

**INFORME SEDIMENTOLOGICO
DE LA HOJA DE LERIDA**

32-15

388

JUNIO/91

INDICE

INDICE

	Pág.
1.- <u>INTRODUCCION</u>	1
1.2. SITUACION GEOLOGICA	2
1.3. METODOLOGIA DE TRABAJO	3
1.4. NOMENCLATURA	3
2.1. LITOESTRATIGRAFIA. DESCRIPCION DE FACIES. . .	7
2.1.1. <u>Ambiente deposicional de abanico</u> <u>aluvial distal.</u>	9
2.1.1.1. Facies de relleno de paleoca- nales.	9
2.1.1.2. Facies de llanura de inun- dación	11
2.1.2. <u>Ambiente deposicional lacustre-</u> <u>palustre</u>	13
2.1.2.1. Calizas lacustres	14
2.1.2.1. Calizas palustres	15
2.1.2.1.1. Facies	15
2.1.2.1.2. Microfacies:	16
2.1.2.2. Facies lacustres detríticas .	17
2.2. BIOESTRATIGRAFIA	18
2.3. CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL.	19
3.- <u>BIBLIOGRAFIA</u>	27

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION

El territorio que comprende la hoja de LLeida, del mapa topográfico 1:50.000, se halla situado entre los paralelos $41^{\circ}40'04''$.2 y $41^{\circ}30'04''$.2 y los meridianos $0^{\circ}48'49''$.5 y $0^{\circ}28'49''$.5. pertenece en su totalidad a la provincia de Lleida. La zona queda englobada dentro de las comarcas de Segrià, del Plà de L'Urgell y de Les Garrigues.

1.2. SITUACION GEOLOGICA

Geológicamente, los materiales estudiados corresponden a los sedimentos que colmataron la Cuenca del Ebro, durante gran parte del Oligoceno. Esta cuenca, desde el Paleoceno hasta la actualidad, se ha comportado como una cuenca de antepaís, cuya evolución está relacionada con la de los orógenos que la circundan (PUIGDEFABREGAS et al., 1986): El Pirineo, por el N, Los Catalánides, por el SE y La Cordillera Ibérica por el SW. A grandes rasgos, durante el Paleoceno y el Eoceno inferior, en la parte septentrional de la cuenca, se desarrollaba el dominio de una sedimentación marina y, en los márgenes de la misma, el dominio de una sedimentación continental. Durante el Eoceno medio y superior, la cuenca era marina y, dentro de ella, se desarrollaron fan deltas, cuya área fuente estaba principalmente ubicada en Los Catalánides (fan deltas de Montserrat y de St. Llorenç del Munt) y en Los Pirineos (fan deltas del Puigsacalm). A finales del Eoceno, en la cuenca tuvo lugar una regresión marina generalizada, que provocó, desde el Eoceno terminal, hasta el Mioceno medio, el desarrollo de abanicos aluviales, en los márgenes de la cuenca y el desarrollo de una sedimentación lacustre en las partes centrales de la misma.

Según los conocimientos actuales, se puede afirmar que durante el Oligoceno, existían dos depocentros, de

sedimentación fluvio-lacustre, dentro de la Cuenca: un depocentro oriental, situado en la parte catalana de la Depresión del Ebro, (Fig. 1) y un depocentro occidental, situado en el área de Navarra. Sin embargo, durante el Mioceno, la paleogeografía de la cuenca cambió substancialmente, puesto que el depocentro de sedimentación fluvio-lacustre se desplazó, principalmente, en la parte Aragonesa de la Depresión.

Resumiendo, el sector estudiado se halla en la zona occidental de la parte catalana de la Depresión del Ebro y, los materiales que configuran el territorio poseen una edad correspondiente al Oligoceno inferior y al tránsito Oligoceno inferior-Oligoceno superior.

1.3. METODOLOGIA DE TRABAJO

El estudio de la hoja, se ha realizado en base a la cartografía geológica a escala 1:50.000, de la hoja de Lerida (388). Por otro lado, se han levantado un total de 8 columnas sedimentológicas de detalle. Asimismo se han recogido 61 muestras, de las que se ha realizado su estudio petrográfico y micropaleontológico.

1.4. NOMENCLATURA

En este apartado, se definen los principales términos que se utilizan en el presente informe sedimentológico.

UNIDAD GENETICO-SEDIMENTARIA: Utilizamos dicho término para definir a un conjunto de materiales genéticamente relacionados, y limitados por discordancias, o por sus respectivas paraconformidades (s.s. MITCHUM et al., 1977). Esta definición, corresponde a la de secuencia deposicional (s.s. VAIL et al., 1977), para sedimentos marinos y, también

a la de hinterland sequences (VAIL et al., 1977), para sedimentos continentales. Debido a la ausencia de un modelo bien establecido, en cuencas continentales (VAN WAGONER et al., 1990), preferimos utilizar el término de unidad genético-sedimentaria.

SISTEMA DEPOSICIONAL: Con este término se entiende a una asociación tridimensional de litofacies, formada por un conjunto de ambientes relacionados fisiográficamente (ver. FISHER & MCGOWEN, 1967 y SCOTT & KIDSON, 1977).

AMBIENTE DEPOSICIONAL: condiciones biológicas, químicas y físicas, deducidas a partir de grupos de litofacies (SCOTT & KIDSON, 1977).

2.- ESTRATIGRAFIA

2.- ESTRATIGRAFIA.

Los sedimentos que comprenden el territorio estudiado poseen una edad correspondiente al Oligoceno inferior y al tránsito Oligoceno inferior-Oligoceno superior.

A grandes rasgos, dentro de la zona, existen dos dominios litológicos diferentes: (ver fig. 2)

-a- Un dominio septentrional, constituido por arcillas y areniscas de origen fluvial.

b- Un dominio meridional, formado principalmente por facies areniscosas y, ocasionalmente margocarbonatadas, de origen lacustre. Los materiales fluviales, que se ubican en la parte septentrional de la hoja, forman parte de la Formación Urgell (RIBA, 1967); mientras que los materiales lacustres, que se desarrollan en la parte meridional, han sido definidos como la formación Calizas de Castellans (RIBA, 1967) y las facies siliciclásticas asociadas corresponden a la formación Granja d'Escarp de CABRERA (1983).

La relación existente entre los depósitos fluviales del N y los depósitos fluvio-lacustres del S es de difícil observación. Esto se debe a que, en el área septentrional del territorio, la parte superior de los sedimentos fluviales, se halla extensamente recubierta por materiales cuaternarios, hecho que impide la diferenciación de unidades dentro de estos depósitos. Así pues, han sido cartografiadas como una única unidad comprensiva.

Cabe mencionar, que los depósitos fluviales del N, son de procedencia pirenaica, ya que físicamente se hallan conectados con los materiales cartografiados en las zonas de Bellvís, Balaguer y de Gissona; forman parte de la Formación Urgell (RIBA, 1967). Por el contrario, los materiales flu-

viales meridionales, que se hallan intercalados en el complejo lacustre, aunque cartográficamente están conectados con los materiales septentrionales, presentan una petrogénesis diferente y también una tipología facial distinta al de los materiales septentrionales. Este hecho hace suponer que el área de aporte sea la Cordillera Costero-Catalana, la cual se halla en proximidad geográfica (ver CABRERA *et al.*, 1985). Dentro de la zona cartografiada, los materiales fluviales, forman parte de dos sistemas deposicionales distintos, que se interdigitan en la parte central de la zona: un sistema deposicional pirenaico y un sistema deposicional catalánide (Fig 1).

2.1. LITOESTRATIGRAFIA. DESCRIPCION DE FACIES.

Los materiales descritos, de forma general, en el apartado anterior y, atendiendo a las facies que los configuran, se pueden agrupar en dos ambientes deposicionales distintos (Fig 2):

A/ Ambiente deposicional de abanico aluvial distal: se desarrolla en la parte septentrional de la zona, donde lo constituyen las facies fluviales que forman parte del Sistema deposicional pirenaico. En el área meridional del territorio, entre los materiales que configuran, a grandes rasgos, el dominio lacustre, se intercalan materiales fluviales, los cuales también caracterizan este ambiente deposicional, pero pertenecen al área deposicional catalánide.

B/ Ambiente deposicional lacustre-palustre: en la zona estudiada forman una asociación de facies lacustre-detrítica, representada por los materiales que constituyen las 5 unidades cíclicas mencionadas al final del informe.

2.1.1. Ambiente deposicional de abanico aluvial distal.

En la parte septentrional de la hoja, existe una serie pelítico-arenosa, de origen fluvial, que constituye la parte distal del sistema deposicional pirenaico (Formación Urgell; RIBA, 1967). La potencia total de esta unidad, es de difícil evaluación, ya que la parte superior de la serie se halla extensamente cubierta por materiales cuaternarios. Debido a ello se han distinguido como unidad comprensiva cartográfica. Este complejo fluvial, desarrollado en la parte N de la hoja, presenta una alternancia de pelitas rojizas y de capas de arenisca, ya planoparalelas, ya canaliformes. En el techo están coronados por calizas de aspecto nodular, las cuales, lateralmente y hacia el S, pasan a facies margo-carbonatadas que configuran el ambiente deposicional lacustre-palustre.

Petrográficamente, los materiales de la parte N, corresponden a litarenitas con clastos cuarcíticos y calcáreos. Por el contrario, los materiales fluviales que se intercalan en el complejo lacustre meridional, presentan una absoluta predominancia de clastos calcáreos (30-50 %). Hay que recordar, la proximidad geográfica a los Catalánides de la parte meridional de la hoja. Debido a ello, pensamos que los materiales septentrionales, tienen una procedencia pirenaica, mientras que el área fuente de los materiales meridionales, se halla ubicada en la Cordillera Costero-Catalana.

2.1.1.1. Facies de relleno de paleocanales. (ver fig. 3 a)

Los paleocanales que configuran la parte distal del sistema deposicional pirenaico y que se desarrollan, tanto en la parte nororiental de la hoja como en todo el área septentrional, poseen las siguientes características: normalmente se organizan en bancos de arenisca de grano

medio y fino, con un espesor comprendido entre 1m y 6 m (Fig 3). Estos bancos presentan superficies de reactivación, a menudo marcadas por cantos blandos. Estas superficies individualizan a cuerpos areniscosos que a su vez presentan superficies de acreción lateral. Entre las superficies de acreción lateral, se desarrollan cosets de láminas, dentro de los cuales existe una gradación vertical y lateral (siguiendo las superficies de acreción) de estructuras sedimentarias. Esta gradación, solamente se observa en algunos ejemplos, donde las estructuras sedimentarias se han preservado y, de base a techo, consiste en: estratificación cruzada en surco, estratificación cruzada planar y, finalmente, ripples de corriente. Según estas características, estos bancos de arenisca, corresponden a point bars de ríos meandriformes (ver ALLEN, 1965 y 1968). Las superficies de reactivación, individualizan a diferentes scroll bars.

Algunos cuerpos areniscosos, poseen, como los anteriormente descritos, una granulometría de arena media y fina. Su espesor oscila entre 0.5 m y 1.5 m. Están granoclasificados positivamente e, internamente, presentan estratificación cruzada de tipo planar y, hacia el techo, ripples de corriente. En ellos, raras veces se observan superficies de acreción lateral. Estos cuerpos se han interpretado como el relleno de paleocanales de ríos de baja sinuosidad. Estos, tienen un mayor desarrollo en la parte meridional de la hoja.

Tanto en el area septentrional, dentro de la unidad comprensiva, como en el área meridional, se desarrollan cuerpos cuya granulometría oscila entre el microconglomerado y la arena fina. Poseen un espesor de hasta 6 m, están granoclasificados positivamente e, internamente poseen estratificación cruzada en surco y, hacia techo, estratificación cruzada planar. También presentan superficies de reactivación, a menudo, marcadas por cantos blandos. Longi-

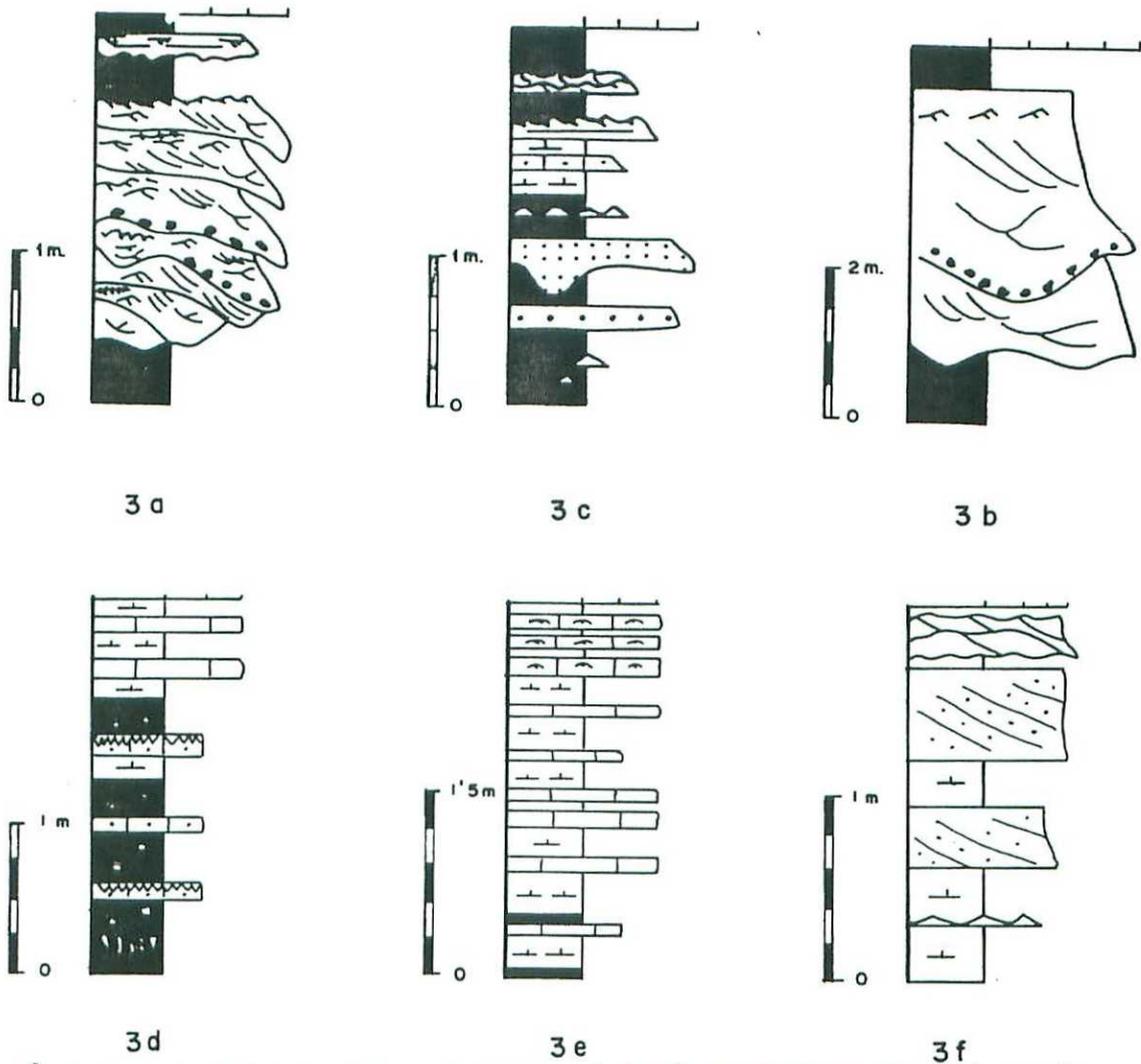
tudinalmente, según el sentido de la paleocorriente, tienen una considerable extensión lateral, mientras que, en un sentido transversal, se acuñan rápidamente. Se interpretan como el relleno de ríos rectilíneos (Fig. 3b). Este tipo de paleocanales es más común en el sector "catalánide".

Ocasionalmente, en campo se presentan cuerpos areniscosos lenticulares, con una fuerte base erosiva. Su espesor, normalmente oscila entre los 0.5 m y los 2 m. Internamente, son cuerpos masivos, donde no se observa ninguna estructura tractiva. Según estas características se interpretan como el relleno de cicatrices erosivas (scours), durante etapas de fuertes avenidas. Estos cuerpos estarían asociados a las facies de desbordamiento (crevasses) (ver ALLEN, 1965 y SELLEY, 1977) (fig. 3 a).

2.1.1.2. Facies de llanura de inundación. (fig. 3c)

Estos depósitos se intercalan entre las facies de relleno de paleocanal, descritas en el apartado anterior. En la parte meridional de la zona de estudio, los materiales fluviales, están constituidos sobretodo por este tipo de facies.

Consisten en pelitas de coloración pardo-rojiza, con evidentes señales de edafización, tales como: moteados de reducción, moldes verticales de raíces y procesos de rubefacción (gley y pseudogley soils). Entre las pelitas se intercalan capas planoparalelas de arenisca, normalmente de grano fino. Estas, internamente, o bien son masivas, o bien presentan laminación paralela y ripples de corriente. A menudo, se hallan bioturbadas. También se intercalan capas de grano fino y muy fino con climbing ripples, capas de espesor centimétrico con estratificación wavy y linsen, limos carbonatados (debidos a pedogénesis calcimorfa) y tramos margosos (Fig 3c).



A.- Ciclo de facies de relleno de paleocanal de río meandriforme. Barra de meandro

B.- Ciclo de facies de relleno de paleocanal de río rectilíneo

C.- Ciclo de facies de llanura de inundación

D.- Ciclo de facies lacustre-palustre

E.- Ciclo de facies lacustre-carbonatado

F.- Ciclo de facies deltaico-lacustre

	Areniscas		Estratificación cruzada en surco		Laminación paralela
			Estratificación cruzada planar		Cantos blandos
	Calizas		Ripples de corriente		Marcas de raíces
	Margas		Ripples ascendentes		Estratificación linsen
	Arcillas		Ripples de oscilación		

FIG. 3.- CICLOS DE FACIES REPRESENTATIVOS DE LOS AMBIENTES DEPOSITACIONALES QUE SE DESARROLLAN EN LA HOJA DE LERIDA (32-15)

Las capas de arenisca y también las pelitas, fueron depositadas por flujos gravitativos y son el producto del desbordamiento, durante etapas de avenidas, de los paleocanales descritos. Localmente, existen intercalaciones de biomicritas, de espesor centimétrico y de escasa continuidad lateral. Estos depósitos se interpretan como el producto de encharcamientos locales, que se desarrollaban en la llanura de inundación.

2.1.2. Ambiente deposicional lacustre-palustre. (ver fig.2, 3d y 3e)

Se sitúa en toda la parte meridional de la hoja, se desarrolla un importante complejo lacustre. Dentro de este complejo, existen un total de 4 intercalaciones de materiales fluviales.

Así pues, dentro de este complejo lacustre, podemos diferenciar un total de 3 ciclos sedimentarios, formados cada uno de ellos, en la base por facies fluviales y, en el techo, por facies lacustre-palustres. Los dos ciclos superiores no poseen carbonatos, ya que se encuentran en zonas septentrionales donde no llega este ambiente deposicional.

El primero de los tramos donde aparecen los carbonatos, ha sido estudiado en detalle en la vecina hoja de Tàrrega. El segundo en la columna de Castellldans (03), el tercero en la columna del Embalse de Secà (05), los tramos 4 y 5 en la serie Torres (01).

Los carbonatos estudiados incluyen varios tipos de facies:

2.1.2.1. Calizas lacustres: (fig. 3e)

Este tipo de carbonatos se distinguen por la presencia de caracteres lacustres y ausencia de caracteres pedogenicos. Su deposición y diagénesis temprana ha sido afectada por un ambiente subacuoso. El "retrabajamiento" que presentan es enteramente mecánico y subacuoso. Viene evidenciado por la aparición de brechas, gravas y gravas recubiertas (coated). La acción del burrowing por parte de animales como gusanos y la de las raíces de plantas dejan la impronta de su actividad en estos depósitos. Entre otras, las siguientes facies son las más corrientes en los depósitos del Terciario de esta cuenca.

-a- Calizas litográficas oscuras con caráceas y ostrácodos, son raras aunque en la serie de Aspa son frecuentes.

-b- Las calizas oscuras y bituminosas o sapropélicas, con más o menos porcentaje de gasterópodos, ostrácodos y caráceas. Estas son características de los carbonatos de la Unidad Fraga en la serie de Aytona (08).

-c- Crumbly-gravelly limestones o coated-gravelly limestones (FREYTET, 1973). Son las calizas lacustres más abundantes en esta hoja de Lérida. Están compuestas por elementos micríticos pequeños y redondeados de varios mm de longitud. Estos elementos micríticos tienen una distribución irregular dentro de la roca, y poseen en ocasiones restos de gasterópodos, caráceas y ostrácodos.

Cuando el cemento es relativamente abundante se pueden distinguir dos subtipos, micrítico o esparítico. En el esparítico, los elementos se encuentran en contacto grano a grano y el cemento es secundario. Cuando el cemento es micrítico, los elementos individuales pueden estar en con-

tacto o dispersos a través de la matriz. En ambos casos, los límites de estas "gravas" están pobremente definidas. Esta indefinición puede llegar el caso que nos permita ver tan solo fantasmas del fango original y morfologías de voids como los stellate voids (FREYTET, 1973).

2.1.2.1. Calizas palustres: (ver fig. 3d)

Un fango lacustre, caracterizado por las facies anteriormente descritas puede emerger en ciertos momentos, y así verse influenciado por la acción de la vegetación y oscilaciones del nivel de agua. Estos depósitos pasan a clasificarse como palustres. Las características pedológicas de estos sedimentos son extraordinariamente complicadas a continuación se describirán e interpretarán tan solo las más importantes. Los efectos de la emersión se expresan en escalas micro y macroscópica, y así vienen explicadas como facies o microfacies.

2.1.2.1.1. Facies

-a- Calizas con trazas de raíces: Es una caliza litográfica masiva, con perforaciones cilíndricas y abundantes microcanales (ejemplo de la caliza techo de la unidad Alfés, ver serie Embalse de Secà, 05). Esta porosidad suele estar rellena de nódulos cilíndricos o calcita. También presentan zonaciones ferruginosas concéntricas alrededor de estos huecos.

-b- Calizas marmorizadas: De diferentes colores en rosa, rojo, verde, amarillo, naranja y azul-púrpura a "topos". Es indicativo de la remobilización del hierro en suelos hidromorfos (gley y pseudogley). Aunque la marmorización es la característica más importante viene siempre

acompañada por nodulizaciones y concreciones... especialmente en caliches.

-c- Caliza nodular: Existen afloramientos, a techo de capas o enteramente, describen un aspecto "pseudoconglomerático" (como techos de las unidades Arbeca y Castellans), resultado de la concentración de caliche y es comparable a lo que ocurre en suelos modernos en la zona de oscilación del agua freática y en suelos de abanicos aluviales.

2.1.2.1.2. Microfacies:

-a- Remobilización del hierro: (o separación plásmica de los óxidos de hierro). En lámina delgada, la marmorización difumina todos los componentes de la caliza dándole un aspecto de "sopa o mousse", con halos globulares y subsecuentemente nódulos y/o concreciones. Los pisoides pueden aparecer con su textura concéntrica característica.

-b- Remobilización del carbonato: (o separación plásmica del carbonato). El más típico es la formación de nódulos de caliche. Es la consecuencia de inundación y desecación del sedimento, esta evolución de las condiciones de humedad del sedimento permite la creación de una serie de fracturas que FREYTET & PLAZIAT, 1982 clasificaron como:

Vertical joint planes, curved-faced nodules, horizontal joints planes, curved and craze planes, skew planes y craze planes.

Por otra parte las calizas depositadas en las áreas de inundación de los ríos tienen siempre un componente

arenoso importante y a menudo contienen intraclatos calcílicos, bioclastos.

Existe una amplia bibliografía sobre este tipo de calizas y procesos pedogénicos, aunque nos hemos basado principalmente en BUURMAN (1975, 1984), FREYTET & PLAZIAT, 1982), FREYTET (1973), PLAZIAT (1984), BETZLER (1989) y van den HURK (1990).

Dentro de este ambiente deposicional, se pueden diferenciar dos asociaciones de facies diferentes:

2.1.2.2. Facies lacustres detríticas: (ver fig. 3f)

Su descripción, se basa en el tramo comprendido entre los 10 m y los 15 m de la serie de Castellldans (03).

Consiste en un tramo margo-arcilloso con abundantes intercalaciones de areniscas grisáceas de grano grueso y medio. Estas, se organizan en ciclos de facies con una clara tendencia estrato y granocreciente (Fig. 3). Las capas poseen estratificación cruzada de tipo planar y superficies de reactivación. En el techo de alguna de ellas, ocasionalmente se observan ripples de corriente. El espesor de los ciclos oscila entre 0.5 m y 2.5 m. En el techo de alguno de estos ciclos se desarrollan cuerpos canaliformes, con tendencia granodecreciente, superficies de reactivación, superficies de acreción lateral, estratificaciones cruzadas en surco y planares, y ripples de corriente. Ocasionalmente, entre las margas, se intercalan capas de calcisiltitas.

Según las características mencionadas, los materiales descritos se organizan en ciclos de facies correspondientes a facies de frente deltaico-lacustre, similares a las stream mouth bar sequences marinas (fig. 3f, ver COLLISON, 1978; TYE & COLEMAN, 1989).

En la base de este tramo, se desarrolla un cuerpo arenoso de unos 3 m de espesor, que está formado por dos niveles principales:

1/ un tramo inferior constituido por capas de hasta 0.5 m de espesor, con superficies de reactivación y con estratificación paralela o cruzada planar de muy bajo ángulo. Su granulometría es de arena fina.

2/ Un tramo superior, formado por capas de arena media y gruesa, de hasta 2.5 m de espesor. También presentan superficies de reactivación, marcadas por cantos blandos e internamente contienen estratificación cruzada planar.

2.2. BIOESTRATIGRAFIA

El encuadre cronoestratigráfico de estos depósitos se hace en base los yacimientos bioestratigráficos y la correspondencia litoestratigráfica de las diferentes hojas (Cervera, Guisona, Balaguer, Belvís, Espluga de Francolí, Tàrrega y Fraga). La Bioestratigrafía viene circunscrita por los yacimientos de las vecinas hojas Cervera, Espluga de Francolí y Fraga. Los niveles calcáreos de El Talladell (hoja de Cervera, calizas de Tàrrega) pertenecen a la zona *Theridomys major* (AGUSTI et al., 1987, ANADON et al., 1989) correspondiente a la penúltima biozona de mamíferos del Sueviense (Oligoceno inferior) y estudiados anteriormente por TRUYOLS SANTONJA y CRUSAFONT (1961). En el estudio de los micromamíferos de la hoja de Fraga, la unidad genético-sedimentaria de Fraga se encuentra en la zona *Eomys aff. major*, datado también por AGUSTI et al., (1987) en el yacimiento de Torrente de Cinca (Fraga 4), y que representa la tercera biozona del Arverniense (Oligoceno superior). Por lo tanto, los materiales depositados en esta hoja se encasillan

dentro del Sueviense-Averniense, cuyo límite exacto es imposible precisar a la vista de los datos actuales. Otro dato importante a remarcar es el yacimiento del Plà del Pepe (hoja de Espluga de Francolí), los litosomas de este yacimiento podrían corresponder a la unidad genético-sedimentaria de Castellans, si fuese así correspondería a la última biozona del Sueviense (*Theridomys aff. mayor*, Oligoceno inferior).

2.3. CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL. (ver tabla 1).

La ejecución de la cartografía y del estudio sedimentológico de la hoja de Tàrrega, forma parte del proyecto MAGNA, que incluye la realización de 28 hojas a escala 1:50.000, en casi toda la parte central de la Cuenca del Ebro.

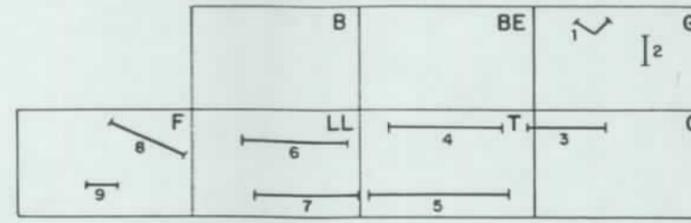
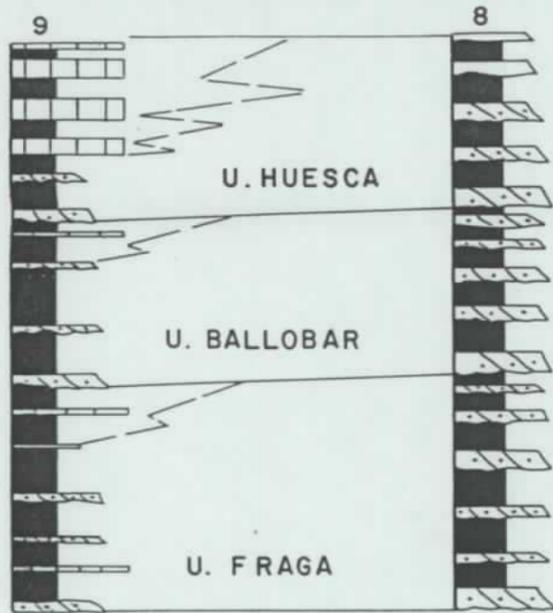
La magnitud del proyecto, nos ha permitido realizar un análisis sintético y detallado de esta cuenca. De esta forma, hemos podido observar que, en la parte central de la cuenca y, en áreas donde se interdigitan materiales de abanico aluvial distal con materiales de origen lacustre-palustre, los sedimentos se disponen, según la sucesión estratigráfica, de una forma cíclica.

En la parte aragonesa de la Depresión, concretamente en las áreas de Fraga, Sariñena, Peñalba y Lanaja, los materiales de edad Oligoceno superior-Mioceno medio, se disponen en 9 ciclos sedimentarios (desde la Unidad Fraga, hasta la Unidad Alcubierre III de las tablas 1 y 2). Cada uno de éstos está formado en la base, por materiales de abanico aluvial distal y hacia techo, pasan transicionalmente a materiales lacustre-palustres.

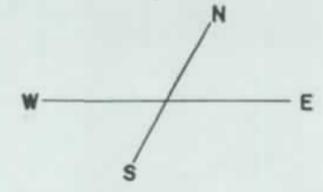
ZONA DE FRAGA - LLEIDA

ZONA DE BALAGUER - LLEIDA - TARREGA

ZONA DE GUISSONA - CERVERA



G. HOJA DE GUISSONA
 BE. " " BELLVIS
 B. " " BALAGUER
 LL. " " LLEIDA
 C. HOJA DE CERVERA
 T. " " TARREGA
 F. " " FRAGA



LEYENDA

- PALEOSUELO CALCIFORMO
- CALIZAS LACUSTRES
- ARENISCAS TABULARES
- TURBIDITAS SILICICLASTICAS
- PALEOCANALES DE ARENISCA
- ARENISCAS LACUSTRES
- ARCILLAS
- MARGAS
- YESOS
- CONTACTO PARACONFORME
- PASO TRANSICIONAL DE FACIES
- CAMBIO DE ESCALA

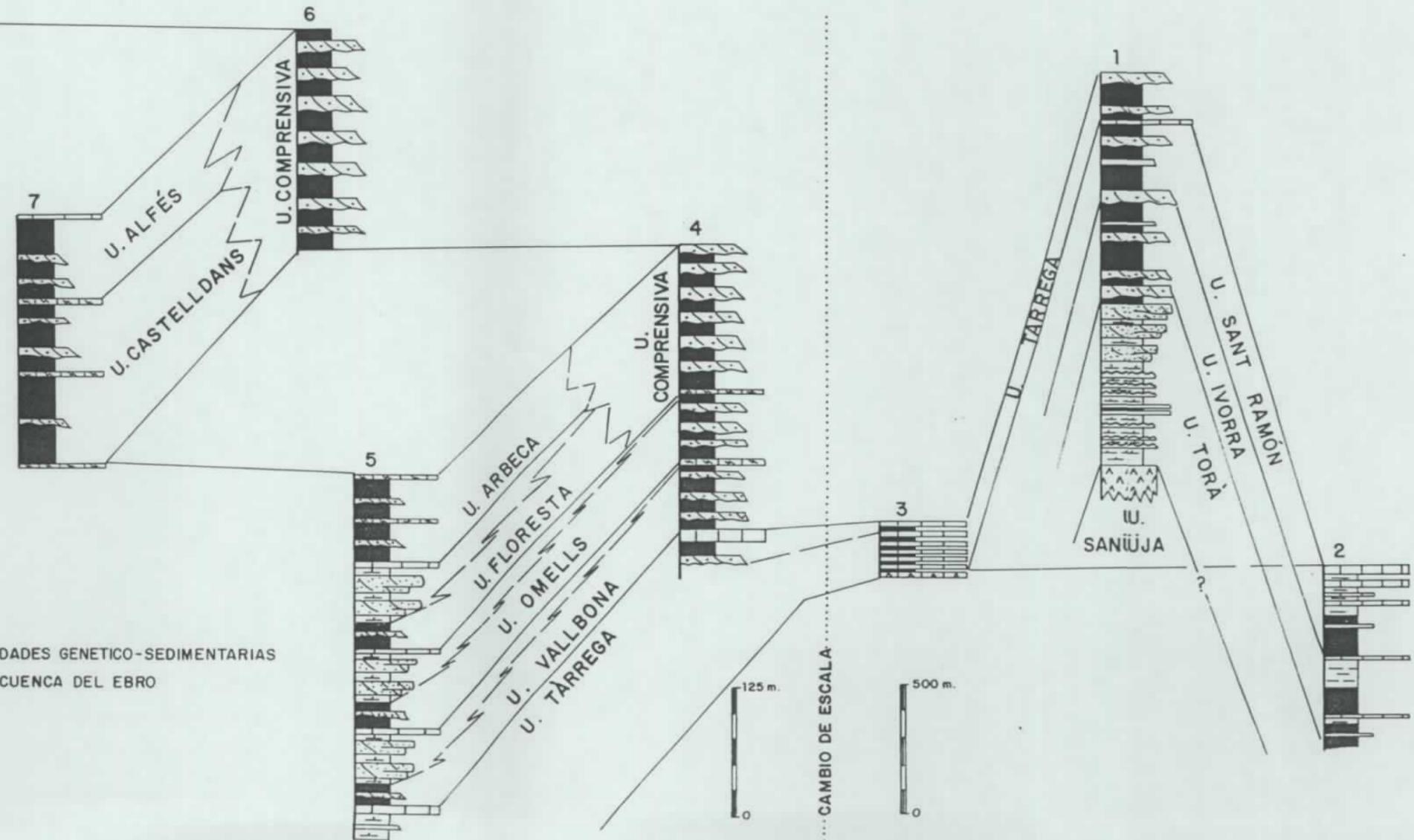


Fig. 4 - EVOLUCION ESPACIAL Y TEMPORAL DE LAS UNIDADES GENETICO-SEDIMENTARIAS DEL OLILOCENO, DE LA PARTE CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO

De la misma forma, en la zona de Fustiñana, Ejea y Almodébar, en la parte centrooccidental de la cuenca, la disposición cíclica de estos materiales, se realiza de forma similar. La cartografía y la correlación de los límites que separan estas unidades cíclicas, hacia las áreas centrales de la cuenca, nos ha permitido observar su evolución hacia ambientes deposicionales de margen de lago salino y de lago salino. De la misma forma, la cartografía de estos límites, hacia áreas relativamente marginales de la cuenca, donde solamente existen facies detríticas, nos ha permitido distinguir los ambientes de abanico aluvial distal que corresponden a cada una de las unidades.

Por otro lado, las hojas realizadas en la parte catalana de la Cuenca del Ebro, se han cartografiado los materiales de edad comprendida entre el Priaboniense y el Oligoceno superior. En las áreas donde se interdigitan los ambientes deposicionales de abanico aluvial distal y los ambientes lacustre-palustres, estos materiales también se organizan de forma cíclica. Así pues, dentro de ellos, hemos podido distinguir un total de 13 unidades (desde la Unidad Sanaüja hasta la Unidad Ballobar de la tabla 1). La primera de estas unidades, la Unidad Sanaüja, únicamente está representada, en el núcleo del anticlinal de Sanaüja, por facies evaporíticas de margen de lago salino y de lago salino. Según las cartografías realizadas, sabemos que, como mínimo, la Unidad Torà, la Unidad Ivorra y la Unidad Sant Ramon, a lo largo del núcleo del anticlinal de Barbastro-Balaguer, pasan a facies evaporíticas. Las demás unidades, en las áreas septentrionales cartografiadas, están constituidas por materiales de abanico aluvial distal y, en las áreas meridionales, están formadas, en la base por facies fluviales y, en el techo, por facies lacustres.

Según nuestro criterio, las 20 unidades que se hallan representadas en las tablas 1 y 2, corresponden a unidades genético sedimentarias, cada una de las cuales se halla limitada, a base y a techo, por dos superficies de discordancia o por sus respectivas paraconformidades (s.s. MITCHUM, et al., 1977). Análogamente al origen de las secuencias deposicionales marinas, creemos que el origen de estas unidades se debe a cambios relativos del nivel de base o de la superficie de equilibrio (WHEELER, 1964; SLOSS, 1964; ULIANA & LEGARRETA, 1988). Así pues, dentro de cada una de ellas se pueden identificar dos cortejos sedimentarios que se acumulan a lo largo de un ciclo de cambio relativo del nivel de base:

A/ un cortejo de nivel de base bajo, donde domina el ambiente deposicional aluvial distal, a lo largo de gran parte de la cuenca y que suele encajonarse en zonas de by-pass de sedimento..

B/ Un cortejo de nivel de base alto, donde en áreas relativamente proximales dominan los ambientes fluviales y lacustre-palustres y, en áreas distales, los ambientes de margen de lago salino y de lago salino. Debido a la posición paleogeografía de los afloramientos en las unidades superiores del Oligoceno, no aparece el tránsito hacia ambientes de margen de lago salino y de lago salino, (Fig 4).

Vale la pena señalar que cada una de estas unidades, están organizadas en ciclos de rango inferior, que corresponden a ciclos de facies y que son asimilables a parasecuencias, o ciclos de 4º orden (s.s. VAN WAGONER, 1985). Estos se pueden observar mejor en los ambientes deposicionales lacustre-palustres y de margen de lago salino. Su origen, se debe a oscilaciones menores del nivel de base. Según nuestra experiencia, podemos afirmar que las facies evaporíticas de margen de lago salino y de lago

salino, se originan en momentos de nivel relativo de base bajo, mientras que las facies carbonatadas, de origen lacustre-palustre, se desarrollan en momentos de nivel de base alto.

En el área estudiada, se hallan representadas 5 unidades genético-sedimentarias, que de base a techo se denominan Arbeca, Castellldans, Alfés, Fraga y Ballobar.

1.- Unidad Arbeca: (ver fig. 4)

Dentro de la hoja, esta unidad se halla representada tan solo en la esquina suroriental. La base de la misma aflora en la vecina hoja de Tàrrega. Representada en gran parte por materiales pelíticos por encima de los materiales calcáreos de la Unidad de La Floresta. El techo de la Unidad Arbeca esta formado por areniscas y calizas, cuyo origen es lacustre. La potencia de la unidad ronda los 70 m.

En la zona de Mas Colom, existe una delgada intercalación de areniscas y calizas lacustres, en la parte intermedia de la unidad, que permitiría subdividirla en dos subciclos de rango inferior aunque debido a la escasa entidad que poseen, creemos que ámbos deben corresponder a una sóla unidad que tiene la misma jerarquía que las unidades infrayacentes.

La parte septentrional de la hoja, esta unidad se encuadra dentro de los materiales fluviales cartografiados como Unidad Comprensiva.

E D A D		UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS	B I O Z O N A S	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS	
MIOCENO	AGENIENSE		▲ Biozona I MEIN	Arcillas y calizas de las Fm. Alcubierre y Requena. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena. Yesos de la Fm. Lerín.	
OLIGOCENO	SUPERIOR	Unidad Huesca	▲ Zona <u>Rhodanomys transiens</u> (MP-30)	Arcillas y calizas de la Fm. Requena. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena.	
		Unidad Ballobar		Arcillas y calizas de la Fm. Requena. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena.	
		Unidad Fraga		Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell, Sariñena y Peraltilla	
	INFERIOR	ARVERNIENSE — SUEVIENSE	Unidad Alfés	▲ Zona <u>Eomys aff. major?</u> ▲ " <u>Eomys major?</u> "	Arcillas, areniscas, calizas lacustres y caliza aïlles (Embalse Secá) Aytona.
			Unidad Castellidans	} ?? <u>Eomys Zitteli</u> (Pla del PEPE)	Arcillas, areniscas, calizas lacustres y calizas de Castellidans
			Unidad Arbeca		Arcillas, areniscas lacustres y caliches de Vacarroja Sedimentos fluviales de la Formación Urgell
			Unidad La Floresta	▲ Zona <u>Theridomys aff. major</u> (Pla de la MAUXA)	Areniscas y calizas lacustres de La Floresta, Arcillas Formación Urgell, Pla de la MAUXA)
			Unidad Omells		Arcillas, areniscas y calizas lacustres de Omells Sedimentos fluviales de la Formación Urgell
			Unidad Vallbona		Arcillas, areniscas y calizas lacustres de Vallbona Sedimentos fluviales de la Formación Urgell
			SUEVIENSE	Unidad Tárrega	▲ Zona <u>Theridomys major</u> ▲ Zona <u>Theridomys calafensis</u>
	Unidad Sant Ramón			Calizas de Sant Ramón - Yesos de Talavera Molasa de Solsona (Sector de Guissona)	
	Unidad Ivorra			Calizas de Ivorra Molasa de Solsona (sector de Guissona)	
	Unidad de Torá			Complejo lacustre de Sanājuja	
	EOCENO SUP.	PRIABONIENSE	Unidad Sanājuja		Yesos del núcleo del anticlinal de Sanājuja

TABLA I.- Síntesis de las unidades genético-sedimentarias oligocenas del Sector Oriental de la Cuenca del Ebro

2.- Unidad Castellldans: (ver fig. 4)

Aflora en el cuadrante suroccidental de la hoja. Presentando tanto depósitos aluviales como lacustres. En la parte septentrional de la hoja, está representada por materiales fluviales, los cuales se han cartografiado dentro de la Unidad comprensiva.

De la misma manera que ocurría en la Unidad Arbeca, la unidad Castellldans presenta dos subciclos. Con niveles carbonatados importantes en la parte media y la parte más superior de la unidad representados tanto por areniscas lacustres como calizas palustre-lacustres, aunque tan solo esta última tiene entidad de techo de unidad genético sedimentaria. Hacia el N esta unidad también se introduce dentro de la unidad comprensiva.

3.- Unidad Alfés: (ver fig.4)

Se encuentra en el sector suroeste y conecta con la hoja de Mequinenza en la serie de Aytona (08).

La potencia aproximada de la unidad es de unos 60 m, pero no ha sido posible medirla en continuidad en ningún sector de la hoja. Presenta a la base un tramo siliciclástico y en el techo uno carbonatado. Presentan diferentes tipos de facies, areniscas relleno de canal acintado (rectilíneo), depósitos de llanura de inundación, caliches y calizas lacustre-palustre.

4.- Unidad de Fraga: (ver fig. 4)

La Unidad de Fraga es la que comprende los materiales más antiguos de la vecina hoja de Fraga. En esta hoja aflora en los sectores occidental y suroccidental.

Se ha reconocido en detalle en las columnas (04) Embalse Secà, (08) Aytona (en la hoja de Mequinenza) y (01) Torres. En ninguna de ellas se observa la unidad completa, en la de Aytona posee una potencia de 100 m sin haberse reconocido el techo de la unidad.

Se han diferenciado dos litofacies, la más frecuente esta constituida por lutitas ocres con areniscas finas y esporádicas apariciones de calizas lacustres. La segunda litofacies está formada por paleocanales de areniscas y microconglomerados.

5. Unidad Ballobar: (ver fig. 4)

Aflora como un pequeño nivel en el cuadrante noroccidental de la hoja. Se ha realizado una columna en el único afloramiento donde aparece esta unidad (Torres, 01), la potencia que presenta es de 30 m sin aflorar el techo de la unidad. Se dispone sobre la Unidad de Fraga, aparentemente concordante. El límite lo define la aparición de unos importantes paleocanales y la litofacies característica presenta depósitos aluviales distales.

La figura 4 representa la evolución espacial y temporal de estas unidades genético-sedimentarias en la parte catalana de la Cuenca del Ebro.

3.- BIBLIOGRAFIA

3.- BIBLIOGRAFIA

- AGUSTI J., ANADON P., ARBIOL S., CABRERA LL., COLOMBO, F, SAEZ A., 1987 - "Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-Eastern Spain (Ebro and Campins Basins)" Münchner Geowiss. Abh. (A), 10: 35-42.
- ALLEN J.R.L, 1965 - "A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments". Sedimentology, v. 5, p. 89-191.
- ALLEN J.R.L., 1968 - "Current ripples. Their relationships patterns of water and sediment motion". North-Holland Publishing Company. Amsterdam. pp. 1-422.
- ANADON P., 1984. - Lagos. Curso de Sedimentología. Tomo I. Madrid.
- ANADON P., VIANEY-LIAUD M., CABRERA LL., HARTENBERGER J. L., 1987. - "Gisements à vertébrés du Paléogène de la zone orientale du bassin de l'Ebre et leur apport à la stratigraphie. Paleont. i Evol., 21: 117-131.
- ANADON P., CABRERA LL., COLLDEFORNIS B., SAEZ, A., 1989. - Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. Acta Geológica Hispánica, v. 24, nº 3/4, pp. 205-230.
- BETZLER, Ch; 1989: The upper Paleocene to Middle Eocene between The río Segre and río Llobregat (Eastern south Pyrenees). Facies, stratigraphy and structural evolution. Tübinger Geowissenschaftliche Abh., nº A3, pp. 113, 55 fig., 2 tabs. Tübingen.

- BUURMAN, P;** 1975: Possibilities of paleopedology. Sedimentology 22, pp.289-298.
- BUURMAN, P;** 1984: To soil or not to soil, and other pueblan phantasies. En Donselaar, M.E.. y Geel, C.R. (eds.): Guide to the sedimentology of the Tremp-Graus Basin. Comparative Sedimentology Division, Universidad de Utrecht, pp. 62-71.
- CABRERA, LL,** 1983: Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro. Tesis doctoral 443 inédito.
- CABRERA LL., COLOMBO F., ROBLES, S.,** 1985. - " Sedimentation and tectonics interrelationships in the Paleogene marginal alluvial systems of the Ebro basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments".In M. D. Milà & J. Rosell eds. 6 th. European Regional Meeting Excursion Guidebook. Lleida, 1985. pp 395-492.
- COLLISON J. D.,** 1978 .- "Lakes" Sedimentary Environments and facies. H. D. Reading Ed., 61-79, Blackwell Sc. Pub.
- CRUSAFONT M., TRUYOLS J.,** 1964. - " Les Mammifères fossiles dans la stratigraphie du Paléogène continental de Basin de l' Ebre (Espagne)". Coll. sur le Paléogène (Bordeaux, 1969). Mem. Bur. Rech. Geol. Min., 28.
- DALEY B.,** 1973 - "Fluvio-Lacustrine cyclothems from the oligocene of Hampshire". Geol Magaz., vol. 110, nº 3, pp. 235-242.

- FISHER W.L., MCGOWEN J. H., 1967 - "Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas": Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies. v. 17, pp. 105-125.
- FREYTET P, 1973 - " Petrography and paleo-environment of carbonate deposits with particular reference to the upper Cretaceous and lower Eocene of Languedoc (southern France)". Sed. Geol., 10, pp. 25-60.
- FREYTET P, PLAZIAT J. C., 1982 - " Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis -Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France". Contributions to Sedimentology, 12, Füchtbauer H., Lisitzyn, A., Milliman J. D., Seibold E., Eds. Stuttgart, 1982.
- HURK, van den, A. M., 1990 - Eustatic and tectonic controls on carbonate and siliciclastic paleogene depositional system in the south pyrenean foreland basin (Esera, Cinca and Cinqueta valleys; prov. Huesca, Spain). Tesis doctoral. Publications Universitat Autònoma de Barcelona 315 pp., 77 figs, 18 Pl., 1 tb., 3 mapas.
- MITCHUM R. M., VAIL P. R., THOMPSON III S., 1977 - " Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis" C. E. Payton Ed., Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration": AAPG Memoir 26, pp. 53-62.
- PUIGDEFABREGAS C., MUÑOZ J. A., MARZO M., 1986: "Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin".Spec. Publs. Int. Ass. Sediment. t. 8, pp. 229-246.

- PLAZIAT, J.C.; 1984: Le domaine pyrénéen. Tesis doctoral, 3 tomos (stratigraphie, paleoenvironments et évolution paléogéographique). Univ. Paris Sud.
- RIBA O., 1967. - Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte Este de la Depresión Central Catalana. Acta Geológica Hispánica, 1: 1-6.
- SCOTT R. W., KIDSON E. J., 1977 - " Lower Cretaceous depositional systems, West Texas". In Bebout, D.G. & Loucks, R. G. Cretaceous carbonates of Texas and Mexico. Applications to subsurface exploration. Bur. of Econ. Geol. Reprot of investigations. nº 89, Austin, Texas.
- SLOSS L. L., 1964 - "Tectonic cycles of north american craton". Kansas Geological Survey Bulletin". pp. 450-460, 4 fig., 1 tabl.
- SELLEY R.C., 1977 - "An introduction to Sedimentology". Acade. Press. London, 1-408.
- TRUYOLS J., CRUSAFONT M., 1961. - Consideraciones sobre la edad del yacimiento de vertebrados de Tàrrega. Not. y Com. Inst. Geol. Min. España, 61: 99-108.
- TYE R. S., COLEMAN J. M., 1989. - "Evolution of Atchafalaya lacustrine deltas, South-Central Louisiana". Sedimentary Geology, 65, pp. 95-112
- ULIANA M. A., LEGARRETA L., 1988 - Introducción a la Estratigrafía secuencial. Analisis de discontinuidades estratigráficas. Informe de la Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo. Noviembre de 1988. (Inéd.)

- VAIL P. R., MITCHUM R. M., THOMPSON III S., 1977 - "Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap, in C. W. Payton, ed., Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration": AAPG Memoir 26. pp. 63-97.
- VAN WAGONER J.C., 1985 - " Reservoir facies distribution as controlled by sea level change, abstract": Society of Economic paleontologists and mineralogists mid-year Meeting. Golden, Colorado, August 11-14, p. 91-92.
- VAN WAGONER J. C., MITCHUM R. M. CAMPION K. M., RAHMANIAN V. D., 1990 - " Siliciclastic Sequence. Stratigraphy in well logs, cores, and outcrops". AAPG Methods in Exploration Series. N^o 7, 55 pp.
- WHEELER H. E., 1964 - "Base-level transit cycles. Kansas Geological Survey Bulletin". 169.