indudable su directa relación con aquellas en las que predominaron las condiciones de sedimentación lacustre-palustre.

El lignito se caracteriza en sección fresca por un color negro brillante. Por oxidación adquiere unas tonalidades pardo rojizas y castañas. Totalmente alterado se convierte en una masa de yeso y óxidos de hierro, resultantes de la oxidación de los sulfuros que contiene. Es un material duro, compacto, con fractura concoide o bien con una estructura leñosa.

En sección pulida o fresca, el lignito muestra dos tipos fundamentales de textura. La primera de ellas y más frecuente es una textura masiva o groseramente bandeada. La segunda, observada con menor desarrollo, consiste en una fina laminación definida por la alternancia de niveles oscuros y claros.

Las características analíticas de estos materiales (humedad, porcentaje de volátiles, cenizas, azufre y poder calórico) son bastante variables. Los datos analíticos de los lignitos reconocidos en diversos sectores del área estudiada aparecen recopilados en CLOSAS (1948), ALVARADO y ALMELA (1951), QUIRANTES (1978) y en el informe de ENADIMSA (1975-76). De ellos se deduce que se trata de materiales con una densidad media oscilante entre 1,77 y 1,31; un contenido en sulfuros muy elevado (porcentaje raramente inferior al 2%) siendo el carbón rico en piritita y marcasita (ALVARADO y ALMELA, 1951); un contenido de cenizas y materias volátiles

de medios a muy elevados (entre 8 y 40 % y 30-60 % respectivamente); y una potencia calorífica superior baja rebasando raramente las 5000 calorías. Estas características generales son relativamente homogéneas, si bien se observan cambios a veces muy acentuados según sea el nivel que se considere.

La potencia de los niveles de lignito en las diversas sucesiones estudiadas no es muy elevada. Por lo general son muy frecuentes los niveles de potencia milimétrica a centimétrica. La recopilación de los datos de sondeos y superficie realizados hasta la fecha en las sucesiones lacustres señalan que el nivel con mayor espesor reconocido en la cuenca es de unos 80 cm a 1 m, siendo la media de unos 10 a 30 cm. A esta escasa potencia los niveles de lignito unen una cierta lenticularidad, a pesar de que pueden ser lateralmente bastante extensos. A nivel de afloramiento es posible observar que los niveles de lignito pueden aparecer estrechamente indentados con niveles de facies carbonatadas (Cv), lo cual implica que la potencia de las capas disminuye por desdoblamiento y acuñaientos laterales.

Esta estrecha relación con las facies carbonatadas, implica que con frecuencia los niveles de lignito contengan nivelillos milimétricos de calizas (Cv) con una gran profusión de gasterópodos límnicos (esencialmente Planorbidae).

Dentro del contexto en que aparecen desarrollados, la integración paleoambiental de los niveles de carbón no ofrece dudas, si bien su exacta significación puede estar sujeta a diversas interpretaciones.

La presencia de un nivel de carbón indica unas condiciones de acumulación de materia vegetal claramente reductoras, al abrigo de la acción oxidante del aire y protegida de la acción destructora de hongos y bacterias. El contexto ambiental lo constituyen zonas pantanosas más o menos encharcadas que se desarrollarían en áreas de extensión variable dentro de un conjunto de sectores en los que dominarían las condiciones lacustre-palustres. En la actualidad

se conocen diversos ejemplos de este tipo de contextos, si bien no se corresponden exactamente con el que aquí nos ocupa (SPACKMAN et al, 1969; STAUB y COHEN, 1979). La principal cuestión se plantea en torno al grado de removilización experimentado por los restos vegetales antes de su sedimentación definitiva. Esta removilización pudo ser nula (carbones autóctonos) relativamente escasa (carbones hipoautóctonos) o total (carbones alóctonos). Todas las posibilidades indicadas confluyen finalmente en un resultado común, si bien las características texturales del depósito son diferentes.