

# La cubeta deposicional de Artesa de Segre (Provincia de Lleida). Relaciones de la ciclicidad con la tectónica y el clima (Eoceno superior y Oligoceno inferior del NE de la depresión del Ebro)

J. SERRA, E. MAESTRO y J. CAPDEVILA

Dept. Geología-Estratigrafía. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra.

**Resumen:** Los sedimentos en facies continentales que afloran al W del río Segre, al N de la localidad de Artesa de Segre, constituyen el relleno sedimentario de una cubeta deposicional. El progresivo emplazamiento de diferentes unidades estructurales en esta área crea una cubeta sedimentaria fuertemente subsidente, limitada por estas unidades. El estudio del relleno de esta cubeta ha permitido observar el diferente grado de relación existente entre los efectos tectónicos y los derivados de los cambios climáticos. Estos depósitos continentales pertenecen a tres ambientes deposicionales diferentes: aluvial, lacustre y fluvial. En estos depósitos se establecen cuatro unidades estratigráficas informales, en función del tipo de facies y asociaciones de facies que presentan: Unidad Conglomerática Inferior, Unidad Lacustre, Unidad Conglomerática Superior y Unidad Fluvial. Estas unidades estratigráficas están íntimamente relacionadas con el emplazamiento de diversas unidades tectónicas: Unidad del Montsec, Unidad de St. Mamet, Unidad de Salgar, Cabalgamiento de Clua-Belfort y el Anticlinal de Barbastro-Balaguer. El movimiento relativo entre estos conjuntos estructurales provoca la creación de una gran cubeta deposicional, formada por cubetas sedimentarias menores, dentro de las cuales se desarrollan los sistemas deposicionales estudiados. El estudio de la ciclicidad de estos sedimentos ha permitido diferenciar cinco ciclos deposicionales, basados en el tipo de discontinuidad estratigráfica que presentan las diferentes unidades y de los patrones de apilamiento interno que muestran los conjuntos de depósitos limitados por estas superficies. Usando criterios de estratigrafía física, estos ciclos se relacionan con variaciones cíclicas del nivel de base de la cuenca.

**Palabras Clave:** Eoceno Superior, Oligoceno inferior, Cuenca del Ebro, Sedimentos Continentales, Ciclicidad.

**Abstract:** The continental deposits exposed W of the Segre river and N of Artesa de Segre village constitute the sedimentary infill of a depositional basin. The progressive emplacement of several Pyrenean structural units induce to the formation of a hardly subsident sedimentary basin. The study of the sedimentary infill of this basin has permitted to observe the relationships between the tectonic effects and those derived from the climatic changes. Three depositional environments are distinguished in the continental deposits: alluvial, fluvial and lacustrine. Four lithostratigraphic units are defined in base of the facies types and the facies associations: Lower Conglomeratic Unit, Lacustrine Unit, Upper Conglomeratic Unit, and Fluvial Unit. These stratigraphic units are closely related with the emplacement of some tectonic units: Montsec Unit, St. Mamet Unit, Salgar Unit, Clua-Belfort thrust and Barbastro-Balaguer Anticline. The relative movement of the structural ensemble induces the creation of some depositional basins. The studied depositional systems were developed into these basins. Five depositional cycles are described in the continental deposits of the Artesa de Segre area. The cycles are defined in base of the kind of stratigraphic discontinuities and the package patterns of sediment sets bounded by the discontinuity surfaces.

**Key Words:** Upper Eocene, Lower Oligocene, Ebro Basin, Continental Deposits, Cyclicity.

Serra, J., Maestro, E. y Capdevila, J. (1994): La cubeta deposicional de Artesa de Segre (provincia de Lleida). Relaciones de la ciclicidad con la tectónica y el clima (Eoceno Superior y Oligoceno Inferior del NE de la depresión del Ebro). *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2): 75-89.

El complejo sedimentario aluvial, fluvial y lacustre estudiado se formó en la parte centro-occidental del margen septentrional de la Depresión del Ebro. Estos materiales continentales fueron afectados por los frentes cabalgantes más meridionales del Pirineo, que son los de las Sierras Marginales y del Montsec. Durante el Paleógeno, la Cuenca del Ebro evolucionó como una cuenca de antepaís al S de los Pirineos. Esta cadena ac-

tuaba como bloque cabalgante (*thrust belt*, Seguret, 1970) mientras que la Cordillera Ibérica, en el margen meridional de la Cuenca, funcionaba como una zona intracontinental, formada por una sucesión de pliegues y fracturas de dirección NW-SE. Esta cadena está relacionada con la Cadena Costero Catalana, que a su vez está afectada por un sistema de fallas de zócalo de *strike-slip* (Guimerà, 1984).

A grandes rasgos, el relleno sedimentario de la Cuenca del Ebro está formado por una potente sucesión de carácter regresivo, con una edad comprendida entre el Paleoceno y el Mioceno. Durante el Paleoceno y Eoceno inferior esta cuenca estaba conectada con el Océano Atlántico por el W. Los depósitos de esta edad en los márgenes de la cuenca fueron principalmente sedimentados en ambientes continentales; no obstante, existe una cuña marina de edad ilerdiense que proviene del NW. En este momento en los Pirineos se depositaron las facies marinas, tanto más profundas cuanto más al W.

Durante el Eoceno medio-superior, el depósito de la serie terciaria de la Cuenca del Ebro estuvo afectada por la evolución de los cabalgamientos pirenaicos. En esta época los mantos de corrimiento del Pirineo se desplazaron algunas decenas de Kilómetros hacia el S, afectando a los depósitos de la parte N de la Cuenca del Ebro (Solé Sugrañes, 1978). Este hecho influiría notablemente en la distribución general de las facies. Al S de la Cuenca, la distribución de las facies está relacionada, de forma general, con la actividad tectónica tanto de la Cordillera Ibérica como de la Cadena Costero Catalana (Cabrera *et al.*, 1985). Es durante el Eoceno medio-superior cuando se desarrollaron los grandes sistemas deltaicos del NE de la Cuenca del Ebro, en el momento en que el Pirineo se encontraba ya ostensiblemente elevado y el mar se desplazaba hacia el S. Estos sistemas deltaicos tienen sus equivalentes fluviales en los márgenes y las facies más distales se encuentran hacia el centro y al W de la cuenca.

Posteriormente, desde finales del Eoceno, durante el Oligoceno inferior y hasta el Mioceno, la Cuenca

del Ebro adquirió un carácter endorreico y se formaban potentes series molásicas en los márgenes de las unidades cabalgantes. Es en este momento cuando empiezan a desarrollarse amplios sistemas aluviales y fluviales, que sedimentan cantidades abundantes de material detrítico procedentes de la erosión de los márgenes de la Cuenca, activos tectónicamente. El resultado es una potente acumulación sintectónica de facies conglomeráticas, adyacentes a los márgenes (Cabrera *et al.*, 1985), que presentan abundantes discordancias progresivas (Riba, 1976). Estos conglomerados evolucionan hacia facies de tipo fluvial en áreas más distales. La gradación continua hacia el centro de la Cuenca, hasta zonas con un dominio de ambientes de llanura fangosa y lacustres superficiales.

### La Cubeta deposicional de Artesa de Segre

El margen septentrional de la cuenca de antepaís surpirenaica, en su sector oriental, estuvo controlado por el movimiento de las unidades alóctonas del Pirineo meridional. Estas unidades (manto del Cadí), incorporan ocasionalmente parte del margen de la cuenca y están cabalgadas por los mantos superiores, formados principalmente por series mesozoicas y paleógenas muy reducidas. En el sector central pirenaico los mantos superiores (Boixols, Montsec y Sierras Marginales) cabalgan a las series paleógenas del autóctono, poco deformadas y en continuidad con la cuenca del Ebro (Fig. 1).

En este contexto, los depósitos de origen continental que afloran al W del río Segre, en las proximidades

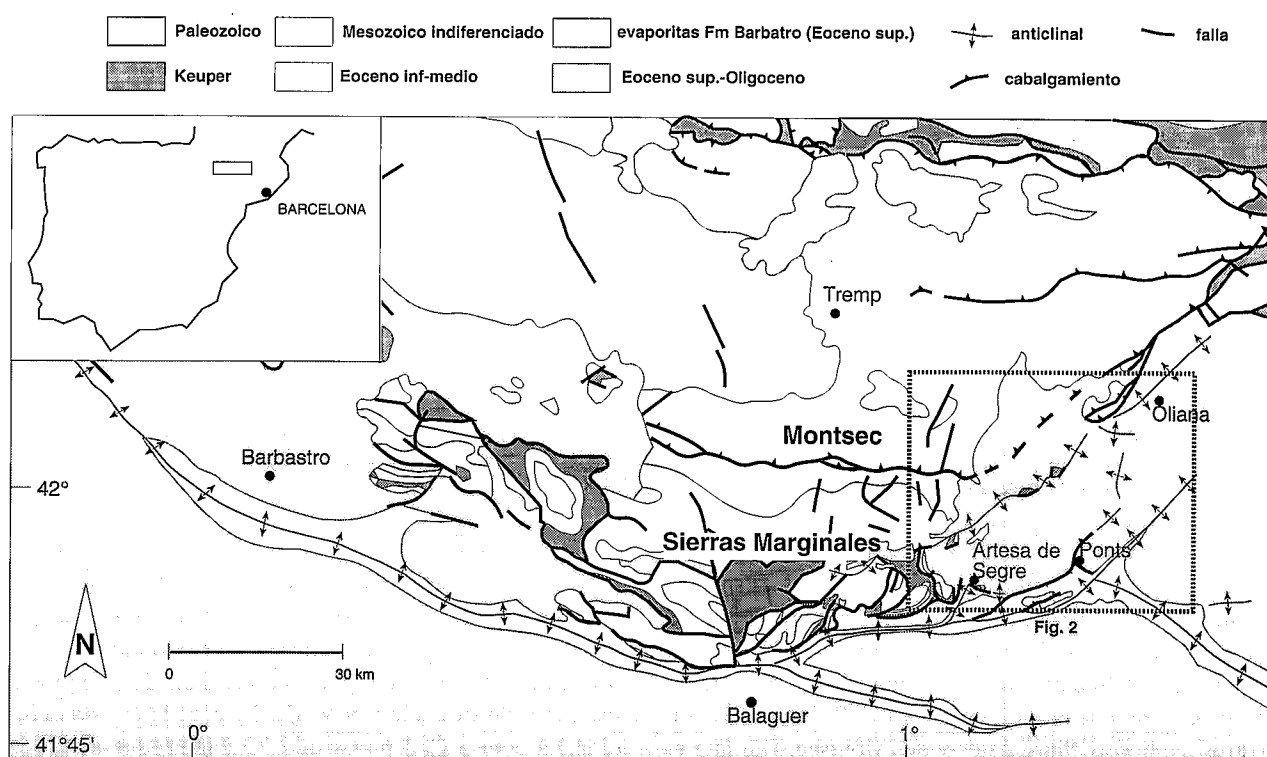
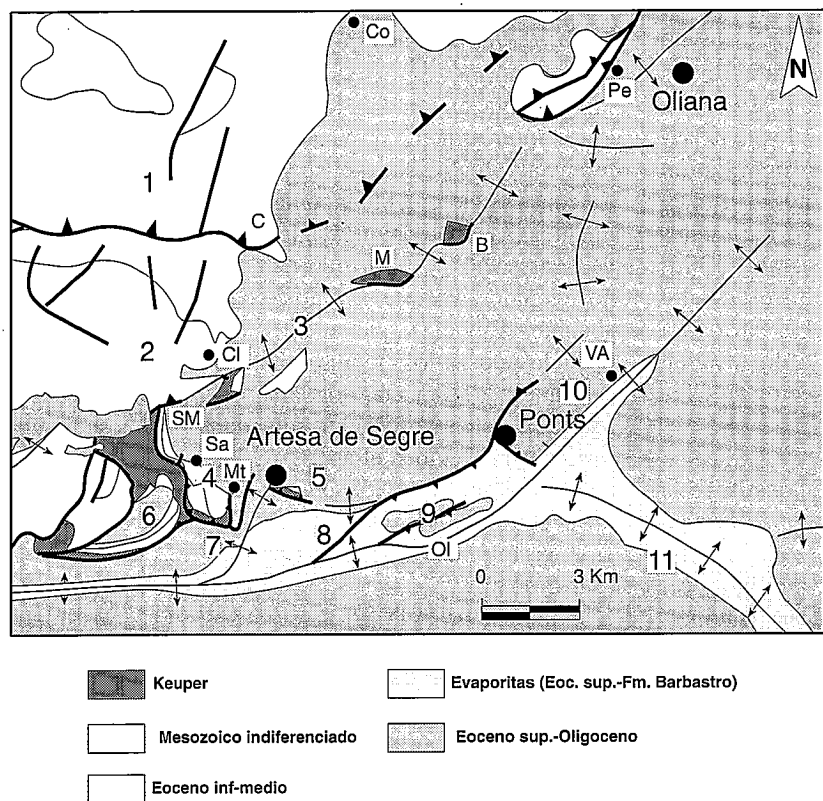


Figura 1.- Mapa general de un sector del Prepirineo Central, con la situación de las Sierras Marginales y del Montsec, como principales unidades estructurales relacionadas con el área de estudio. Modificado de Senz y Zamorano (in press).



**Figura 2.-** Esquema tectónico regional con las principales unidades estructurales descritas: 1- Unidad del Montsec; 2- Unidad de Sant Mamet; 3- Antiforme de Clua - Bellfort; 4- Unidad de Salgar; 5- Unidad de Artesa de Segre; 6- Unidad de Rubió; 7- Unidad de Marcobau; 8- Unidad de Seró; 9- Unidad de Oliola; 10- Unidad de Vilanova de l'Aguda; 11- Unidad de Sanahuja. Localidades: Co- Comiols; C- Cogulló; Cl- Clua; M- Montmagastre; B- Bellfort; Mt- Montsonís; SM- Serra Mosquera; Ol- Oliola; Sa- Ermita de Salgar; VA- Vilanova de l'Aguda; Pe- Peramola.

y hacia el N de Artesa de Segre, en el sector NE de la Depresión del Ebro, constituyen el relleno sintectónico de una cubeta deposicional (Serra, 1992). En esta área se desarrollan varios sistemas deposicionales, que conforman el conjunto sedimentario de este relleno, mostrando estrechas relaciones con los sistemas de cabalgamientos surpirenaicos que se instalaron en el área occidental y meridional de la zona de estudio.

Uno de los aspectos más interesantes que presenta el estudio del relleno de la cubeta mencionada, es el de observar la influencia que la tectónica y los cambios climáticos han ejercido sobre la dinámica deposicional de los sedimentos continentales. Esta influencia se muestra desigual en distintos sectores paleogeográficos de la cubeta, de forma que el grado de afectación tectónica y climática de los sedimentos obedece en gran parte a su posición relativa dentro del área de depósito.

En el presente trabajo se hace una síntesis de la estratigrafía de los sedimentos continentales que afloran en este sector, se describen los sistemas deposicionales que se forman, sus relaciones espaciales y temporales y su evolución hacia el completo relleno del área deposicional creada. Asimismo, se establece una ciclicidad basada en las variaciones del nivel de base de la cuenca, que se relaciona con el curso tectónico que ha formado la cubeta deposicional en el sector N de Artesa de Segre.

#### Marco Estructural.

El conjunto de estructuras tectónicas que afectan a la zona de estudio está relacionado con los cabalgamientos paleógenos surpirenaicos. Tales cabalgamien-

tos están representados en esta área por tres sistemas estructurales diferentes. Cada uno de estos sistemas está relacionado con una fase tectónica de orden mayor y están formados por conjuntos de unidades estructurales. De más septentrional a más meridional se han distinguido las siguientes unidades estructurales:

**Unidad del Montsec.-** Es la estructura más septentrional que afecta el área de sedimentación estudiada. Está formada por una potente serie mesozoica, con materiales triásicos, jurásicos y cretácicos, a la que se superpone un conjunto de materiales cenozoicos, de edad Paleoceno-Eoceno inferior. Se presenta alineada en dirección W-E, hasta la punta del Cogulló (Fig. 2) donde queda fosilizada por los conglomerados del Eoceno superior-Oligoceno.

**Unidad de Sant Mamet.-** Aparece más al S de la unidad anterior. Presenta también una serie mesozoica, aunque de potencia más reducida que la unidad del Montsec. La serie del Terciario inferior es más potente y está formada básicamente por calizas, margas y areniscas del Paleoceno-Eoceno inferior y medio. En conjunto, la Unidad de Sant Mamet adopta una morfología cómica y hacia el E se encuentra fosilizada por los materiales continentales. No es hasta las proximidades de la zona de Peramola-Oliana, al NE del área estudiada, donde vuelven a aflorar las series mesozoicas y terciarias equivalentes a esta unidad (Fig. 2).

**Antiforme Clua-Bellfort.-** Esta estructura aparece relacionada con la anterior unidad de Sant Mamet. No tie-

ne una expresión litológica continuada, pero se sigue, en dirección SW-NE, a través de la alineación de las salidas por transpresión de Keuper (Pocoví, 1978) en Montmagastre y en Belfort, que perforan los materiales continentales suprayacentes. La sedimentación continental, del tránsito Eoceno-Oligoceno, está fuertemente afectada en estas localidades por materiales cabalgantes del Keuper, que incorporan grandes bloques de calizas del Muschelkalk (en Belfort) y del Cretácico superior (en Montmagastre). La estructura se sigue, en dirección SW a través de la disposición antiformal de los conglomerados en el sector de Clua (Fig. 2).

*Unidad de Salgar.*- La Sierra de Salgar constituye la lámina estructural más meridional del sistema imbricado de cabalgamientos surpirenaicos en la zona de estudio. Está formada por calizas, areniscas, arcillas y yesos del Mesozoico y por calizas y arcillas, principalmente, del Eoceno inferior (Fig. 3). En el sector de la Ermita de Salgar las calizas con alveolinas del Eoceno inferior están fosilizadas por los conglomerados basales de la serie continental estudiada. En el área de Montsonís los equivalentes a estos conglomerados fosilizan progresivamente los sedimentos arcillosos y evaporíticos del Keuper. Los depósitos del Trias aparecen en esta área rodeados por calizas cretácicas y terciarias, producto de un "pinzamiento" en la escama cabalgante (Fig. 3).

*Unidad de Artesa de Segre.*- La pequeña lámina cabalgante de Artesa de Segre, al S de esta localidad, presenta las secuencias equivalentes a las anteriores unidades, con materiales mesozoicos y paleógenos, pero muy reducidas de potencia. Esta lámina se presenta alineada con la anterior de Salgar como una estribación lateral de esta. Más al E se pierde en contacto con los materiales evaporíticos y detríticos del tramo superior de la Formación Barbastro, que en este sector aparecen muy verticalizados.

Las unidades de Sant Mamet, Salgar y Artesa de Segre, y el Antiforme de Clua-Belfort, pueden ser agrupadas como unidades de las Sierras Marginales.

*Anticlinal de Barbastro-Balaguer.*- En el área estudiada, los materiales evaporíticos y detríticos de la Formación Barbastro presentan un conjunto de pliegues y cabalgamientos, alineados WSW-NE. Estas alineaciones afectan a las anteriores de Salgar y Artesa de Segre. Dentro de este conjunto de han diferenciado las unidades de Rubió, Marcobau, Seró, Oliola y Vilanova de l'Aguda (Fig. 2). En el mapa geológico de la Fig. 3 se ha representado la unidad de Seró como límite meridional de la cartografía. Esta estructura se presenta como una falla inversa (asociada a la unidad de Oliola), al deformar los yesos de la Fm. Barbastro a la serie terrígena suprayacente.

El anticlinal de Barbastro-Balaguer se encuentra ya entre las unidades de la Depresión del Ebro.

#### *Estratigrafía. Unidades estratigráficas de litofacies.*

El emplazamiento de las unidades estructurales descritas anteriormente provoca una fuerte subsidencia diferencial, localizada en el sector N de Artesa de Segre. La continuidad en el tiempo del avance de los cabalgamientos y las variaciones paleoclimáticas son la causa de la aparición y desarrollo de diferentes sistemas deposicionales. En este sentido se han distinguido varios abanicos aluviales, que se extienden desde los márgenes adosados a los frentes cabalgantes hasta las áreas centrales de la cubeta, donde se instala un sistema lacustre-palustre fuertemente subsidente. Estos sedimentos lacustres reciben el aporte de los aparatos aluviales de los márgenes de la cuenca y también se observa la influencia de los sistemas fluviales, que se desarrollan en la parte oriental y septentrional de la zona estudiada (Serra, 1992).

En el sector N de Artesa de Segre, se han distinguido varias unidades estratigráficas informales, asimilables a varios sistemas deposicionales (Serra, 1992), a saber (Fig. 4): Unidad Conglomerática Inferior, Unidad Lacustre, Unidad Conglomerática Superior y Unidad Fluvial Superior.

El asentamiento y la distribución de estas unidades conforman el relleno de la cubeta deposicional estudiada. Las relaciones laterales y verticales de los tipos de facies que presentan se suceden en el espacio y en el tiempo, desde las zonas marginales, donde afloran los sedimentos más groseros de los sistemas aluviales, hasta las áreas más deprimidas donde progresivamente aumenta la proporción de las fracciones más finas. En la parte más central del área de deposición existe un predominio de facies típicamente lacustre-palustre. En la correlación de W a E realizada a la altura de Artesa de Segre (Fig. 4) se puede apreciar la distribución de las diferentes unidades litoestratigráficas descritas.

*Unidad Conglomerática Inferior.*- Esta primera Unidad aflora en diferentes áreas poco extensas al S de la zona estudiada. En todas estas áreas, la unidad conglomerática inferior aparece relacionada con el emplazamiento de la lámina cabalgante de Salgar y Artesa de Segre, aflorando en discordancia angular sobre los materiales mesozoicos y terciarios de estas láminas. Esta Unidad constituye la parte basal del conjunto de depósito endorreico considerado en el presente trabajo. Está constituida por una sucesión de 300 metros, formada por brechas en la base y con un progresivo desarrollo de conglomerados en facies de relleno de canales aluviales (Fig. 5). La serie continua con grupos de capas tabulares conglomeráticas, de potencia métrica, separados por tramos pelíticos y arenosos, formando pequeños ciclos grano y estratocrecientes. La macrosecuencia va perdiendo, en la vertical, la porción más gruesa de sedimento y las facies adquieren gradualmente un carácter más fluvial que típicamente aluvial. La parte superior de esta unidad está formada por un tramo arcilloso, con ocasionales intercalaciones de niveles arenoso-

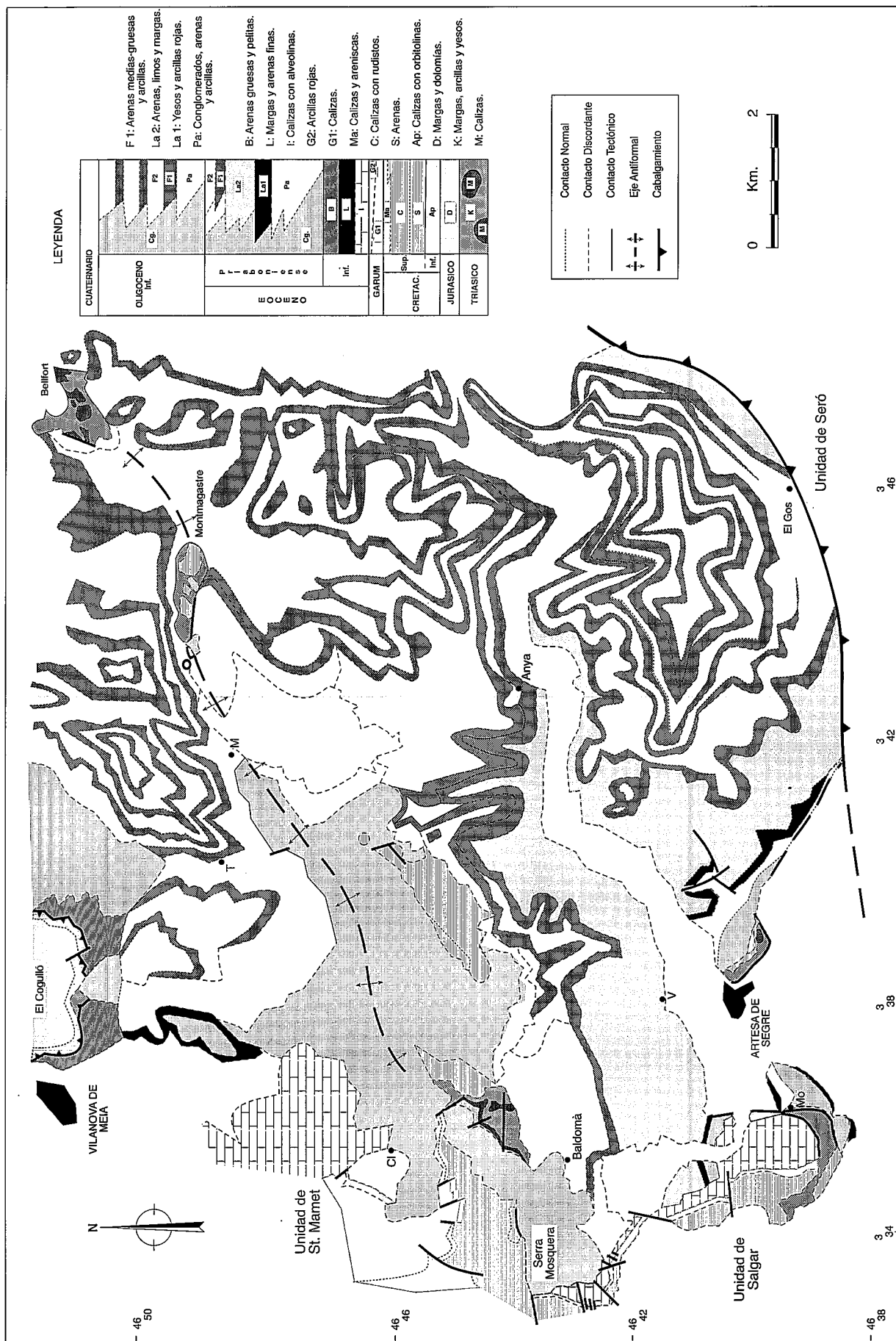
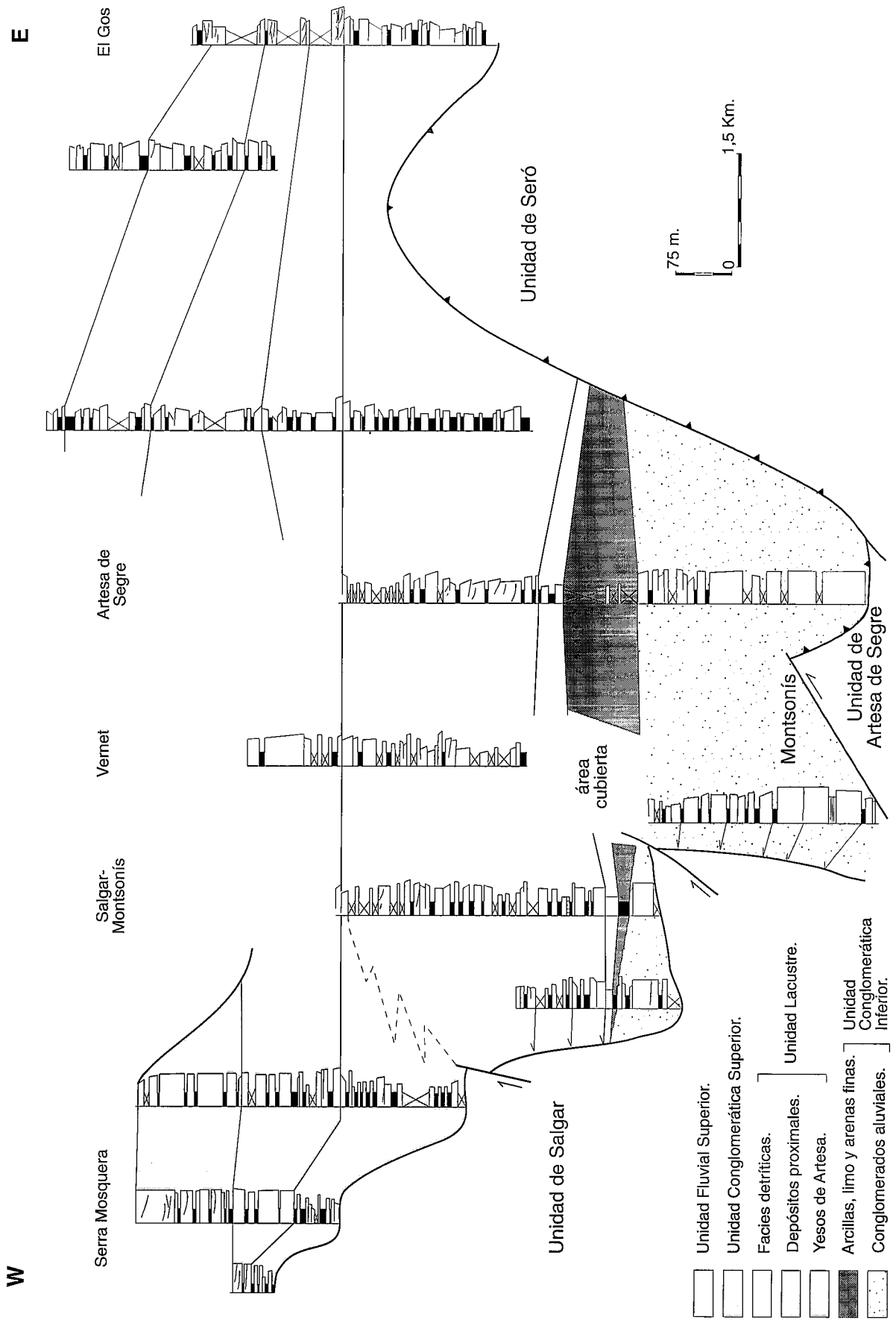


Figura 3.- Mapa geológico de facies. Localidades: Mo: Montsonís; Ve: Vernet; Cl: Clua; M: Montarguli; T: Tórrac.



**Figura 4.** -Sección de correlación W-E, a la altura de Artesa de Segre, de las series estratigráficas realizadas en este sector. Se muestra la distribución de las diferentes Unidades Litoestratigráficas descritas. La leyenda litológica es la misma que en la fig. 8.

sos, donde se observan estratificaciones cruzadas de tipo "festoon", laminación paralela y la presencia de "climbing ripples" al techo. Son frecuentes los fenómenos de pedogénesis, superficies de desecación, marmorizaciones y se aprecia abundante bioturbación.

La cartografía de la Unidad Conglomerática Inferior muestra claramente su disposición aislada dentro del contexto regional, ya que lateralmente se acaba con marcados contactos discordantes, de tipo progresivo, sobre los materiales mesozoicos y terciarios cabalgantes, correspondientes a las Unidades Tectónicas de Salgar y Artesa de Segre. Lateralmente hacia el E esta unidad tiene sus equivalentes en los sedimentos conglomeráticos y arenosos de los alrededores de Oliola, donde el asentamiento de los diferentes sistemas de cabalgamientos han aislado su depósito (Fig. 2).

**Unidad Lacustre.**- Esta unidad se sitúa estratigráficamente por encima de la anterior unidad Conglomerática (Fig. 5). Su cartografía se extiende por toda la franja meridional de la zona en estudio (Fig. 3). La base de esta unidad es discordante respecto la unidad subyacente, pero seguramente representa las facies más distales de ésta, siguiendo un modelo de abanico aluvial-llanura lúfítica-lago salino, parecido al propuesto por Hardie *et al.* (1978).

La Unidad Lacustre presenta en la base un tramo evaporítico (Fig. 5) (yesos de Artesa de Segre), dentro

del cual se puede diferenciar un tramo evaporítico basal, un tramo arcilloso intermedio y un tramo superior también evaporítico (Serra *et al.*, 1992). La serie evaporítica, en su conjunto, presenta la mayor potencia en las proximidades de la localidad de Artesa de Segre, mientras que lateralmente va acuciándose hasta chocar, de manera discordante, con las unidades estructurales de Salgar, al W, y la falla de Seró al E, donde se pierde en contacto con los yesos de la Formación Barbastro, que afloran muy tectonizados (Fig. 2).

Sobre los sedimentos evaporíticos se presenta un nivel margoso, con intercalaciones de areniscas muy finas. Inmediatamente encima, a través de un contacto neto, aparecen niveles arenosos, intercalados con tramos arcillosos de color gris azulado, con cierto contenido en carbonato. Estos depósitos los hemos interpretado como producto de la progradación de cuerpos deltaicos lacustres, de tipo "Gilbert delta", y de facies de "stream mouth bar", que evolucionaron desde las partes más marginales de la cubeta deposicional, en facies aluviales por el W y en facies fluviales por el E. Es frecuente observar niveles finos, margosos y de arena muy fina, con presencia de estructuras tales como superficies de desecación, trazas fósiles de aves, superficies de marmorización y paleosuelos, generalmente de tipo calcimorfo.

La cartografía de los depósitos terrígenos de la unidad lacustre (La2, en Fig. 3), muestra hacia el W un

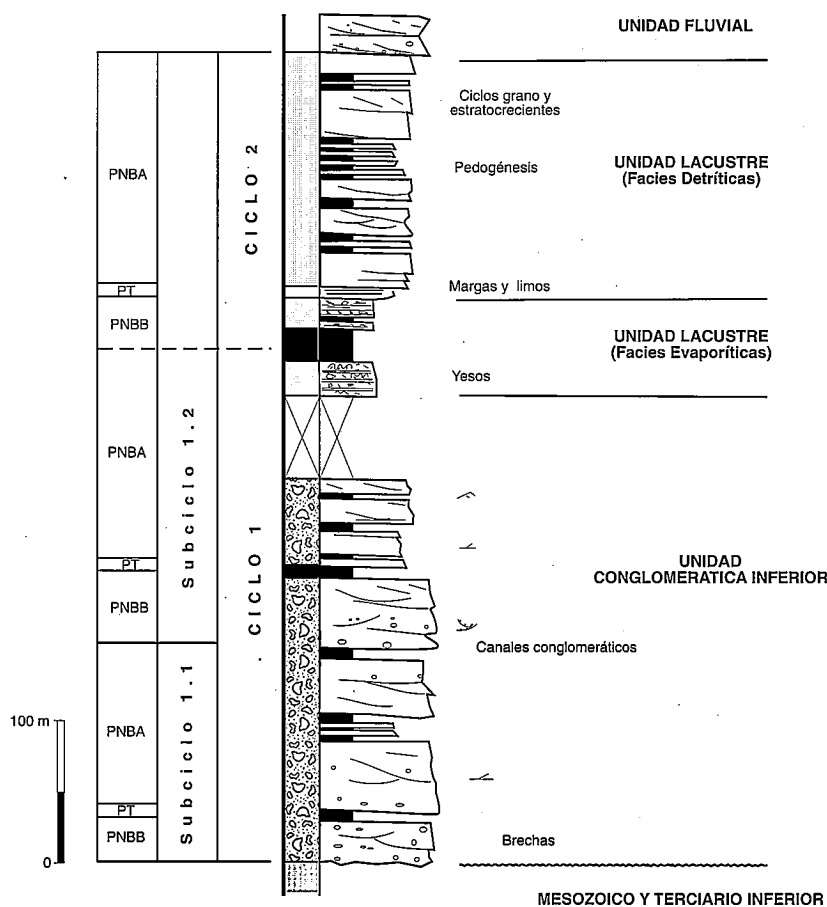


Figura 5. Serie esquemática de Artesa de Segre. Relación entre los dos primeros ciclos definidos y las Unidades Conglomerática Inferior y Lacustre. PNBB: prisma de nivel de base bajo. PT: prisma de ascenso del nivel de base. PNBA: prisma de nivel de base alto.

contacto en "onlap" con el margen estructural de la Unidad de Salgar. Más hacia el E la Unidad Lacustre queda tapada por sedimentos en facies fluviales.

*Unidad Conglomerática Superior.*- Está representada por potentes secuencias conglomeráticas, que aparecen adosadas a los frentes de las láminas cabalgantes occidentales. Esta unidad caracteriza el desarrollo de varios sistemas aluviales, que se encajan entre los relieves formados por el emplazamiento de los cabalgamientos. Se han distinguido diferentes abanicos aluviales dentro de esta unidad: en Serra Mosquera, en Clua, en la falda del Cogulló y en Comiols (Fig. 3). Las facies que caracterizan a cada aparato aluvial son principalmente conglomeráticas, con brechas en la base. En las partes más apicales de estos sistemas aluviales, los conglomerados se presentan como conjuntos masivos, que evolucionan frontalmente hacia tramos mejor estratificados. Estos sistemas pasan progresiva y rápidamente a cuerpos de arenas y niveles arcillosos que se disponen según patrones de apilamiento cíclicos grano y estratotrecientes.

En relación con la Unidad estructural de Clua-Bellfort se aprecian también depósitos arcillosos rojos, con abundantes intercalaciones de niveles métricos de conglomerados. Estos cuerpos conglomeráticos presentan una morfología lenticular muy laxa, con gran extensión lateral de orden decamétrico, y una clara disposición de tipo trenzado. Estos depósitos se interpretan como característicos de llanura aluvial trenzada ("braidplain" sensu Nemek *et al.*, 1988).

Los abanicos aluviales están formados principalmente por cantos calcáreos, procedentes de los materiales mesozoicos del W y del N y por carbonatos terciarios procedentes de las láminas pirenaicas. Aparecen también cantos de cuarzo y de liditas procedentes de rocas del paleozoico, producto seguramente de la erosión de depósitos fluviales del Santoniense.

*Unidad Fluvial Superior.*- Constituye los depósitos continentales más superiores estudiados en el presente trabajo, cuya representación cartográfica abarca todo el sector oriental de la zona en estudio ( $F_1$  y  $F_2$  en Fig. 3). Esta unidad está formada por una alternancia de cuerpos de areniscas y niveles de arcillas rojas. Las facies que presenta esta unidad son típicamente fluviales y se han diferenciado unas litofacies groseras, asociadas al relleno de paleocanales, donde abundan estratificaciones cruzadas planares, ligadas a la progradación de barras laterales y de meandro y estratificaciones cruzadas de tipo "festoon", en relación con el relleno de paleocanales. También se han reconocido litofacies más finas, en relación con los sedimentos característicos de llanura de inundación. Estos últimos presentan un predominio de arcillas rojas con abundantes intercalaciones de tramos de capas tabulares arenosas, formando ciclos asociados a momentos de desbordamiento o de "crevasse-splay". Ocasionalmente también se observan estrechas capas de carbonatos y niveles de paleosuelos

calcimorfos, así como caliches y pátinas azuladas que afectan los últimos milímetros de la deposición de los cuerpos de arena.

## Estudio de la ciclicidad

### Introducción:

El análisis de los depósitos continentales estudiados en este sector, ha puesto en evidencia una ciclicidad muy marcada en los patrones de apilamiento de las diversas asociaciones de cuerpos sedimentarios que afloran. Los ciclos se identifican a diferentes escalas, pudiéndose por tanto jerarquizar y clasificar. Cada unidad cíclica determinada, aparece limitada a base y techo por superficies de discontinuidad estratigráfica. Estas superficies se caracterizan por discordancias angulares o por cambios bruscos de facies y por la posibilidad de correlacionarlas a nivel regional.

Se han descrito varios tipos de superficies de discontinuidad estratigráfica, a partir de una clasificación propuesta por Doglioni *et al.* (1989), en función de si representan o no un hiato importante en la sedimentación (discordancias y discontinuidades estratigráficas sinsedimentarias). A su vez, cada tipo se ha dividido sobre la base de su carácter erosivo o no erosivo. Finalmente se han distinguido por la relación geométrica que presentan los sedimentos de encima y de debajo de la superficie (Fig. 6).

Los ciclos deposicionales descritos están definidos por dos tramos bien diferenciados. Uno inferior, caracterizado por la sedimentación de depósitos brechoides aluviales en zonas muy marginales, que pasan lateralmente a facies fluviales braided o facies aluviales distales trenzadas en las zonas intermedias. En las áreas más centrales están formados por depósitos lacustres. El tramo superior está definido por apilamientos progradantes de facies aluviales en los márgenes, por sedi-

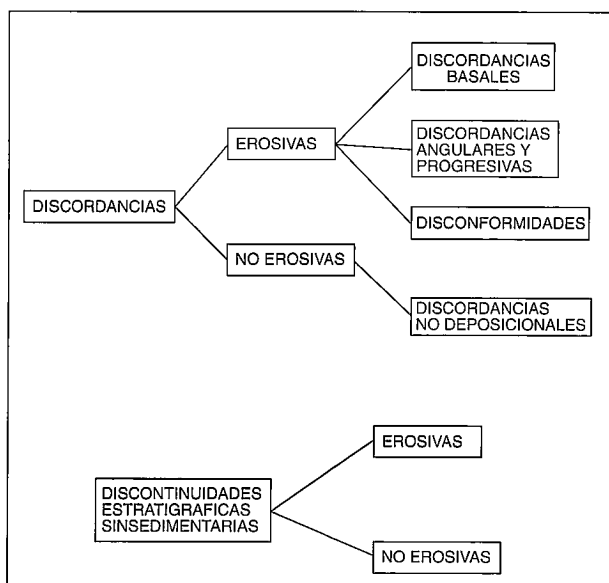


Figura 6. Clasificación esquemática de las discordancias y de las discontinuidades estratigráficas sinsedimentarias (de Doglioni *et al.*, 1990).



mentos más finos de tipo fluvial meandriforme y por sedimentos evaporíticos o carbonatados en las zonas más centrales de la cuenca.

Estos ciclos corresponden a conjuntos genético-deposicionales, formados por sistemas deposicionales contemporáneos (*sensu* Fisher y McGowen, 1967), y se relacionan con variaciones del nivel de base de la cuenca. El nivel de base representa una superficie imaginaria de la litosfera, sobre la cual no existen procesos de erosión ni de sedimentación, y que puede o no corresponder con el nivel del mar (Uliana *et al.*, 1988). Este nivel de base está relacionado con factores climáticos y tectónicos, que controlan conjuntamente el tipo y la cantidad de sedimentos que van a rellenar el espacio de acomodación disponible (Uliana *et al.*, 1988).

#### *Ciclos deposicionales:*

En el complejo sedimentario de Artesa de Segre se han descrito cuatro ciclos deposicionales relacionados con las variaciones cíclicas del nivel de base. También se ha reconocido la base de un quinto ciclo, que no aparece entero al encontrarse su parte superior erosionada (Fig. 7).

*Ciclo 1.-* El primer ciclo descrito aflora en el área más meridional de la zona, en las proximidades de Artesa de Segre. Constituye la parte inferior de toda la secuencia continental estudiada. Su límite inferior aparece discordante sobre los materiales mesozoicos y paleocenos de la lámina cabalgante de Artesa de Segre y los de la Unidad estructural de Salgar, en los alrededores de Montsonís (Fig. 7). Este ciclo abarca en su totalidad a la Unidad Conglomerática Inferior descrita con anterioridad y a la base de la Unidad Lacustre (Fig. 5). La parte inferior del ciclo corresponde a la potente secuencia de brechas y cuerpos conglomeráticos, que rellenan la depresión deposicional producida por subsidencia tectónica. La parte superior está representada por el nivel de arcillas rojas y el tramo evaporítico de los yesos de Artesa de Segre, que caracteriza la sedimentación en el depocentro de la cubeta en este momento (Fig. 7). La edad de estos depósitos se supone Priabonense medio a superior, al igual que los materiales superiores de la formación Barbastro (Sáez, 1987), hecho refrendado con la correlación con zonas próximas situadas más al E de la Depresión (Ponts-Vilanova de l'Aguda, en Riba *et al.*, 1975)

Los sedimentos de este ciclo presentan contactos discordantes con los materiales mesozoicos y paleógenos de las Unidades estructurales. En el área de Artesa y en la de Montsonís se observan claras discordancias de tipo progresivo en los conglomerados y de "onlap" en los yesos, sobre los materiales cabalgantes (Fig. 4). En su conjunto, este ciclo representa el estadio inicial del relleno de la cubeta de Artesa de Segre y se puede asimilar a una megasecuencia grano y estratodecreciente, contemporánea al momento final del movimiento de emplazamiento, hacia el Sur y hacia el E, de las

Unidades de Salgar y de Artesa de Segre.

En este primer ciclo se pueden distinguir dos ciclos de orden menor (1.1 y 1.2) marcados por una fuerte entrada de conglomerados en la base de cada uno de ellos. Esta entrada de materiales más gruesos indica una reactivación del sistema fluvial, que seguiría a la erosión producida en los momentos de nivel de base bajo (Fig. 5).

*Ciclo 2.-* El segundo ciclo descrito está representado exclusivamente por la parte superior de la Unidad Lacustre descrita en el capítulo anterior (Fig. 5). Este ciclo está formado por materiales detríticos, correspondientes a la progradación de canales y barras de desembocadura de pequeños deltas lacustres de "tipo Gilbert", procedentes de los aparatos aluviales occidentales y del sistema fluvial que drena la zona por el Este. El límite inferior del ciclo es una superficie neta, claramente erosiva, sobre los materiales evaporíticos del ciclo inferior. Aun así, se puede considerar un tránsito gradual de un ciclo al siguiente en la parte más central de la cubeta, donde se observa un predominio de arcillas y niveles margosos con ocasionales intercalaciones de cuerpos arenosos, de carácter cada vez más fluvial.

Desde un punto de vista genético-deposicional, este segundo ciclo está formado por sistemas aluviales adosados a los márgenes tectónicamente activos, que evolucionan hacia la parte más distal a condiciones de depósito lacustre-palustres (Fig. 4). No se descarta, sin embargo, que en estas áreas más centrales se depositen materiales evaporíticos, que en este caso deberían corresponder a parte de los yesos de Artesa de Segre. En todo caso, el carácter progradante de los depósitos detríticos de este ciclo se puede asimilar al prisma de nivel de base alto. Este cortejo sedimentario se desarrolla por encima de un nivel transgresivo, marcado por un tramo de margas y arena muy fina, por encima de los yesos de Artesa. El límite superior de este ciclo consiste en un marcado cambio de facies, producido por la entrada de depósitos groseros aluviales y fluviales que corresponden al ciclo superior.

Los depósitos de este segundo ciclo se sedimentaron dentro de la depresión estructural estudiada, que estaba limitada al Norte por la alineación del cabalgamiento de Sant Mamet-Montmagastre. Cronoestratigráficamente se consideran equivalentes a la unidad litoestratigráfica de las capas de Torá, de edad Priabonense superior (Sáez, 1987), ya que esta unidad litosttratigráfica se correlaciona con los materiales del ciclo 2 (Maestro y Serra, *in press*).

*Ciclo 3.-* El tercer ciclo descrito aflora como potentes sucesiones conglomeráticas, correspondientes a varios sistemas aluviales, en los márgenes de las láminas cabalgantes occidentales. Estos depósitos se relacionan con sedimentos fluviales en las zonas más distales o alejadas de estos frentes tectónicos (Fig. 8). A partir de su correlación con los ciclos descritos en el área más septentrional de Oliana-Peramola (Maestro y Serra, *in*

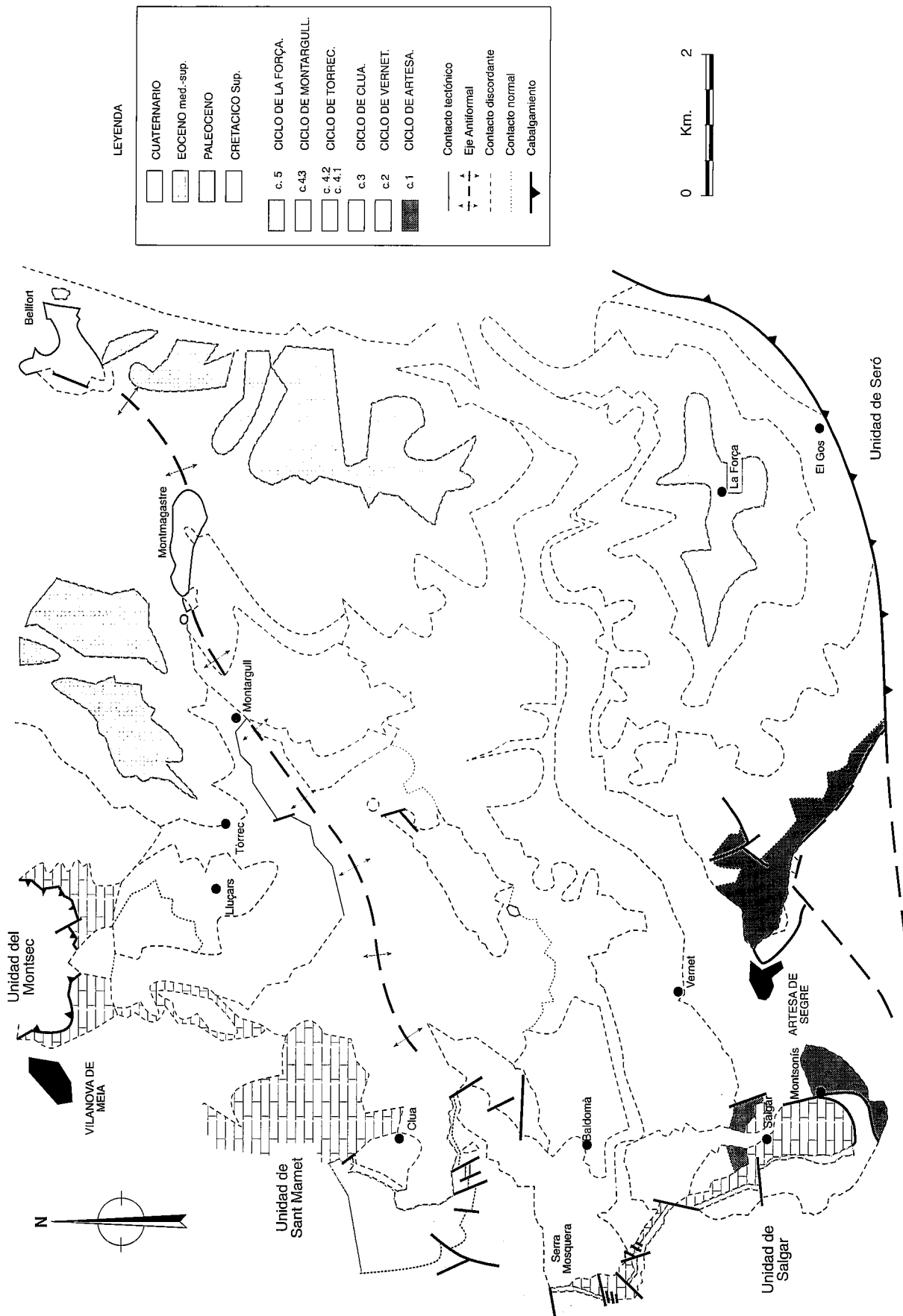


Figura 7. Mapa de distribución de los ciclos deposicionales descritos. Los nombres de los ciclos corresponden a núcleos de población próximos a cada uno de ellos.

*press*), la edad de estos depósitos se situaría en el Priabonense superior-Oligoceno basal (Riba *et al.*, 1975; Burbank *et al.*, 1992). En correlación con el área de Oliana-Peramola, este ciclo equivale a la Primera Unidad Conglomerática (Vergés y Muñoz, 1990), y a la Unidad Basal (Maestro y Serra, 1992) (Fig. 9).

Este ciclo corresponde a gran parte de la Unidad Conglomerática Superior. En las partes más distales equivale a la base de la Unidad Fluvial (Fig. 4). Los depósitos pertenecientes a este ciclo están muy afectados por el cabalgamiento de la Unidad de Sant Mamet y por la estructura antiformal equivalente de Clua-Montargull, que se extiende en dirección SW-NE (Fig. 7). Los diferentes abanicos aluviales depositados al frente de estas estructuras están plegados, mostrando sendas discordancias progresivas y angulares, como se puede observar en el abanico de Serra Mosquera y en el de Clua. La estructura de Clua-Montargull provoca la aparición de depresiones más reducidas, en los sinclinales creados en los rellanos traseros ("flat back") del bloque superior ("hangingwall") del cabalgamiento. En estas depresiones se desarrollan sistemas aluviales trenzados ("braidplains") discordantes, como los de Tórrec, Montmagastre y también al pie de la salida triásica de Bellfort (Fig. 7). Estos depósitos se asimilan a un ciclo superior.

Dentro del ciclo 3 ha sido posible diferenciar dos ciclos de menor orden, limitados por discordancias y relacionados con variaciones de alta frecuencia del nivel de base de la cuenca. Las discordancias se producirían durante la bajada del nivel de base, y aparecen fuertemente enfatizadas por la tectónica, o sea, por el emplazamiento de las unidades estructurales alóctonas. Estos subciclos se observan claramente en el área de Clua. En este sector más marginal aparecen separadas por discordancias angulares y por fuertes entradas de brechas. Estas brechas evolucionan frontalmente hacia conjuntos de conglomerados y arenas gruesas, con patrones de apilamiento de carácter progradante. En las áreas más distales, dentro de los depósitos fluviales donde los sedimentos aparecen concordantes, las subunidades se reconocen por marcados cambios de facies, caracterizados por fuertes entradas de materiales gruesos sobre facies más finas.

**Ciclo 4.-** La base de este ciclo corresponde a los depósitos de llanura aluvial trenzada descritos anteriormente, que aparecen en las pequeñas depresiones creadas en las partes traseras de la alineación estructural de St. Mamet-Bellfort (Fig. 8). Estos depósitos aparecen discordantes sobre los conglomerados y arenas del ciclo inferior. Más hacia el S evolucionan a facies fluviales meandriformes.

La parte superior del este ciclo corresponde a una marcada discordancia angular dentro de los depósitos terciarios, en el área del abanico aluvial de Comiols (Fig. 8). Hacia el centro de la cuenca esta superficie corresponde a una conformidad, definida por un marcado cambio de facies. Este ciclo se sitúa en el Oligo-

ceno inferior (Estampiense), en base a datos bioestratigráficos publicados en Riba *et al.*, 1975, Agustí *et al.*, 1987, Anadón *et al.*, 1989a, b y Burbank *et al.*, 1992.

Más hacia el N, aparecen importantes depósitos de conglomerados aluviales (Comiols, Peramola), los cuales progresivamente pasan a depósitos fluviales en el resto de la cuenca. Los conglomerados de este cuarto ciclo son poligénicos, con cantos carbonatados del Mesozoico y del Terciario inferior, y también de cuarzo y liditas del paleozoico. La alineación St Mamet-Montmagastre, que se extiende hacia la estructura cabalgante de Peramola, actúa como un importante paleorelieve, que afecta a modo de barrera topográfica la distribución del cuarto ciclo. Esta alineación únicamente es sobrepasada por los niveles más superiores de este ciclo (Fig. 8).

Dentro de este ciclo de mayor orden se han distinguido tres ciclos menores, limitados por discordancias angulares y erosivas (ciclos 4.1, 4.2 y 4.3; Fig. 9). Estos ciclos de menor orden están definidos por variaciones en el nivel de base de la cuenca. En áreas más septentrionales estos ciclos equivalen a las unidades de Ca l'Empurdanès, Pallerols y Aguilar descritas por Maestro y Serra (1992). Las dos primeras unidades aparecen discordantes sobre los depósitos plegados del tercer ciclo en el área del anticlinal de St. Mehí y el cabalgamiento de Peramola (más al N de la zona de estudio). El emplazamiento de estas estructuras es anterior al depósito de los materiales del cuarto ciclo, pero su avance hacia el S y el E y la formación del anticlinal frontal continúan durante el depósito de este ciclo 4.

**Ciclo 5.-** La erosión hace que este último ciclo sólo aflore parcialmente en el área estudiada. En base a la correlación (Maestro y Serra, *in press*) hacia zonas próximas (Hoja de Ponts, Riba *et al.*, 1975), se supone una edad Estampiense para este ciclo.

Las facies más proximales de este ciclo están bien expuestas en Comiols y en el área de El Corb y St. Honorat, en los márgenes formados por los depósitos mesozoicos de la Unidad del Montsec. Estos depósitos continentales sobrepasan la barrera topográfica creada por la alineación tectónica de St. Mamet-Montmagastre. Al frente de esta estructura se desarrollan cursos fluviales meandriformes y anastomosados relacionados con los sistemas fluviales de Comiols, El Corb-St Honorat y también de otros sistemas más septentrionales procedentes de los conglomerados de Berga (*sensu* Riba *et al.*, 1973, 1976). Estos depósitos finos se extienden hacia el S y el E aflorando en plataformas horizontales en las partes más altas de la actual topografía (Fig. 7).

En el área estudiada, la base de este ciclo muestra un marcado cambio de facies sobre los depósitos del ciclo 4 (Fig. 8). Este cambio se aprecia por la entrada de material conglomerático y microconglomerático sobre facies más arenosas. La granulometría de los depósitos de este ciclo es más gruesa que la de los ciclos anteriores, a causa de la progradación de los sistemas fluvio-aluviales hacia el centro de la cuenca (Maestro

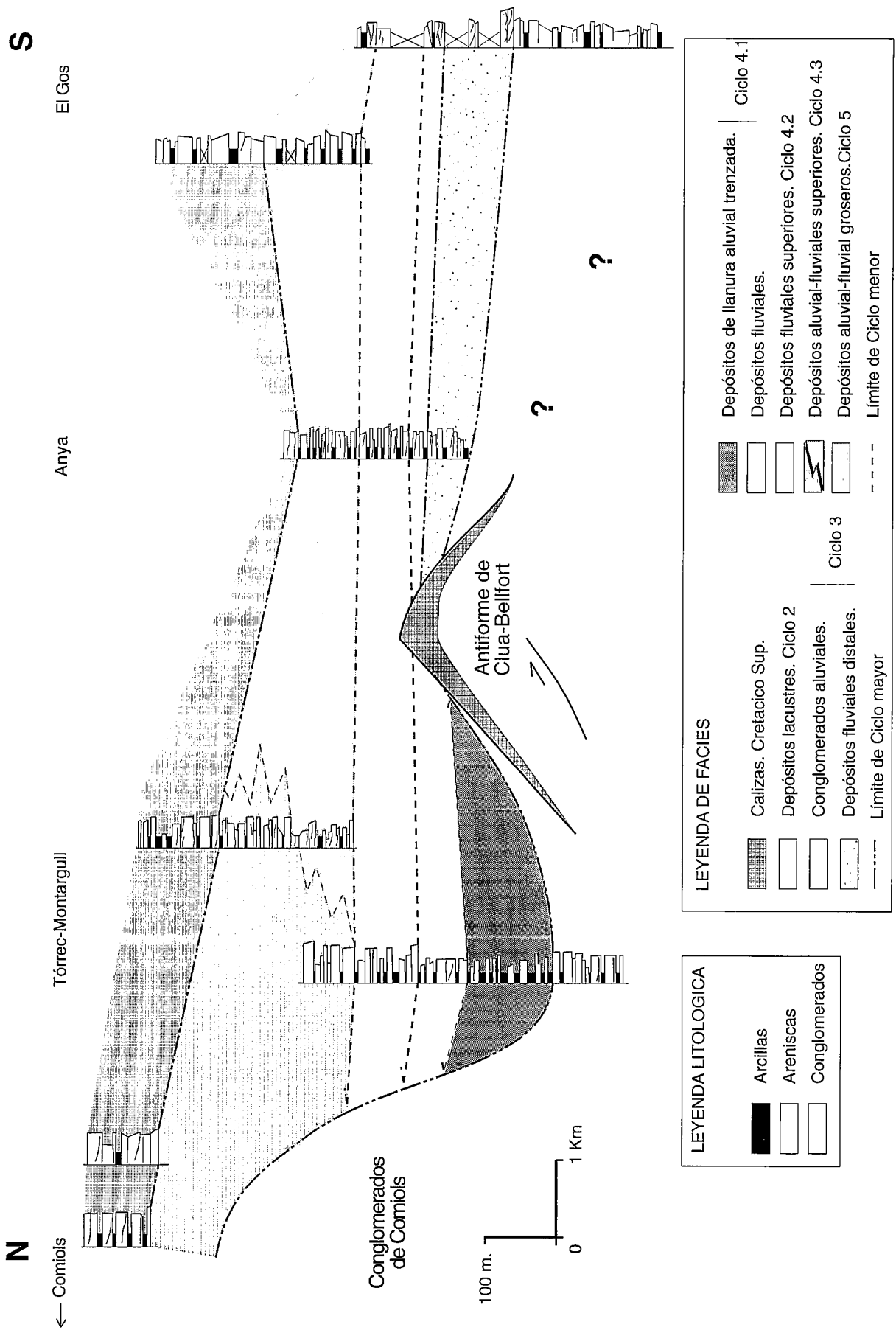


Figura 8.- Panel de correlación N-S de las series estratigráficas de detalle. Se muestra la distribución de los ciclos deposicionales 2° a 5° y su relación con el antiforme de Clua-Bellfort.

EDAD		Formaciones		Maestro i Serra, 1992 área Peramola-Oliana		Serra, 1992 y este trabajo área de Artesa de Segre		CICLOS 3 <sup>er</sup> ORDEN	CICLOS 4 <sup>o</sup> ORDEN	CICLOS 5 <sup>o</sup> ORDEN
OLIGOCENO INFERIOR	STAMPIENSE	Fm MOLASAS DE SOLSONA (Riba, 1967)	Fm CONGL. DE BERGA (Riba, 1967)	UNIDAD INFERIOR	U. POLIG	Ui. 4.2	CICLO 5	CICLO 5	POLIG (5.1)	U5. 1.2
						Ui. 4.1				U5. 1.1
					U. AGUILAR	Ui. 3.2	C. 4.3	CICLO 4	AGUILAR (4.3)	U4. 3.2
						Ui. 3.1				U4. 3.1
				U. PALLEROLS	Ui. 2.3	C. 4.2	CICLO 4	PALLEROLS (4.2)	U4. 2.3	
					Ui. 2.2				U4. 2.2	
				U. EMPORDANES	Ui. 2.1	C. 4.1	CICLO 4	EMPORDANES (4.1)	U4. 2.1	
					Ui. 1.2				U4. 1.2	
									U4. 1.1	
				EOCENO SUPERIOR	PRIABONIENSE SUPERIOR	Fm TOSSA	Fm CARDONA	UNIDAD BASAL	U. ST.MEHI	Ub. 2.3
Ub. 2.2	C. 3.1	U3. 1								
U. NUNCARGA	Ub. 2.1	CICLO 2	C. 1.2						CICLO 2	
	Ub. 1.2									

Figura 9. Correlación de las Formaciones descritas por Riba (1967) con los ciclos deposicionales definidos en los sectores de Artesa de Segre y Peramola-Oliana. Se muestra la jerarquía propuesta para los ciclos de diferente orden definidos en estas localidades.

y Serra, 1992). Se han distinguido dos ciclos de menor rango dentro de este quinto ciclo (ciclos.5.1 y 5.2; Fig. 9). Estos ciclos de menor orden muestran diversos cortes sedimentarios relacionados con cambios en el nivel de base de la cuenca. Los depósitos de este último ciclo representan los estadios terminales de la sedimentación molásica en el N de la Cuenca Central Catalana.

### Discusión

#### Parámetros que controlan los mecanismos de depósito:

El análisis de la estratigrafía secuencial en depósitos continentales, está relacionado con el estudio de los ciclos de cambio relativo del nivel de base de la cuenca. Los fenómenos de acumulación y erosión que se suceden en el tiempo se pueden relacionar con ciclos de tránsito del nivel de base ("baselevel transit cycles", Wheeler, 1964).

Del mismo modo que en los sedimentos relacionados con facies marinas, los conceptos utilizados en la estratigrafía secuencial son útiles para determinar la dinámica deposicional de los depósitos continentales. El estudio de las facies permite distinguir diferentes asociaciones relacionadas con la aparición de varios ambientes deposicionales. Los patrones de apilamiento en vertical, así como las variaciones laterales de las asociaciones de facies en los sedimentos que se encuentran limitados por superficies de discontinuidad, permiten separar diferentes prismas sedimentarios, los cuales se pueden relacionar con los cambios relativos del nivel de base de la cuenca.

Las superficies que separan estos ciclos se observan directamente en el campo y se pueden correlacionar lateralmente a lo largo de muchos kilómetros, a escala regional. Estas superficies están representadas por discontinuidades estratigráficas, caracterizadas por discordancias angulares y por cambios bruscos de facies,

en vertical y en lateral, producidos por variaciones rápidas de granulometría y por la implantación de cuerpos sedimentarios de diferente magnitud y de diferente génesis que los inmediatamente subyacentes.

Siguiendo los razonamientos de Wheeler (1964), las fluctuaciones del nivel de base se definen como fases cíclicas. Dentro de ellas se alternan momentos de erosión o hiato y momentos de deposición, en función de si el nivel de base está bajo o alto. Tal como expresan Rust y Koster (1979), los depósitos aluviales conglomeráticos son los componentes minoritarios del registro estratigráfico, ya que son los que tienen menor grado de preservación. Lo que realmente les confiere importancia es que son buenos registros de la influencia que la tectónica y el paleoclima han ejercido en la sedimentación y en la evolución de la cuenca. Son indicadores de relieves abruptos producidos por fallas intracratónicas y de sustanciales cambios climáticos, que se pueden, de algún modo, conocer y cuantificar.

En este sentido, hemos observado que los fenómenos de basculamiento ("tilting") que se producen en los márgenes de cuenca estudiada crean una subsidencia diferencial. El progresivo emplazamiento de las unidades estructurales favorece la creación de sistemas de fracturas, a través de las cuales se encauzan los diferentes sistemas deposicionales. Así, mientras en los frentes cabalgantes se desarrollan aparatos aluviales, en las zonas más deprimidas, donde la subsidencia alcanza los valores más elevados, se instalan ambientes lacustres-palustres. A su vez, estas áreas distales reciben los aportes procedentes de los sistemas aluviales y fluviales circundantes.

Las variaciones de tipo climático también son evidentes en la distribución lateral y vertical de las asociaciones de facies. La ciclicidad mostrada por los patrones de apilamiento, así como las superficies de discontinuidad estratigráfica, están relacionados con fenómenos asimilables a cambios del nivel de base. Estos cambios están inducidos por variaciones de carácter climático. Asimismo, la relación entre la energía del

sistema y el aporte de sedimento también viene dada por la posición relativa del nivel de base dentro de la cuenca (Uliana y Legarreta, 1989). De este modo, la cantidad de material potencialmente disponible proviene del grado de afectación tectónica, o sea, cuanto mayor sea el relieve creado, mayor será la cantidad de material que podrá resedimentarse en zonas adyacentes. Pero la subsidencia y el relieve no pueden traducirse en espacio de acomodación y aporte de material respectivamente, mientras no exista un nivel de base que en función de su posición relativa dentro de la cuenca, permita el transporte y el depósito del sedimento en relación con la energía del sistema.

#### *Relaciones entre ciclos sedimentarios y estructuras tectónicas:*

Las relaciones sintectónicas entre la distribución de los diferentes ciclos deposicionales y el emplazamiento de las unidades estructurales queda de manifiesto en las figuras 2 y 7. En la figura 2 se han representado las unidades tectónicas que forman parte de los diferentes sistemas de cabalgamientos que afectan esta área. La figura 7 muestra la distribución de los diferentes ciclos descritos. Las unidades estructurales están agrupadas en tres sistemas de mayor orden. Un grupo está formado por los cabalgamientos que poseen una dirección W-E (Montsec) y una dirección SW-NE (alineación St. Mamet-Montmagastre). Por otro lado las láminas de Salgar y Artesa de Segre constituyen otro sistema de cabalgamientos de dirección NW-SE. El tercer sistema mayor está representado por los cabalgamientos con direcciones W-NE (unidades de las Sierras Marginales), que forman las rampas laterales de Rubió, Marcobau, Seró, Oliola y Vilanova de l'Aguda, dentro de la zona de estudio.

Es importante resaltar las relaciones entre los tres sistemas tectónicos (Fig. 2). Los cabalgamientos pertenecientes al Sistema de Salgar-Artesa de Segre muestra un sentido de avance hacia el SW, afectando los depósitos superiores de la Fm. Barbastro, siendo el final del emplazamiento hacia el SW contemporáneo a la sedimentación de los materiales del Ciclo 1. Estas relaciones están de acuerdo con la posibilidad de asignar una edad Bartoniense-Priaboniense para el inicio del movimiento de los cabalgamientos de este sistema estructural. El inicio de este conjunto tectónico coincide con el sistema también activo de las Sierras Marginales, que se desplazan hacia el ESE. En las áreas de contacto por fractura entre unidades de ambos sistemas existen grandes acumulaciones de materiales triásicos (p.e. Alós de Balaguer).

El sistema tectónico formado por el cabalgamiento del Montsec, alineado W-E, y por la unidad de Sant Mamet-Montmagastre, de dirección SW-NE, permite deducir en la zona de estudio un giro progresivo de ambas unidades hacia el E. Este cambio de dirección podría estar provocado por el movimiento de emplazamiento hacia el ESE del sistema de las Sierras Marginales (s.s.). Este sistema corresponde a la unidad estructural inferior,

sobre la cual se apoyan las unidades de Sant Mamet y del Montsec, moviéndose conjuntamente hacia el ESE. Sin entrar en consideraciones de carácter más regional, se puede plantear la posibilidad de una dirección de emplazamiento para la lámina del Montsec más occidental que la que presenta actualmente. En Serra Mosquera (Fig. 2) se observa el contacto por falla entre la unidad de St. Mamet y la de Salgar-Artesa.

Tal como se representa en la figura 7, los diversos ciclos deposicionales descritos en esta zona presentan una dispersión, de inferior a superior, hacia el E y el SE. El primer ciclo, contemporáneo con la implantación del sistema de Salgar-Artesa, está fuertemente afectado por el sistema de las Sierras Marginales. El segundo ciclo se extiende de W a E y muestra relaciones discordantes con las unidades inferiores (Unidad de Salgar y Unidad de Seró). El tercer ciclo presenta claras relaciones sin- y posttectónicas con el cabalgamiento de St. Mamet. La parte inferior del cuarto ciclo se deposita en las pequeñas cubetas que se forman detrás de esta lámina cabalgante. La parte superior del cuarto ciclo está poco afectada por la tectónica regional y se extiende más hacia el S, llegando a sobrepasar la alineación estructural. El quinto ciclo aflora como extensos cuerpos horizontales, sin ninguna deformación aparente.

#### **Conclusiones**

Las principales conclusiones que hemos sacado del estudio de esta zona del N de la Depresión del Ebro donde afloran materiales continentales del Eoceno superior y Oligoceno pueden resumirse en los siguientes puntos:

a) Los sedimentos continentales que afloran al W del río Segre, al N de Artesa de Segre, constituyen el relleno sedimentario de una cubeta deposicional.

b) Esta cubeta está creada y limitada por el emplazamiento de varias unidades estructurales que se relacionan con los mantos superiores pirenaicos, caracterizados por el Montsec y las Sierras Marginales.

c) Las unidades descritas se agrupan en tres sistemas de pliegues y cabalgamientos de orden mayor. El primero está formado por la Sierra del Montsec y la de St. Mamet, de dirección W-E y SW-NE, respectivamente; el segundo está formado por las láminas de Salgar y Artesa de Segre, de dirección NW-SE; el tercero, por último, constituye las Sierras Marginales (s.s.), con dirección principal W-NE.

d) Las Unidades estructurales provocan la distribución de los diferentes sistemas deposicionales aluviales, que se encajan entre fallas de dirección SW-NE. La fuerte subsidencia localizada en la parte central de la cubeta, provoca la instalación de un sistema lacustre-palustre.

e) La ciclicidad que muestran los sedimentos continentales es fácilmente observable y se puede correlacionar a escala regional. Los ciclos deposicionales se describen a partir del estudio y clasificación de superficies de discontinuidad estratigráfica. Los patrones de apilamiento y los cambios laterales de facies que

muestran los sedimentos, comprendidos entre estas superficies, permiten la caracterización de los ciclos.

f) Esta ciclicidad está relacionada con cambios relativos del nivel de base de la cuenca, la cual puede o no corresponder con el nivel del mar. La diferente posición del nivel de base se refleja mediante un prisma de nivel de base bajo y un prisma de nivel de base alto. El cortejo sedimentario de nivel de base bajo se caracteriza por sedimentos groseros en facies brechoides y fluviales trenzadas. El nivel de base alto está representado por facies fluviales meandriformes, por detríticos lacustres y yesos en las zonas más distales de la cuenca.

g) En esta zona se observan las relaciones entre los efectos climáticos y la influencia de los cabalgamientos sobre la sedimentación. En las zonas más centrales de la cubeta deposicional las superficies de discontinuidad aparecen como marcados cambios de facies, sin ninguna relación angular entre los sedimentos de encima y de debajo de las superficies. Asimismo el apilamiento en vertical de los cuerpos sedimentarios presenta una clara disposición subhorizontal. En los márgenes, las superficies equivalentes se presentan como discordancias con un alto grado de angularidad y ocasionalmente de carácter progresivo.

h) Estas relaciones inducen a pensar que el efecto de la tectónica en la distribución de los sistemas deposicionales es sumamente elevado en las zonas marginales de la cuenca. En las áreas más centrales, el factor principal que actúa en la distribución y variabilidad de las facies responde a diversas fases relacionadas con cambios de tipo climático.

## Bibliografía

- Agustí, J., Anadón, P., Arbiol, S., Cabrera, LL., Colombo, F. and Saez, A. (1987): Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-eastern Spain (Ebro and Campins basins). *Münchener Geowiss. Abh.*, 10: 35-42.
- Anadón, P., Marzo, M., Riba, O., Sáez, A. and Vergés, J. (1989): Fan delta deposits and syntectonic unconformities in alluvial fan conglomerates of the Ebro basin. *4th. Inter. Confer. Fluvial Sediment. Exc. Guidebook, Publ. Sevei Geol. Catalunya*, p. 100
- Anadón, P., Cabrera, Ll. Colldeforns, B. y Sáez, A. (1989): Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *Acta geológica hispánica*, 24 (3-4): 205-230.
- Burbank, D.G., Vergés, J., Muñoz, J.A. y Bentham, P. (1992): Coeval hindward- and forward-imbricating thrusting in the south-central Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. *Geol. Soc. America Bull.*, 104:3-17
- Cabrera, Ll., Colombo, F. y Robles, S. (1985): Sedimentation and tectonics interrelationships in the paleogene marginal alluvial systems of the Ebro basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. *6th European Regional Meeting*. Lleida (Spain). Excursion guidebook, 10: 395-447.
- Doglioni, C., Bosellini, A. y Vail, P. (1989): Stratal patterns: a proposal of classification and examples from the Dolomites. *Basin Research*, 2: 83-95.
- Fisher, W.L. y McGowen, J.H. (1967): Depositional Systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions*, 17: 213-248.
- Guimerà, J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 121.
- Hardie, L., Smoot, J. y Eugster, H. (1978): Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, 2: 7-41
- Maestro, E. y Serra, J. (1992): Ciclicidad en los sedimentos del Eoceno final y Oligoceno inferior, al W del río Segre (NE de la Cuenca del Ebro). *Rev. Soc. Geológica España*, 5 (3-4): 117-136.
- Maestro Maideu, E. and Serra Roig, J. (*in press*): The upper Eocene-lower Oligocene deposits on the NE Ebro basin, W of the Segre river. En: (P.Friend y C.Dabrio, Eds) *The Tertiary Basins of Spain*. Cambridge University Press. (previsto para Agosto 1994).
- Nemec, W. y Steel, R.J. (1988): What is a Fan Delta and how do we recognize it?. *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting*. Part 1: 3-14.
- Pocoví, A. (1978): *Estudio Geológico de las Sierras Marginales Catalanas*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona. 218 p.
- 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.
- Riba, O. (1973): Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva. *Acta Geol. Hisp.*, 8: 90-99.
- Riba, O. (1976): Syntectonic unconformities of Alto Cardener. Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sediment. Geol.*, 15: 213-233.
- Riba, O., Ramírez del Pozo, J. and Maldonado, A. (1975): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 329 (34-13-Ponts), del Mapa geológico nacional a escala 1:50.000, IGME.
- Rust, B.R. y Koster, E.H. (1979): Coarse alluvial deposits. Facies Models in R.G. Walker Ed., *Geoscience Canada Reprint*, Series nº 1: 9-21.
- Sáez, A. (1987): *Estratigrafía y Sedimentología de las formaciones lacustres del Tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona. 353 p.
- Seguret, M. (1970): Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsedimentaire, rôle de la compression et de la gravité. Publ. USTELA, Montpellier, *Sér. Geol. Structural*, 2: 161.
- Senz, J.G. y Zamorano, M. (*in press*): Evolución tectónica y sedimentaria en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales Occidentales (Priab. sup.-Mioceno inf.). En: *Libro Homenaje a O. Riba. Instituto Tecnológico GeoMinero de España*.
- Serra, J. (1992): *Els sediments al·luvials, fluvials i lacustres de l'Eocè superior i l'Oligocè al sector W del riu Segre. Zona NE de la Conca de l'Ebre*. Treball de Recerca. Univ. Auton. Barcelona. 96 p.
- Serra, J., Capdevila J. y Maestro, E. (1992): Descripción e interpretación de las litofacies evaporíticas de Artesa de Segre (Eoceno superior del NE de la Cuenca del Ebro). *Geogaceta*, 11: 38-41.
- Solé Sugrañes, L. (1978): Gravity and compressive nappes in the Central Southern Pyrenees (Spain). *American Journal of Science*, 278: 609-637.
- Uliana, M.A. y Legarreta, L. (1988): Introducción a la estratigrafía secuencial. Análisis de discontinuidades estratigráficas. In: *Introducción a la estratigrafía secuencial y discordancias interregionales* (G. Gonzalez, C. Gulisano, L. Legarreta, A. Ricardi y M.A. Uliana, Eds.). *Asoc. Geol. Argentina e Inst. Argentino del Petróleo*, 56p.
- Verges, J. y Burbank, D. (1991): Penrose Short Field Trip Guides. I Can Boix, II Sant Llorenç de Morunys. *Penrose Simp. on Forel. Bas.*, Oliana, 16 p.
- Verges, J. y Muñoz, J.A. (1990): Thrust sequences in the southern central pyrenees. *Bull. Soc. Geol. France*, (8) VI-2: 265-271.
- Wheeler, H.E. (1964a): Baselevel, lithosphere surface, and time stratigraphy. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 75: 599-610.
- Wheeler, H.E. (1964b): Baselevel transit cycle. *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169: 623-9.

Recibido el 3 de mayo de 1993; aceptado el manuscrito revisado el 7 de diciembre de 1993.