

**INFORME SEDIMENTOLOGICO
DE LA HOJA GEOLOGIA DE
FABARA (31-17)**

MARZO/92

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

ÍNDICE

ÍNDICE

	Págs.
1.- INTRODUCCION	1
1.1. SITUACION GEOGRAFICA	2
1.2. SITUACION GEOLOGICA	2
1.3. METODOLOGIA DE TRABAJO	3
1.4. NOMENCLATURA	3
 2.- ESTRATIGRAFIA	 5
2.1. LITOESTRATIGRAFIA. DESCRIPCION DE FACIES	7
2.1.1. Ambiente deposicional de abanico aluvial distal	10
2.1.1.1. Facies de relleno de paleocanales	11
2.1.1.2. Facies de llanura de inundación	12
2.1.1.3. Facies de orla de abanico	13
2.1.2. Ambiente deposicional lacustre-palustre	15
2.1.2.1. Facies lacustre-palustres	16
2.1.2.2. Facies lacustres	17
2.2. BIOESTRATIGRAFIA	18
2.3. CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL	19
 3.- BIBLIOGRAFIA	 31

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La zona estudiada, comprende el territorio ubicado en la hoja topográfica de Fabara (31-17). El área, administrativamente se reparte entre las provincias de Lleida, de Tarragona y de Zaragoza. Geográficamente se halla dentro de la franja catalano-aragonesa, en el sector meridional de la Depresión del Ebro.

1.2. SITUACION GEOLOGICA

Geológicamente, los materiales estudiados corresponden a los sedimentos que colmaron la Cuenca del Ebro, durante gran parte del Oligoceno Superior y del Mioceno inferior. 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 SO. 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, y un depocentro occidental, situado en el área de Navarra. Sin embargo, durante el Mioceno, la paleogeografía de la cuenca era substancialmente diferente, puesto que el depocentro de sedimentación fluvio-lacustre se hallaba situado, principalmente, en la parte Aragonesa de la Depresión.

La zona de estudio, se halla en la zona sur-oriental de la Depresión del Ebro y, los materiales que configuran el territorio, poseen una edad comprendida entre el Oligoceno superior (Chattiense) y el Mioceno inferior (Ageniense).

1.3. METODOLOGIA DE TRABAJO

El estudio de la zona, se ha realizado sobretodo en base a la cartografía geológica a escala 1:50.000, de la hoja de Fabara (31-17). También se han levantado un total de 5 columnas sedimentológicas de detalle y se han recogido 40 muestras, con las que se ha realizado el estudio petrográfico y el estudio 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 (*sensu*. MITCHUM et al., 1977). Esta definición, corresponde a la de secuencia deposicional (*sensu*. 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 estableci-

do, en cuencas continentales (VAN WAGOONER 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 (*sensu* FISCHER y McGOWEN, 1967 y SCOTT y KIDSON, 1977).

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

2.- ESTRATIGRAFIA

2.- ESTRATIGRAFIA

Como se ha dicho en apartados anteriores, los sedimentos que comprenden el territorio estudiado poseen una edad comprendida entre el Oligoceno Superior y el Mioceno inferior.

Dentro de la zona, existen, principalmente, dos dominios litológicos:

- A) Un dominio oriental, formado básicamente por sedimentos carbonáticos y terrígenos de origen lacustre-palustre (Fig. 2), los cuales forman parte del Sistema lacustre de Los Monegros (CABRERA, 1983). Entre estos materiales lacustres, se interdigitan materiales terrígenos de origen aluvial.
- B) Un dominio occidental, constituido por sedimentos terrígeno-aluviales, entre los que se intercalan facies carbonáticas de origen lacustre-palustre. Este dominio, también se halla representado en el extremo centro-oriental de la zona comprendida en la hoja (Fig. 2).

Dentro del área, se realiza cambio gradual de facies entre los materiales fluvio-aluviales del sector occidental y los materiales lacustres del sector oriental.

A grandes rasgos, los materiales siliciclásticos que configuran el territorio cartografiado, en el sector occidental forman parte de la Formación Caspe (QUIRANTES, 1969) y, en el sector oriental, forman parte de la Formación Flix (COLOMBO, 1980). Por otro lado los materiales carbonáticos y terrígenos, de origen

lacustre-palustre, forman parte de las Formaciones Mequinenza, Alcubierre y La Fatarella, las dos primeras fueron definidas por QUIRANTES (1969) Y, la tercera, por COLOMBO (1980).

Los depósitos aluviales, que constituyen el sector occidental, proceden de la Cordillera Ibérica (Fig. 1), mientras que los que en el sector oriental, se intercalan entre los materiales lacustres, proceden de la Cordillera Costero-Catalana (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: está formado por las facies terrígeno-aluviales del sector occidental, así como también, por las que, en el sector oriental, se intercalan entre las facies lacustres.

- B) Ambiente deposicional lacustre-palustre: está representado por los materiales carbonáticos y terrígenos que se desarrollan en el sector oriental y, también, por los materiales carbonáticos que, en el sector occidental, se intercalan entre las facies aluviales.

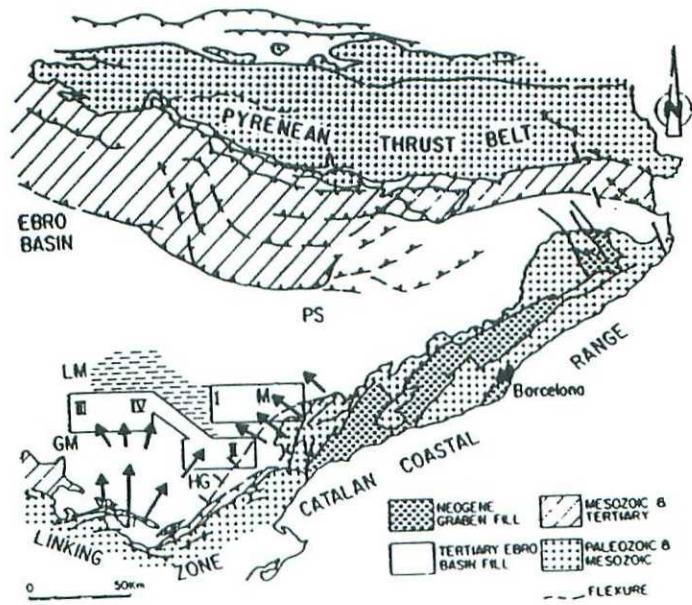
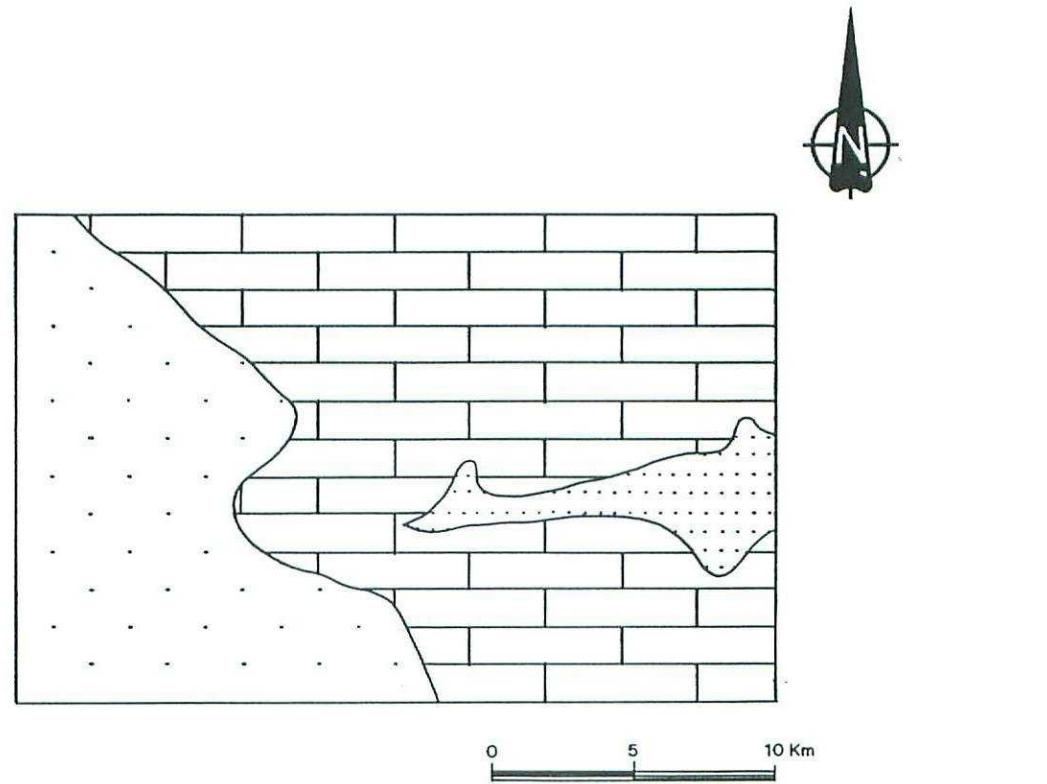


Fig.- 1.- DIRECCIONES DE APORTE DEL SEDIMENTO PRESENTE EN EL
TERRITORIO COMPRENDIDO EN LA HOJA
(según ANADÓN et al. 1989a, modificado)



- [Dotted Pattern] AMBIENTE DE ABANICO ALUVIAL DISTAL (Procedencia de la Ibérica)
- [Brick Pattern] AMBIENTE DE ABANICO ALUVIAL DISTAL (Procedencia de los Catalánides)
- [Dashed Pattern] AMBIENTE LACUSTRE - PALUSTRE

FIGURA 2.- DISTRIBUCION GENERAL DE FACIES EN LA HOJA DE FABARA(31-17)

2.1.1. AMBIENTE DEPOSICIONAL DE ABANICO ALUVIAL DISTAL

Los sedimentos fluvio-aluviales que constituyen la parte occidental del territorio comprendido en la hoja, representan la parte distal de los sistemas deposicionales que proceden de la Cordillera Ibérica. Su potencia ha sido evaluada, parcialmente, en las secciones de Vesecri (01) (115 m), de Nonaspe (03) (160 m) y de Matarraña (05) (110 m). La potencia total, es de difícil evaluación, ya que afloran en un área de gran extensión y, por consiguiente, no se ha podido medir ninguna serie que englobe a todos estos materiales. No obstante, teniendo en cuenta las potencias parciales y las consideraciones cartográficas, su potencia total es del orden de 500 m. En este mismo sector, entre las facies aluviales, se intercalan, básicamente, 2 tramos carbonáticos, de origen lacustre-palustre.

En el sector oriental, existen fundamentalmente 3 tramos, constituidos por sedimentos terrígenos, de origen aluvial. El primero de éstos, es el más potente (150 m) y se halla representado en el extremo centro-oriental de la hoja. Estratigráficamente, se situa por debajo del Sistema lacustre de Los Monegros (Cabrera, 1983). Los dos tramos superiores, se hallan intercalados dentro de este sistema y presentan una potencia de 60 m, de 40 m y de 40 m, respectivamente, la cual se ha evaluado, de forma parcial, en las series de Escambrón (02), y de El Berrús (04). Como se ha mencionado en apartados anteriores, estos materiales aluviales, en este sector oriental, representan la parte distal de los sistemas deposicionales aluviales, que proceden de Los Catalánides.

En ambos sectores, el paso de las facies aluviales, a las facies lacustres, según la sucesión estratigráfica, se realiza de forma transicional, mientras que el paso de estas últimas, a las primeras, se realiza de forma brusca.

Teniendo en cuenta estas consideraciones, el conjunto de estos materiales, en la zona estudiada, presentan una disposición cíclica, según la sucesión estratigráfica.

En base a estos criterios y, sobretodo, a otros de tipo regional, en el territorio hemos caracterizado cinco ciclos sedimentarios, que corresponden a unidades genético-sedimentarias que, en la parte inferior, están formadas por facies pelítico-aluviales, que poseen abundantes intercalaciones de paleocanales areniscos y, en la superior, por facies carbonáticas y terrígenas, de origen lacustre-palustre.

De las mismas consideraciones, se deduce que estas unidades, en el sector occidental están formadas básicamente por facies aluviales (exceptuando su techo), mientras que en el sector oriental, fundamentalmente están constituidas por facies lacustres (exceptuando su base). Dentro del área cartografiada, cada una de estas unidades, realiza un cambio gradual de facies, desde el sector occidental, hasta el sector oriental.

Estos materiales, en general están constituidos por cuerpos arenosos lenticulares, que representan el relleno de paleocanales y, también, por lutitas y areniscas tabulares, que representan las facies de desbordamiento. En conjunto, presentan una asociación de facies de abanico aluvial distal. Los materiales aluviales, que constituyen la quinta unidad genético-sedimentaria, caracterizada en la zona, presentan unas características peculiares, con respecto a los que configuran las unidades infrayacentes, ya que presentan una asociación de facies de orla de abanico.

2.1.1.1. FACIES DE RELLENO DE PALEOCANALES

Tanto los paleocanales que configuran la parte distal de los sistemas deposicionales procedentes de la Cordillera Ibérica, como los que configuran la parte distal de los procedentes de Los Catalánides, poseen las siguientes características: normalmente se organizan en bancos de arenisca de grano grueso, medio y fino, con un espesor comprendido entre 40 cm y 5.5 m. Los más potentes, suelen presentar 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) (Fig. 3a). 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 0.4 m y 2.5 m. Están granoclasicados 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, o rectilíneos (fig. 3b).

2.1.1.2. FACIES DE LLANURA DE INUNDACION

Estos depósitos se intercalan entre las facies de relleno de paleocanal, descritas en el apartado anterior. En la parte superior de la primera, segunda y tercera unidad genético-sedimentaria y sobre todo en el sector occidental, se desarrollan tramos, dominantemente pelíticos, en donde estas facies están muy bien desarrolladas, aunque también contienen paleocanales, con las mismas características que las descritas en el apartado anterior.

Consisten en pelitas de coloración rojiza, con evidentes señales de edafización, tales como: moteados de reducción, moldes verticales de raíces y procesos de rubefacción. Entre las pelitas se intercalan capas planoparalelas de arenisca, normalmente de grano fino. Estas, internamente, o bien son masivas, o bien

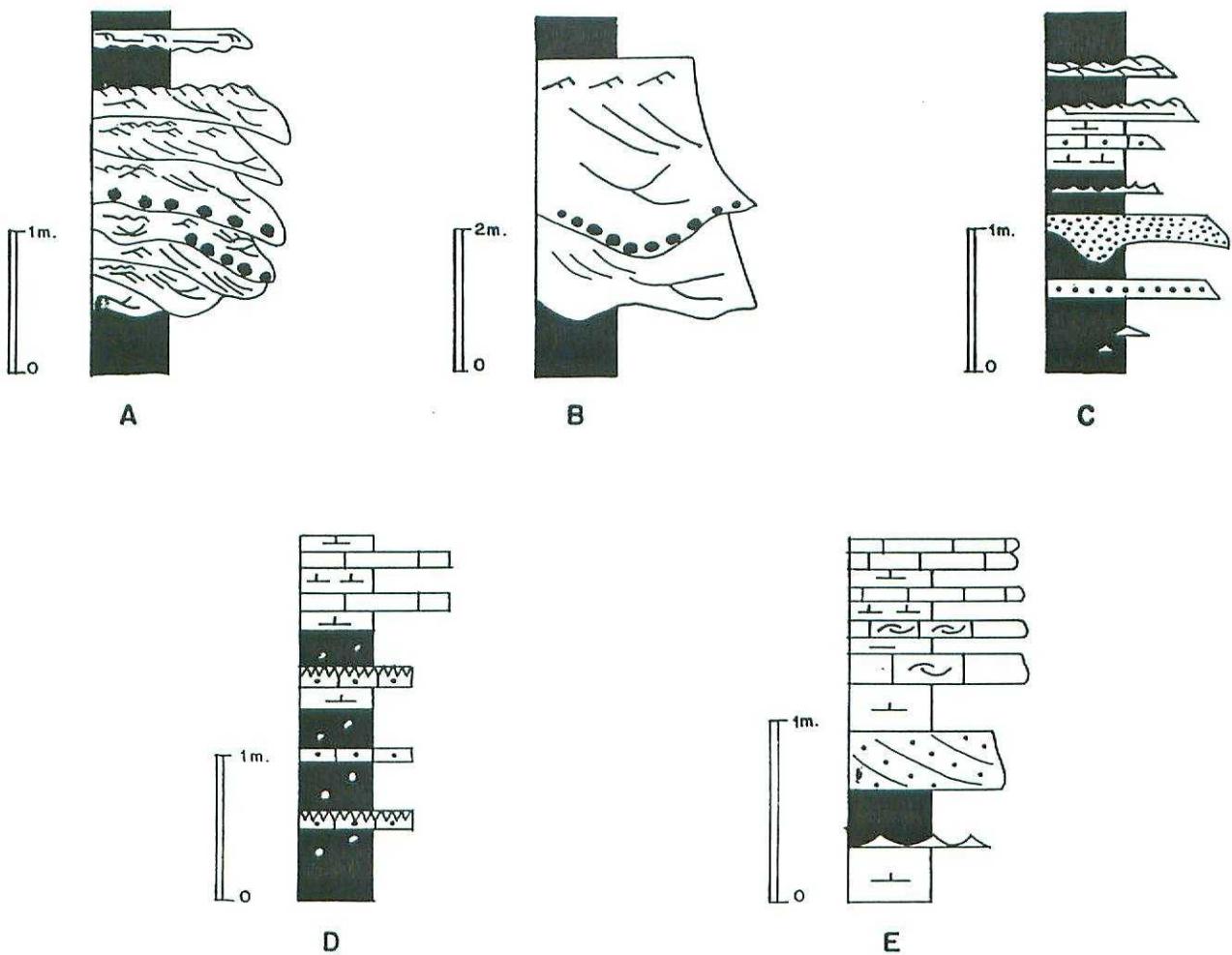
presentan laminación paralela y ripples de corriente. A menudo, se hallan bioturbadas. También se intercalan capas de grano fino y muy fino con **climbing ripples**, capas de espesor centimétrico con estratificación **wavy** y **linsen**, limos carbonatados y tramos margosos (Fig. 3c).

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 (Fig. 3c). En otras ocasiones, las capas calcáreas intercaladas, entre estas facies, poseen una gran continuidad lateral y una considerable entidad cartográfica. En este caso, se interpretan como depósitos lacustre-palustres, sedimentados, como consecuencia de un ascenso relativo del nivel de base, en todo el área que quedaría inundada, por los efectos del mismo..

2.1.1.3. FACIES DE ORLA DE ABANICO

Como se ha comentado anteriormente, dentro del área cartografiada, se desarrollan básicamente en la base de la quinta unidad genético-sedimentaria, la cual únicamente aflora en el sector nor-occidental, donde sólamente está representada por este tipo de facies.

Consisten en arcillas rojas, ocasionalmente versicolores que, a menudo, presentan señales de edafización y de bioturbación. Entre ellas, se intercalan niveles de yeso nodular y micronodular. También se intercalan niveles calcáreos, de espesor variable, que corresponden a calizas micríticas, las cuales presentan un cierto contenido organógeno y también en materia orgánica. En realidad todo este conjunto de materiales, se organiza en ciclos de facies constituidos, en la base, por las arcillas rojizas con nódulos de yeso y, a techo, por los carbonatos.



A - FACIES DE RELLENO DE PALEOCANALES MEANDRIFORMES

B - FACIES DE RELLENO DE PALEOCANALES RECTILINEOS

C - SECUENCIAS DE FACIES DE LLANURA DE INUNDACIÓN

D - SECUENCIAS DE FACIES LACUSTRE - PALUSTRES

E - SECUENCIAS DE FACIES LACUSTRES

LEYENDA

	ARENISCAS		YESOS ESTRATIFORMES		RIPPLES DE OSCILACIÓN
			YESOS NODULARES		LAMINACION PARALELA
	CALIZAS		ESTRATIFICACION CRUZADA EN SURCO		ESTRATIFICACION WAVY
	LUTITAS		ESTRATIFICACION CRUZADA PLANAR		ESTRATIFICACION LINSEN
	MARGAS		RIPPLES DE CORRIENTE		MARCAS DE RAICES
			ESTRATIFICACIÓN HUMMOCKY		CANTOS BLANDOS

FIG. 3 .- SECUENCIAS DE FACIES REPRESENTATIVAS DE LOS AMBIENTES DEPOSICIONALES QUE SE DESARROLLAN EN LA HOJA DE FABARA(31-17)

Son facies muy parecidas a las facies de desbordamiento y a las facies lacustre-palustres. Cabe destacar, que la presencia de carbonatos, en este tipo de facies, es más frecuente, así como también la mayor extensión de los mismos. El hecho de que lateralmente pasen a facies de abanico aluvial distal canalizadas, tal y como se constata en la vecina hoja de Bujaraloz (30-16), induce a que las consideremos como facies de orla de abanico, en contraposición de las facies canalizadas, que representarían las facies de eje de abanico.

2.1.2. AMBIENTE DEPOSICIONAL LACUSTRE-PALUSTRE

Dentro del área de estudio, se halla extensamente representado en el sector oriental y, más escuetamente, en el sector occidental.

En el sector oriental, el techo de la primera unidad genético-sedimentaria, se halla representada por facies carbonáticas de origen lacustre-palustre. Así mismo, la parte media y superior de la segunda y de la tercera unidad genético-sedimentaria, están formadas por facies carbonáticas de origen lacustre. En el sector occidental, donde este ambiente deposicional está poco desarrollado, el techo de la segunda, de la tercera y de la cuarta unidad genético-sedimentaria, están formadas por facies carbonáticas de origen lacustre-palustre.

La potencia parcial que presentan los materiales que configuran este ambiente deposicional y sus características sedimentológicas, se han estudiado en las secciones de Vesecri (01), de Escambrón (02) y de El Berrús (04).

Dentro de este ambiente deposicional, se pueden diferenciar dos asociaciones de facies diferentes: a) Una asociación de facies constituida por tramos limo-arcillosos, con señales de edafización y con intercalaciones de carbonatos, que corresponderían a facies lacustre-palustres. En la zona de estudio, estas facies, están mejor desarrolladas en el sector occidental y b) Una asociación de facies consti-

tuida básicamente por una alternancia de margas, de carbonatos y de areniscas, que corresponden a facies lacustres, muy bien desarrolladas en la parte oriental del territorio.

2.1.2.1. FACIES LACUSTRE-PALUSTRES

Están representadas por las facies lutítico-carbonáticas que, en el sector oriental, constituyen el techo de la primera unidad genético-sedimentaria y, también, por las facies que poseen las mismas características y que forman la parte superior de la segunda, tercera y cuarta unidad, en el sector occidental.

Consisten en una monótona alternancia entre lutitas versicolores, de areniscas y de capas calcáreas de espesor centimétrico y, ocasionalmente, métrico (ver DALEY, 1973).

Los tramos lutíticos, en la base están formados por pelitas versicolores, que muestran señales de edafización, como marmorizaciones y, ocasionalmente, marcas de raíces (Fig. 3d). Ocasionalmente, presentan algunas intercalaciones de areniscas, ya tabulares, ya canaliformes. Hacia techo, estas pelitas pasan a margas. Algunas veces, presentan nódulos de yeso de escaso diámetro. A su vez los niveles margosos, están culminados por capas calcáreas, cuyo espesor, oscila entre 5 cm y 50 cm. Los niveles calcáreos, en ocasiones llegan a formar bancos de hasta 3 m de potencia. De este modo, estas facies están organizadas en ciclos elementales de facies (ver Fig 3d) que, de base a techo, presentan las características descritas. Los niveles carbonáticos, suelen tener un cierto contenido en limo, normalmente presentan perforaciones producidas por raíces y, también, un importante contenido en materia orgánica y en restos organogénicos (caraceas, ostrácodos y gasterópodos).

La marmorización presenta diferente coloración indicativa 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.

Las capas de caliza presentan porosidad vacuolar. Esta es una consecuencia de la inundación y desecación del sedimento. Esta evolución de las condiciones de humedad del sedimento permite la creación de una serie de fracturas que FREY-TET y PLAZIAT, (1982) clasificaron como: **Vertical joint planes, curved-faced nodules, horizontal joint planes, curved and craze planes, skew planes y craze planes.**

2.1.2.2. FACIES LACUSTRES

Están únicamente representadas en el sector oriental, donde constituyen la parte media y superior de la segunda y de la tercera unidad genético-sedimentaria.

Consiste en una alternancia de calizas, de margas, de lutitas y de areniscas.

Los niveles calcáreos, se organizan en bancos de hasta 10 m de potencia y el espesor de las capas, oscila entre 0.3 m y 1.5 m. Son de aspecto masivo y, frecuentemente son arenosos. Algunos de éstos, presentan estructuras tractivas, como superficies de reactivación y estratificación cruzada de tipo hummocky. En el techo de los niveles, ocasionalmente, existe la presencia de perforaciones producidas por raíces. En los interestratos, normalmente se desarrollan nódulos de yeso. Petrográficamente, corresponden a **mudstones-wackestones** de ostrácodos y gasterópodos y, también, a calciarenitas.

Entre los niveles calcáreos, se intercalan capas de areniscas y de lutitas rojizas y blanquecinas. Las areniscas, son tabulares, de grano medio y presentan un espesor comprendido entre 1 m y 4 m, aproximadamente. Normalmente son masivas, pero en ocasiones, poseen estructuras de escape de fluidos, de tipo dish y pillars, superficies de acreción y estratificación cruzada planar. Estos materiales, se

organizan en ciclos de facies, la base de los cuales está formada por las areniscas y las lutitas y, el techo, por los niveles de margas y de carbonatos (Fig. 3e).

En conjunto, representan facies lacustres mixtas. Las facies arenosas descritas, se interpretan como depósitos de barras deltaico-lacustres, sedimentadas en momentos de nivel de base relativamente bajo, durante los cuales, llegaban aportes terrígenos en el lago. Por el contrario los niveles calcáreos, se depositaron en momentos de expansión lacustre, o de nivel de base alto, que impedían la sedimentación de materiales terrígenos dentro del mismo.

2.2. BIOESTRATIGRAFIA

Dentro de la zona de estudio, no existen datos bioestratigráficos que permitan datar los materiales que la constituyen, pero en base a los datos existentes en los yacimientos de El Talladell, de Fraga, de Ontiñena y de Peñalba, se puede acotar su edad.

Los yacimientos de El Talladell, estudiados por TRUYOLS Y CRUSAFONT (1961) y por AGUSTI *et al.* (1987), permiten atribuir a la Unidad Tàrrega (situada estratigráficamente por debajo de la primera unidad genético-sedimentaria, caracterizada en la zona), una edad correspondiente al Oligoceno inferior más alto. Por otro lado, los estudios de AGUSTI *et al.* (1988) en los yacimientos de Fraga, efectuados en materiales equivalentes a los que constituyen la segunda unidad genético-sedimentaria, presente en la zona, permiten atribuir a la misma, una edad correspondiente al Chattiene. Por lo tanto, la edad de las dos primeras unidades, queda comprendida en el Chattiene.

En cuanto a la datación cronoestratigráfica de los materiales que forman la tercera unidad genético-sedimentaria, se conoce con bastante precisión en el área de Fraga, gracias a los yacimientos de micromamíferos (Fraga-6 y Fraga-7) estudiados por AGUSTI *et al.* (1988). Estos estudios permiten incluir esta unidad dentro

del Oligoceno superior, en su biozona Rhodanomys transiens y probablemente ocupando la parte superior de su biozona Eomys aff. major.

A los materiales que configuran la cuarta unidad genético-sedimentaria les atribuimos una edad Chattiense-Ageniense, en base a los datos paleontológicos aportados por AGUSTI, et al. (1988) y por CUENCA (1991 a y b). AGUSTI, et al. (1988) realizan la datación de la cuarta unidad, en los yacimientos de Fraga 11 y de Ballobar 12, localizados en la hoja de Fraga (31-15). Ambos yacimientos, están situados en la parte media-superior de esta unidad e indican una edad correspondiente al techo del Chattiense. Por otra parte CUENCA (1991 a y b), han estudiado el yacimiento de Ontiñena, situado en la hoja de Sariñena (30-14), el cual se sitúa en la parte superior de los materiales, que en este área, constituyen esta unidad. Los restos de micromamíferos estudiados, han permitido atribuir una edad Ageniense (Biozona 1 de Mein) para el techo de esta unidad genético-sedimentaria.

Los datos de AZANZA et al. (1988) y de CUENCA et al. (1989), de la zona de Peñalba (30-15), donde datan también como Agenienses, a materiales estratigráficamente más altos, que los presentes en la zona, permiten atribuir esta edad, a los materiales que constituyen la quinta unidad genético-sedimentaria.

2.3. CRONOESTRATIGRAFIA. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

La ejecución de la cartografía y del estudio sedimentológico de la hoja de Fábara, forma parte del proyecto MAGNA-EBRO, 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 detallado de esta cuenca. De esta forma, hemos podido observar que, en la parte central de la cuenca y, en áreas donde se interdigitán 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 unidades genético-sedimentarias (desde la Unidad de Fayón-Fraga, hasta la Unidad de San Caprasio; ver Tablas I y II). Cada uno de éstos está formado en la base, por materiales de abanico aluvial distal, que forman parte del Sistema deposicional de Huesca (HIRST y NICHOLS, 1986) y hacia techo, pasan transicionalmente a materiales lacustre-palustres. De la misma forma, en la zona de Fustiñana, Ejea y Almudevar, en la parte centro-occidental de la cuenca, la disposición cíclica de estos materiales, se realiza de forma similar, pero los materiales aluviales, que forman la base de los ciclos, en este área forman parte del Sistema deposicional de Luna (HIRST y NICHOLS, 1986). 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.

La ejecución de las hojas de Mequinenza, Bujaraloz, Gelsa, Caspe y Fabara, nos ha permitido observar que, hacia la parte meridional del centro de La Cuenca del Ebro, estas unidades presentan una disposición cíclica y una evolución de facies, prácticamente idénticas que en los sectores septentrionales, pero los materiales fluvio-aluviales, que las constituyen, proceden de la Cordillera Ibérica y de Los Catalánides.

Por el contrario, en las hojas realizadas en la parte catalana de la Cuenca del Ebro, se han cartografiado los materiales de edad comprendida entre el Priabo-

niense 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 Mequinenza-Ballobar; ver Tabla I). 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. Los materiales fluvio-aluviales que constituyen la base de estas unidades, en el sector septentrional de la parte catalana de la Cuenca, proceden del Pirineo, mientras que en el sector meridional, proceden de Los Catalánides.

Según nuestro criterio, las 20 unidades que se hallan representadas en las Tablas I y II, corresponden a **unidades genético-sedimentarias**. Como se ha mencionado en el capítulo de nomenclatura, la definición de unidad genético-sedimentaria, correspondería a la de secuencia deposicional (*sensu* MITCHUM, et al., 1977) pero que, debido a que en la literatura geológica, no existe un modelo genético de las secuencias deposicionales, en cuencas continentales, creemos más oportuno utilizar el primero de los dos términos.

Cabe señalar, que cada una de estas unidades genético-sedimentarias, está organizada en ciclos de rango inferior, que corresponden a ciclos de facies y que son asimilables a parasecuencias, o ciclos de 4º orden (*sensu* VAN WAGONER, 1985). Estos se pueden observar mejor en los ambientes deposicionales lacustre-palustres y de margen de lago salino.

E D A D		UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS	B I O Z O N A S	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS
OLIGOCENO SUPERIOR	CHATTIENSE	Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca	▲ MN-1 ▲ Zona <u>Rhodanomys transiens</u> (1) (MP-30)	Arcillas y calizas de las Fm. Alcubierre y Mequinenza. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena. Yesos de la Fm Lerín.
		Unidad Mequinenza-Ballebar		Arcillas y calizas de la Fm. Mequinenza. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sariñena.
		Unidad Fayón-Fraga	▲ Zona <u>Eomys aff. major</u> (1) (MP-27) ▲ Zona <u>Eomys major</u> (1)	Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell, Sariñena y Peralta
		Unidad Alfés-Ribarroja	▲ Zona <u>Eomys Zitteli</u> (1) (MP-26)	Arcillas, areniscas, calizas lacustres y caliza alifés (Embalse Secá) Aytona.
		Unidad Castelldans	▲ Zona <u>Theridomys aff. major</u> (1) (MP-25)	Arcillas, areniscas, calizas lacustres y calizas de Castelldans
		Unidad Arbeca		Arcillas, areniscas lacustres y caliches de Vacaroxa Sedimentos fluviales de la Formación Urgell
		Unidad La Floresta		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
		Unidad Tárrega	▲ Zona <u>Theridomys major</u> (1) (MP-23) ▲ Zona <u>Theridomys calafensis</u> (1) (MP-22)	Calizas de Cervera y del Talladell Formación Urgell - Parte inferior
OLIGOCENO INFERIOR	ESTAMPIENSE	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 Sanäuja
EOCENO SUP.	PRIABONIEN.	Unidad Sanäuja		Yesos del núcleo del anticlinal de Sanäuja

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

BIOZONAS MN: MEIN (1989)
 BIOZONAS MP: SCHMIDT-KITTLER (1987)
 (1) AGUSTI, et al. (1988)

E D A D	UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS	B I O Z O N A S	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS
M I O C E N O	VALLESIENSE	Unidad San Caprasio	Areniscas, arcillas y calizas de la Formación Alcubierre.
	ARAGONIENSE	Unidad Sierra de Lanaja-Montes de Castejón	Margas y calizas de la Formación Alcubierre.
		Unidad Sierra de Pallaruelo-Monte de la Sora	Margas y calizas de la Formación Alcubierre.
		Unidad Remolinos-Lanaja	Areniscas, arcillas y calizas de las Fm. Sarriena y Alcubierre yesos de la Fm. Zaragoza.
		Unidad Bujaraloz-Seriñena	Areniscas, arcillas y calizas de las Fm. Sarriena y Alcubierre, yesos de la Fm. Zaragoza.
		Unidad Galocha-Ontiñena	Arcillas y areniscas de la Fm. Sarriena. Arcillas y calizas de la Fm. Alcubierre y Mequinenza, yesos de la Fm Zaragoza.
		Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca	Arcillas y calizas de las Fms. Alcubierre y Mequinenza. Arcillas y areniscas de las Fms. Urgell y Sarriena, yesos de la Fm. Lerín.
OLIGOCENO SUP.	CHATTIENSE		

TABLA II.- Síntesis de las unidades genético-sedimentarias de edad miocena en el sector centro-septentrional de la cuenca del Ebro.

BIOZONAS MN: MEIN (1989)

BIOZONAS MP: SCHMIDT-KITTLER (1987)

(1) MEIN (1975)

(2) AGUSTI, et al. (1988)

Los contactos que limitan a estas unidades, se han caracterizado en base a cambios bruscos de facies, los cuales, según en la parte que nos hallemos de la cuenca, se manifiestan de tres formas distintas:

- 1) En áreas relativamente proximales de la cuenca, se ponen de manifiesto a partir del contacto existente entre las facies fluvio-aluviales de la base de cada unidad, con las facies fluvio-palustres del techo de las unidades infrayacentes.
- 2) En áreas relativamente más distales, se reflejan a través del contacto que existe entre las facies fluvio-aluviales, que caracterizan la base de las unidades y las facies lacustre-palustres, que caracterizan el techo de las unidades infrayacentes.
- 3) Finalmente, en los sectores más distales, se caracterizan a partir del contacto entre las facies, o bien aluviales distales, o bien de margen de lago salino, que forman la base de las unidades, y las facies de lago salino que forman el techo de las unidades infrayacentes.

La dificultad de cuantificar, dada la pobre existencia de yacimientos fosilíferos de importancia cronoestratigráfica, los posibles hiatos sedimentarios ligados a estos límites, impide que los denominemos paraconformidades, aun cuando representan cambios bruscos de facies con rango cuencal y, en algunas ocasiones, haya podido constatarse su enlace con discordancias erosivas y/o cartográficas.

En base a estos datos, podemos constatar que cada una de estas unidades, está formada, según la sucesión estratigráfica y su evolución lateral, por dos partes bien diferenciadas:

- A) Una parte inferior, formada, en las áreas relativamente proximales, por facies terrígenas de origen fluvio-aluvial y, en las áreas más distales, por facies margo-yesíferas depositadas bajo un ambiente de margen de lago salino. La evolución de las facies proximales, hacia las distales, se realiza de forma transicional. En conjunto se trata de una asociación de facies de abanico aluvial distal, que termina en una llanura lutítica (*playa lake*), donde, debido a la presencia de un clima idóneo, tiene lugar la sedimentación de materiales evaporíticos. Cabe señalar, que dentro del ambiente deposicional de abanico aluvial distal, se pueden diferenciar una asociación de facies de núcleo de abanico, que pasa directamente a los depósitos de margen de lago salino y una asociación de facies de orla de abanico, que está constituida por facies terrígenas y carbonáticas de llanura de inundación.
- B) Una parte superior, formada, en las zonas relativamente proximales, por facies fluviales, en donde predominan los materiales pelíticos, edafizados, de llanura de inundación, en donde el desarrollo de paleocanales de arenisca es efímero y en donde tienen lugar el desarrollo de niveles carbonáticos de origen lacustre-palustre. Lateralmente hacia áreas más distales, estas facies pasan transicionalmente, o bien a facies carbonáticas de origen lacustre-palustre (en la mayoría de las 20 unidades genético-sedimentarias), o bien a facies terrígeno-carbonáticas lacustres (en las unidades oligocenas de Torà, de Vallbona, de Omells, de La Floresta de Arbeca, de Fayón-Fraga y de Mequinenza-Ballobar). Finalmente, en las áreas relativamente centrales de la cuenca, todo este conjunto de materiales pasa a facies margo-evaporíticas de margen de lago salino y de lago salino.

Por lo que se refiere al origen de estas unidades, desde nuestra opinión creemos que hay que tener en cuenta la intervención de dos factores principales para explicar su génesis y su distribución areal:

- 1) Por una parte creemos que las sucesivas oscilaciones climáticas, han jugado un importante papel en la ordenación vertical y lateral de las facies que constituyen, tanto las unidades genético-sedimentarias, como de las que constituyen los ciclos de rango inferior y, por lo tanto, en la génesis de las mismas. Estas oscilaciones, en buena parte debieron provocar sucesivos cambios del nivel de base, o de la superficie de equilibrio, entendiéndose como tal, aquella superficie imaginaria de la litosfera sobre la cual, no hay ni erosión ni sedimentación, es decir, sobre la que ambos procesos se encuentran en equilibrio (WHEELER, 1964; SLOSS, 1964; ULIANA y LEGARRETA, 1988).
- 2) Por otro lado, opinamos que la distribución areal de estas unidades, dentro de la cuenca oligo-miocena, es debida a factores tectónicos, los cuales han propiciado, a lo largo del tiempo, un progresivo desplazamiento del depocentro lacustre de estas unidades, hacia el centro deposicional de la cuenca, es decir, de E a O y de N a S. Además, creemos que, en algunas ocasiones, los descensos del nivel de base, producidos por cambios climáticos, pueden haber estado enfatizados por la subsidencia tectónica.

En el área comprendida dentro de la hoja de Fabara, se hallan representadas 5 unidades genético-sedimentarias, que corresponden a cada uno de los ciclos sedimentarios, mencionados a lo largo del texto y que de base a techo se denominan:

- 1) **Unidad de Alfés-Ribarroja:** Es la unidad infrayacente y posee una edad correspondiente al Chattiene. Dentro de la zona cartografiada, únicamente aflora en el extremo centro-oriental, en las inmediaciones del embalse de Flix. Está constituida por facies aluviales de abanico aluvial distal, procedentes de la Cordillera Costero-Catalana, exceptuando su techo, el cual se halla formado por facies lutítico-carbonáticas de origen lacustre-palustre. Posee una potencia aproximada de unos 150 m.

- 2) **Unidad de Fayón Fraga:** Aflora extensamente a lo largo de la parte meridional y nor-oriental de la zona y posee una edad comprendida en el Chattiene (ver tabla I). En el sector occidental del área estudiada está constituida, en la base por materiales aluviales distales y, en su parte superior, por facies de llanura de inundación entre las que se intercalan materiales carbonatados de origen lacustre-palustre (Fig. 4). Por el contrario, en el sector oriental, su base se halla formada por materiales aluviales y su parte medio-superior, por materiales de origen lacustre. En los alrededores de la Sierra de Berrús, presenta una potencia total de 170 m, que ha sido evaluada en la columna de El Berrús (04). También se ha evaluado, de forma parcial, en las secciones de Escambrón (02) (140 m), de Nonaspe (03) (135 m) y de Matarraña (05) (110 m).
- 3) **Unidad de Mequinenza-Ballobar:** Dentro del territorio, tiene un buen desarrollo areal en los sectores nor-occidental y nor-oriental, aunque también aflora, de forma puntual, en el sector meridional. La distribución vertical y lateral de facies, es prácticamente idéntica a la de la Unidad Fayón-Fraga, descrita en el apartado anterior. Su potencia, es de difícil evaluación, ya que debido a su gran extensión de afloramiento, no hemos podido medir una serie que abarque toda la sucesión estratigráfica que la constituye. No obstante, se ha evaluado parcialmente en las series de Escambrón (02) (95 m), de Nonaspe (03) (25 m) y de El Berrús (04) (25 m). Teniendo en cuenta las potencias parciales evaluadas, la potencia total de la unidad, es del orden de 180-200 m.
- 4) **Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca:** Aflora en el extremo nor-oriental del área cartografiada. Su parte inferior, está constituida predominantemente por facies de abanico aluvial distal, mientras que en su parte superior, predominan las facies margo-carbonáticas, de origen lacustre-palustre. Su potencia, se ha evaluado en la columna de Vesecri (01), donde es de 130 m.

- 5) **Unidad Galocha-Ontiñena:** Igualmente que la unidad anteriormente descrita, sólamente aflora en el extremo nor-occidental del territorio, en un área más reducida, que la de la unidad infrayacente. Está formada por un tramo basal, de escasa potencia, que presenta facies de orla de abanico. Dentro de la zona, afloran sus primeros 30 m basales.

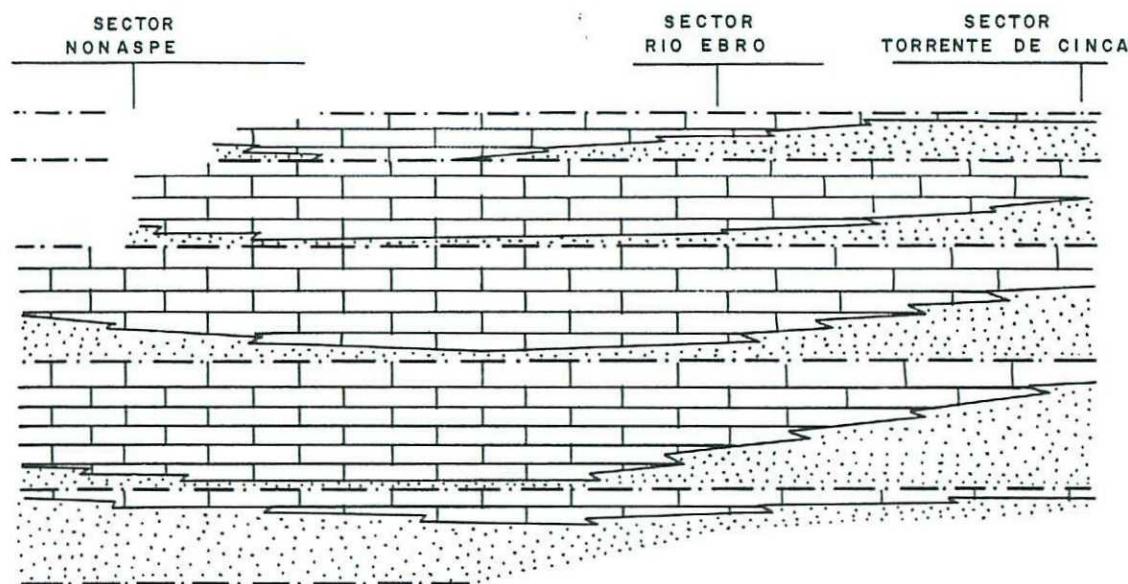
En la Figura 4 se representa la evolución espacial y temporal de estas unidades genético-sedimentarias en el sector meridional de la parte aragonesa de la Cuenca del Ebro. En la Figura 5, se representa, más detalladamente, la evolución de una de estas unidades, donde se puede observar el funcionamiento de los ciclos de facies.

QUIRANTES (1969)	COLOMBO (1980)
FM. MEQUINENZA	
FM. CASPE	
FM. CALIZAS DE LA FATARELLA	
FM. Flix	

SSO

NNE

UNIDADES GENETICO-SEDIMENTARIAS DEL SECTOR SUR-ORIENTAL DE LA CUENCA DEL EBRO	
U. GALOCHA - ONTIÑENA	
U. TORRENTE DE CINCA -	— ALCOLEA DE CINCA
U. MEQUINENZA —	
— BALLOBAR	
U. FAYÓN —	
— FRAGA	
U. ALFÉS —	
— RIBARROJA	



QUIRANTES (1969)	RIBA (1967)
F.M. MEQUINENZA	F.M. ALCUBIERRE
F.M. SARIÑENA	
F.M. URGEL	

LEYENDA

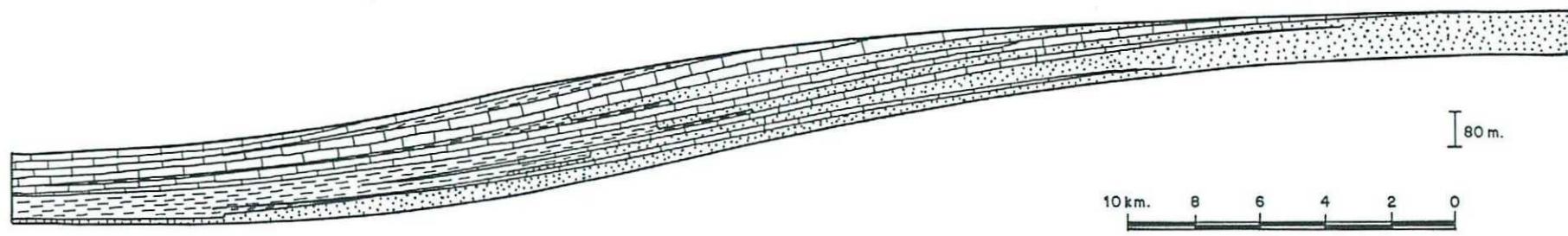
80 m.
0
10 Kms.
Escala aproximada

- [Brickwork pattern] FACIES LACUSTRES - PALUSTRES
- [Dotted pattern] FACIES DE ABANICO ALUVIAL DISTAL
- [Horizontal line pattern] LIMITE DE UNIDADES GENETICO - SEDIMENTARIAS
- [Zigzag pattern] CAMBIO DE FACIES

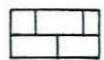
FIG. 4.- MODELO SECUENCIAL DE LAS UNIDADES GENETICO - SEDIMENTARIAS DEL SECTOR MEQUINENZA - FABARA

NNO

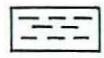
SSE



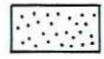
LEYENDA



FACIES LACUSTRES



FACIES LACUSTRE - PALUSTRE



FACIES DE ABANICO ALUVIAL DISTAL

— CONTACTO ENTRE UNIDADES GENETICO-SEDIMENTARIAS

— LINEA TIEMPO

— CAMBIO DE FACIES

FIG. 5.- MODELO SECUENCIAL DE UNA UNIDAD GENETICO-SEDIMENTARIA EN EL SECTOR DE MEQUINENZA - FABARA

3.- BIBLIOGRAFIA

3.- BIBLIOGRAFIA

- AGUSTI, J., ANADON, P., ARBIOL, S., CABRERA, L., COLOMBO, F. Y SAEZ, A.**, 1987.- "Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-Eastern Spain (Ebro and Campins Basins)". **Miachner Geowiss, Abh, (A) 10**, 35-42, 2 figs.
- AGUSTI, J; CABRERA, L; ANADON, P. Y ARBIOL, S., 1988.- "A late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the S.E. Ebro Basin (NE Spain): A potencial mammal stage stratotype". Newls. Stratigr, 18 (2), pp. 81-97, 5 fig. Berlin-Stuttgart.**
- 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 relation tp patterns of water and sediment motion". North-Holland Publishing Company. Amsterdam. pp. 1-422.**
- AZANZA, B; CANUDO, J.I. Y CUENCA, G., 1988.- Nuevos datos bioestratigráficos del Terciario Continental de la Cuenca del Ebro (Sector centro-occidental). II Congreso Geológico de España. Granada, vol. 1, pp. 261-264.**
- CABRERA, L.L., 1983.- Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro. Tesis doctoral. Univ. Barcelona, 443 pp.**

COLOMBO, F., 1980.- Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los catalánides. Tesis doctoral, Univ. Barcelona, 443 pp. Inédito.

CUENCA, G; AZANZA, B; CANUDO, J.I. Y FUERTES, V., 1989.- Los micromamíferos del Mioceno inferior de Peñalba (Huesca). Implicaciones bioestratigráficas. *Geogaceta*, nº 6. pp. 75-77.

CUENCA, G., 1991 a.- Nuevos datos bioestratigráficos del sector oriental de la cuenca del Ebro. 1 Congreso del Grupo Español del Terciario, CONGET'91. Vic., pp. 97-100.

CUENCA, G., 1991 b.- Nuevos datos bioestratigráficos del Mioceno del sector central de la cuenca del Ebro. 1 Congreso del Grupo Español del Terciario, CONGET'91. Vic., pp. 101-104.

DALEY B., 1973.- "Fluvio-Lacustrine cycloths 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, 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.

- HIRST, J. P. P., NICHOLS, G. J., 1986.-** "Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees". Spec. publs. Ass. Sediment, 8, pp. 247-258.
- 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.
- QUIRANTES J., 1969.-** Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros. Tesis Doctoral. Univ. Granada. Publ. Instituto Fernando el Católico (CSIC) de la diputación provincial de Zaragoza, 200 pp.
- SCOTT R. W., KIDSON E. J., 1977.-** "Lower Cretaceous depositional systems, West Texas". In Bebout, D.G. y 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.

TRUYOLS, J. Y CRUSAFON, M., 1961.- Consideraciones sobre la edad del yacimiento de vertebrados de Tárrega. Not. y Com. Inst. Geol. Min. España, Gl: 99-108.

ULIANA M. A., LEGARRETA L., 1988.- Introducción a la Estratigrafía secuencial. Análisis de discontinuidades estratigráficas. Informe de la Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo. Noviembre de 1988.

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° 7, 55 pp.

WHEELER H. E., 1964.- "Base-level transit cycles". Kansas Geological Survey Bulletin. 169.