

El Mesozoico de Artesa de Segre: precisiones estratigráficas y análisis tectónico-sedimentario del “frente” sudpirenaico entre Artesa y Camarasa (Pirineo catalán, España)

Juan ULLASTRE (*) y Alicia MASRIERA (**)

ABSTRACT

ULLASTRE, J. & MASRIERA, A. The Mesozoic of Artesa de Segre: stratigraphic precisions and tectonic-sedimentary analysis of the south-pyrenean “front” between Artesa de Segre and Camarasa (Catalonian Pyrenees, Spain).

The know mesozoic outcrops of Artesa de Segre at the southeastern limit of the South-Pyrenean Central Unit (Catalonian Pyrenees) is the object of: 1st, stratigraphical precisions; 2nd, some tectonic and sedimentary considerations which are the origin of a more extensive analysis. In this, are treated the space-temporal relationship of structural sedimentary order between the southern border of the South-Pyrenean Central Unit and the Tertiary of the foreland basin (Catalan Central Basin).

We intend to interpret correctly the different sedimentary episodes (detrital and evaporitic) of the foreland basin establishing their succession, dating them by Charophytes and following their cartography from the border of the Catalan Central Basin to above the South-Pyrenean Units.

As a result we have: 1st. that the occurrence of this south-pyrenean border must have taken place during the evaporitic sedimentation of the Upper Eocene; 2nd, that the post “nappe” sedimentation (Uppermost Eocene-Oligocene) is slightly conglomeratic at first, later evaporitic and finally once again detrital; 3rd, that the visible tectonic contacts are all younger. Finally there is a doubt whether the border studied was the true front of the South-Pyrenean Central Unit during the tangential phase of the Upper Eocene-Oligocene time.

Key words: Catalanian Pyrenees (Spain). Catalan Central Basin. South-Pyrenean front. Tectonics and sedimentation. Upper Eocene-Oligocene.

(*) Ronda Sant Pere, 50. 08010 Barcelona. España

(**) Museu de Geologia. Parc de la Ciutadella. 08003 Barcelona. España

RESUMEN

El conocido afloramiento de Mesozoico de Artesa de Segre, en el extremo SE de la unidad sudpirenaica central (Pirineo catalán), es objeto: 1º, de ciertas precisiones estratigráficas; 2º, de consideraciones tectónico-sedimentarias que constituyen el germen de un análisis más amplio, en el cual se trata de las relaciones espacio-temporales de orden estructural y sedimentario entre el borde S de la unidad sudpirenaica central y el Terciario del antepaís (Depresión Central Catalana).

Se pretende interpretar correctamente los diferentes episodios sedimentarios (detríticos y evaporíticos) del antepaís, estableciendo su sucesión, datándolos a través de las Carófitas y siguiéndoles cartográficamente desde el borde de la Depresión Central Catalana hasta encima mismo de las unidades sudpirenaicas.

Como resultado tenemos: 1º, que la aparición de este borde sudpirenaico debió producirse durante la sedimentación evaporítica del Eoceno superior; 2º, que la sedimentación post "manto" (Eoceno superior alto-Oligoceno) es discretamente conglomerática primero, evaporítica después y, por último, otra vez detrítica; 3º, que los contactos mecánicos visibles son todos tardíos. Finalmente, entra la duda sobre si en realidad el borde estudiado era el verdadero frente de la unidad sudpirenaica central durante la fase tangencial del Eoceno superior-Oligoceno.

Palabras clave: Pirineo catalán (España). Depresión Central Catalana. Frente sudpirenaico. Tectónica y sedimentación. Eoceno superior-Oligoceno.

INTRODUCCIÓN

El afloramiento que nos ha llevado a estudiar con cierto detalle unos 15 km del borde sudpirenaico entre Artesa y Camarasa (Fig. 2) tiene poco más de mil metros de largo (W/NW-E/SE) y constituye el cerro llamado Castellet (482 m), a cuyo pie se adosa la población de Artesa de Segre (provincia de Lleida).

Este asomo de Mesozoico (Fig. 3), circundado por terrenos detríticos continentales del Eoceno superior-Oligoceno, es, como los de Montmagastre y Bellfort más hacia el NE, un jalón, el más meridional, de la línea de accidentes del Segre que limita por el SE la unidad sudpirenaica central (Seguret, 1972) (Fig. 1).

El interés de su estudio es múltiple. Ante todo, conviene puntualizar la edad de los terrenos que lo forman, pues resulta lamentable que un afloramiento tan simbólico y de tan fácil acceso sea, hoy día, estratigráficamente tan mal conocido. Establecida su correcta estratigrafía, podremos estimar cual es su parentesco con las unidades cercanas. Analizando los contactos con la sedimentación molásica de su alrededor, constataremos los efectos tectónicos de antes y después de dicha sedimentación.

El dispositivo tectónico-sedimentario de Artesa, que se prolonga como veremos hacia el W, a lo largo del contacto entre las unidades sudpirenaicas y el Terciario del antepaís, nos permitirá argumentar la edad del emplazamiento final de la unidad sudpirenaica central al W del Segre y las fases tectónicas tardías.

En este estudio también, implícitamente, quedará en evidencia que la proximidad de las unidades sudpirenaicas a la cuenca sedimentaria del Paleógeno superior del antepaís no era óbice para que tuviera lugar una sedimentación evaporítica, que en este sector podríamos calificar de marginal e intermontana.

HISTORIA

Hace sesenta años que Misch (1934) se ocupaba con acierto del afloramiento mesozoico de Artesa de Segre. Los tres cortes que practicó entonces (fig. 30, p. 118 de la traducción española) dan fe de la calidad de su autor como observador y geólogo. En efecto, tanto la estratigrafía (salvo detalles) como la naturaleza de los contactos responden a la realidad. Sólo podemos acusar dos leves defectos: uno, muy comprensible, es no haber advertido la presencia de un pequeño afloramiento de margas abigarradas con vestigios de calizas y areniscas pertenecientes al Maastrichtiense y al Paleoceno continentales, pinzadas entre el Trías superior margo-yesoso (en el corte superior de los tres); el otro, haber considerado Jurásico medio lo que en realidad es Jurásico inferior, y haber atribuido al Campaniense-Maastrichtiense una parte de las calizas próximas a la cumbre, cuando en realidad son también materiales del Jurásico inferior (corte del medio).

Almela y Ríos (1947, p. 112) consideran el “diapiro” de Artesa de Segre análogo al de Montmagastre, y por tanto formado por Keuper y calizas del Campaniense, según ellos.

Ríos (1948, p. 264), dice que la masa principal del “diapiro” la supone (con reservas, por tanto) formada por calizas del Campaniense. Atribuye (con dudas también) al Eoceno un manchón de margas grises situado en el extremo NW. Constata correctamente la presencia de Trías superior con ofitas y la implicación en esa estructura de conglomerados inferiores al “Oligoceno” circundante.

Ríos y Almela (1953, p. 64) reproducen la fig. 26 del trabajo anterior (1948) y con ella los mismos errores estratigráficos. Reconocen con acierto el contacto sedimentario entre el Mesozoico y los conglomerados terciarios en la cumbre del cerro; sin embargo, en la fig. 23 este contacto viene señalado con una falla. En la p. 103 reproducen los cortes de Misch (1934) y en la p. 104 hacen un comentario de orden tectónico, reconociendo que “su carácter diapírico no es tan puro como aceptamos en un principio”.

En el mapa de Souquet (1967) no aparece señalado el afloramiento en cuestión.

En el mapa de Séguret (1972) figura como un afloramiento de Trías superior y Cretácico superior, reproduciendo por tanto las estimaciones de Ríos y Almela (1953).

I.G.M.E. (1980) en su mapa geológico 1:200.000 hoja 34, Hospitalet, señala junto a Artesa de Segre un afloramiento de Keuper con ofitas y Cuaternario.

El Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya (1989), en su Mapa geològic de Catalunya, a escala 1:250.000, nos lo indica como un afloramiento de Santoniense medio-Campaniense.

Por último, Serra *et al.* (1992), por un lado, desconocen o silencian las observaciones de Misch (1934), y, por otro, muestran desconocimiento de la estratigrafía del afloramiento de Mesozoico de Artesa de Segre al considerarlo formado por calizas del Paleógeno inferior (Thanetiense-Ilerdiense) contiguas a un Keuper que, según ellos, cabalga al Cuaternario y al Eoceno superior-Oligoceno meridionales.

En resumen, a excepción de las atinadas observaciones de Misch (1934), la estratigrafía consignada por todos los autores es errónea en su mayor parte o desatinada en el caso de Serra *et al.* (1992).

En relación al borde sudpirenaico entre Artesa y Camarasa (sur de las Sierras marginales leridanas) los estudios antiguos de Birot (1935), (1937), Misch (1934), Ríos y Almela (1953), con todo y ofrecer buenos datos de observación, no tienen la precisión suficiente en cuanto a la estratigrafía del Terciario del antepaís ni en cuanto a los contactos entre este Terciario y el Mesozoico-Cenoico sudpirenaicos, para aproximarse a un conocimiento real de los hechos y tratar de interpretarlos.

Modernamente, este borde sur de las Sierras marginales ha sido representado en los muchos mapas y esquemas tectónicos publicados sin tener por base, al parecer, un análisis minucioso del mismo. Y aunque un intento de mejorar su conocimiento lo tenemos en la publicación de Martínez-Peña y Pocoví (1988), la cartografía del sector que nos ocupa es imprecisa, el texto tiene una gran carga teórica y la exposición detallada de hechos evidentes es escasa, con lo cual, su trabajo no puede ser utilizado sin precaución como fuente documental y de razonamiento.

LOS MATERIALES Y SU EDAD

1. El Mesozoico de Artesa de Segre (Fig. 3)

Trías superior margo-yesoso (K)

Margas abigarradas, yesos y ofitas, clásicamente atribuidas al Keuper, que afloran en una franja a lo largo del contacto meridional. Las ofitas se encuentran en su extremo SE, donde la existencia de un desafortunado vertedero (habida cuenta el carácter de singular mirador que tiene el Castellot para la población de Artesa y sus alrededores) impide observar el contacto con el Terciario.

Trías terminal y Lías inferior (Ll)

Por comodidad cartográfica agrupamos aquí todas las facies carbonatadas que se encuentran por encima del Trías margo-yesoso y por debajo del *hard-ground* ferruginoso, de valor regional, sobre el que yacen las margo-calizas que marcan el comienzo del Lías medio-superior. Cabe hacer algunas distinciones esenciales de abajo a arriba (Fig. 3, corte A):

a) niveles calcareo-dolomíticos en bancos centimétricos a decimétricos con hileras margosas. En general son dolomías brechoides o en lajas y calizas micríticas. Su atribución al Rhetiense-base del Hettangiense, en las regiones sudpirenaicas, es comúnmente aceptada (Garrido y Ríos, 1972; Fauré, 1984).

b) tramo rojo (br) (2-5 m), en ocasiones rellenando oquedades erosivas del substrato carbonatado, compuesto de arcillas, areniscas y microconglomerados poligénicos con la eventual presencia de cantos centimétricos de rocas volcánicas derivadas de la erupción ofítica. Se trata de la "brecha ferruginosa" de Garrido y Ríos (1972) y Ramón (1989), con la cual, según estos autores, se inicia el Hettangiense. Fauré (1984) admite, no obstante, al menos para ciertas regiones sudpirenaicas, la presencia de calizas hettangienses por debajo de la "brecha ferruginosa"

c) en discordancia sobre el tramo anterior se superpone una potente serie, que constituye la masa principal del Mesozoico de Artesa, de brechas dolomíticas, dolomías, calizas en lajas a veces oolíticas (“calcaires à microrhythmes” de Fauré, 1984) del Hettangiense-Sinemuriense. En el nivel 1 del término c (Fig. 3, corte A) hemos recogido una oomicrita con la eventual presencia de restos de Dasycladáceas y en el nivel 2 una oosparita con restos de Crinoideos, Foraminíferos, Algas y conchas de Moluscos.

Lías medio-superior (L2)

Aparece únicamente en el corte A de la Fig. 3. Está por encima del término c del Lías inferior y por debajo de los conglomerados discordantes del Paleógeno superior. Es un paquete de calizas arcillosas y margo-calizas en el que hemos recogido Pectínidos y Belemnites.

Cretácico superior marino (Cs)

Está representado en unos bloques de origen no bien esclarecido que ocupan el mismo vértice del Castellot y en un afloramiento que constituye el característico cerro monolítico (Fig. 3, corte B) al S de dicho vértice.

En el corte B se observa: gravas y arenas de cuarzo (Cs a) (cf. “conglomerados de Adraent”, que constituyen en el ámbito regional la base de la transgresión senoniense); calizas arenosas y margo-calizas con Hippurites, Coralarios, etc. (Cs b) (el nivel “1” contiene *Hippuritella lapeirousei* (Goldfuss) del Campaniense superior-Maastrichtiense inferior, según el dictamen de J. M. Pons); siguen calizas bioclásticas en las que no hemos sabido encontrar organismos característicos (una lámina procedente del nivel “2” y examinada por M. Bilotte ha mostrado, sin embargo, una sección de Foraminífero atribuible con reservas a? *Fascispira colomi* Silvestri).

Maastrichtiense-Paleoceno continentales (Mc 1-2-3; E 1-2)

El paso del Senoniense superior marino (Cs b) a las calizas lacustres de la base del Maastrichtiense continental (Mc 1) se efectúa mediante una brecha caliza intraformacional netamente visible en el corte B de la Fig. 3. Al NW del referido corte, el Maastrichtiense continental (Mc 2-3) y el Paleoceno continental (E 1-2) aparecen en forma de pequeñas láminas tectónicas englobadas en el Trías superior margo-yesoso (Fig. 3, corte C). El Maastrichtiense continental (Mc 2-3) está representado por margas y calizas con *Septorella ultima* Grambast y areniscas (cf. “arenisca con reptiles”) (Ullastre y Masriera, 1983). Los materiales atribuidos al Paleoceno son margas amarillentas con *Microcodium*.

2. Correspondencia con el borde sudpirenaico occidental

En el afloramiento de Mesozoico de Artesa, a partir del análisis cartográfico y estratigráfico, podemos distinguir: a) los pequeños retazos de Senoniense superior marino y el Maastrichtiense y Paleoceno continentales implicados en la tectónica del borde SW; b) la masa principal formada por Trías superior, Trías terminal - Lías inferior y Lías medio-superior.

La sucesión estratigráfica del Senoniense-Paleoceno es análoga a la observada en las cercanas unidades de Montsonís y Aixèrà-Arquells (Fig. 2), con la única diferencia de que el tramo de arenisca (Mc 3) (cf. "arenisca con reptiles") en Artesa de Segre pertenece al horizonte "1" de minerales pesados definido por Masriera y Ullastre (1981, 1982), que no está representado en los afloramientos de las unidades de Montsonís y Aixèrà-Arquells (en estas unidades es el horizonte "2" el que está presente).

En cuanto a la serie liásica, que también falta en las mencionadas unidades, el afloramiento de Artesa se aproxima a la observada al S de las unidades de Boada y Sant Jordi (Fig. 2). En efecto, la presencia de Lías medio-superior fosilífero es constante en Boada y Sant Jordi, y las características del Trías terminal-Lías inferior son muy semejantes.

La "brecha ferruginosa" (br) del Lías inferior basal hasta el momento sólo había sido señalada por los autores en el sierra del Montsec y en Aragón. Evidentemente, al S del Montsec (Sierras marginales), no es siempre fácil reconocerla debido a las circunstancias de los afloramientos (v.g. bóveda anticlinal de Senoniense de Sant Mamet, en la que no conocemos ningún corte que muestre completo el substrato jurásico y triásico). Sin embargo, en las inmediaciones de Camarasa (SW de Boada, cresta del pueblo de Camarasa, cerro de Sant Salvador a la orilla derecha del Segre) y en la ermita de Santa Maria d'Acull (Os de Balaguer) hemos constatado su presencia; en esta última localidad aparece en una sucesión muy clara y completa que va del Trías superior margo-yesoso al Lías medio-superior.

3. El Terciario del antepaís entre Artesa y Camarasa

Forma un anticlinal con núcleo yesífero fuertemente diapirizado, que designamos con el nombre local de anticlinal de Cubells-Montclar (Fig. 6). Constituye un segmento de la "ride de gypse" (Garrido y Ríos, 1972), llamada también "anticlinal de Barbastro-Balaguer" (Martínez Peña y Pocoví, 1988).

A ambos flancos del anticlinal, y por encima de los yesos Y1 a - Y1 b (Figs. 2 y 6), se superponen: una serie detrítica Cg 1; un episodio evaporítico Y2, y una segunda serie detrítica Cg 2. La identidad litológica y cronológica de los materiales posteriores a los yesos de uno y otro flanco nos parece evidente.

Y1 a

Son yesos blanco-grisáceos con hiladas margo-arcillosas, replegados y diapirizados, que hacia el E de Ponts (Fig. 1) se integran en la serie evaporítica de la Depresión Central Catalana. Se consideran de edad Eoceno superior. Pertenecen a la llamada "Formación yesos de Barbastro" (Riba *et al.*, 1975).

Y1 b

Se trata de una formación yesífera no descrita que, en el sector estudiado, se extiende entre Camarasa y el NE de Cubells (Fig. 2) por el flanco N del anticlinal. Es un paquete (de varias decenas de metros en Camarasa) de yesos nodulares y lamina-

res de color blanco-rojizo, regularmente estratificados, que tienen por muro los yesos Y1 a, a los que se pasa súbitamente (?contacto discordante), y que por el techo es transicional a la serie detrítica Cg 1. Se caracteriza, además de por el aspecto general que le da la coloración, por la particularidad de incluir, en la masa yesífera y dispersado en ella, material detrítico de origen sudpirenaico. En efecto, estas inclusiones se concretan al E en la eventual presencia de cuarzos bipiramidados microscópicos de verosímil origen triásico, mientras que, hacia el W, a esos elementos minúsculos muy abundantes se les juntan cantos milimétricos a centimétricos de calizas del Triás terminal - Lías inferior, del Cretácico superior, de calizas con Alveolinas del Ilerdiense y de calizas con Alveolinas del Eoceno medio-superior (biozona de *A. elongata*), que aparecen aquí y allá englobados por el yeso.

La potencia y contenido detrítico de esta formación evaporítica aumenta hacia el W, al otro lado del Segre (Gerb), fuera del área estudiada.

Cg 1

Es una serie detrítica formada por una discreta masa de conglomerados que se aplican en discordancia sobre el Mesozoico de las unidades sudpirenaicas y que, lateralmente y hacia lo alto, pasan a materiales más finos de origen fluvio-lacustre. En general son limos arcillosos y areniscas, pardo-rojizos y grisáceos. En un tramo decamétrico, muy constante, de margo-calizas grises, se constata la presencia de Ostrácodos y Carófitas.

Las floras recogidas en los yacimientos de Carófitas 2, 3 y 4 (Fig. 2) son las siguientes:

Yacimiento 2 (Foradada): *Lychnothamnus longus* Choi, 1989 y *Gyrogona caelata* (Reid et Groves) Grambast, 1956; Ostrácodos; cuarzos bipiramidados de origen triásico.

Yacimiento 3 (NW de Cubells): *Lychnothamnus longus*, *Nodosochara jorbae*, Choi, 1989 y *Harrisichara tuberculata* (Lyell) Grambast, 1957; Ostrácodos; fragmentos de Gasterópodos; yeso lenticular microscópico; cuarzos bipiramidados.

Yacimiento 4 (Camarasa): *Gyrogona caelata*.

En el flanco S del anticlinal de Cubells-Montclar, al W de Cubells (Fig. 2) y al S del Camí de la Serra Blanca (Fig. 6), el término Cg 1 contiene un nivel en el que abunda la *Gyrogona caelata*.

El material recogido en los expresados yacimientos lo hemos comparado con el procedente de los yacimientos tipo de Jorba y de La Panadella (provincia de Barcelona) ("Formación molasa de Artés", Riba, 1967) que fueron estudiados por Choi (1989).

Luego, las floras señaladas indican una edad Eoceno superior alto para la serie detrítica Cg 1 de los dos flancos del anticlinal de Cubells-Montclar.

Y2

Episodio evaporítico intercalado entre los términos detríticos Cg 1 en el muro y Cg 2 en el techo. Está formado por algunas decenas de metros, a lo sumo, de yesos blanco-grisáceos bien estratificados que, como muy bien observó Misch (1934) al S del sinclinal de Rubió, llegaron a depositarse casi directamente sobre los incipientes

relieves sudpirenaicos (Serra d'Aixerà-Arquells) (Fig. 2) después de un breve episodio conglomerático (Cg 1), que Ríos y Almela (1953, p. 104) no reconocieron.

Estos yesos Y2, denominados “yesos de Artesa de Segre” (Serra *et al.*, 1992), se encuentran en ambos flancos del anticlinal de Cubells-Montclar (Fig. 6) y continúan hacia el E por los flancos de los anticlinales de Vilanova de l'Aguda (NE de Ponts) y de Sanahuja (SE de Ponts) (Fig. 1). (Riba *et al.*, 1975) y hacia el W por encima de la unidad de Sant Llorenç de Montgai, etc., una y otra continuación fuera del área estudiada.

El yacimiento de Carófitas 1 (Fig. 2), al E de Artesa de Segre, y que se encuentra inmediatamente encima del último nivel de yesos, (Y2) contiene: *Girogona caelata* y *Chara* sp. II Choi, 1989, formas atribuibles al Eoceno terminal. Con ello es probable que los yesos Y2 sean todavía eocenos.

Cg 2

Segunda serie detrítica de conglomerados discordantes sobre los paleorelieves sudpirenaicos en las facies proximales, y de areniscas y limos arcillosos, rojizos y pardo-amarillentos en las facies más distales. Estos materiales corresponderían a la llamada “Formación molasa de Solsona” (Riba, 1967). Posiblemente, en su mayor parte, son del Oligoceno.

EL DISPOSITIVO TECTÓNICO-SEDIMENTARIO

1. El dispositivo de Artesa de Segre y los problemas que sugiere

En el afloramiento de Mesozoico de Artesa de Segre se observa (Figs. 3 y 6): a) por el NE, que los conglomerados del complejo detrítico Cg 1 del Eoceno superior alto yacen en contacto sedimentario discordante sobre los materiales carbonatados del Lías; b) por el SW, que un accidente subvertical basculó hacia el N el Mesozoico y su cobertera discordante y lo puso en contacto mecánico con los conglomerados Cg 1 meridionales.

Este dispositivo indica:

a) la existencia de una fase tectónica previa o concomitante a la sedimentación Cg 1; b) que esta fase tectónica no originó relieves de mucha energía por tres razones: 1ª, la limitada extensión horizontal y vertical de las facies proximales (conglomerados groseros); 2ª, el hecho de concluir la sedimentación terrígena Cg 1 con un notable episodio evaporítico (Y2) que implica un débil gradiente erosivo entre la cubeta evaporítica y las unidades sudpirenaicas emergidas; 3ª, por el hecho también de que dichos yesos (Y2) se depositaron al mismo tiempo sobre el antepaís al E de Artesa de Segre y sobre las propias unidades sudpirenaicas;

c) la existencia de una importante tectónica tardía responsable de los contactos mecánicos actualmente visibles; d) que sobre la base de los contactos mecánicos visibles, por el hecho de ser tardíos, no puede saberse nada en relación a la evolución tectónica anterior.

Con el objeto de afianzar estas sugerencias, hemos extendido las observaciones del dispositivo tectónico-sedimentario hacia el W, hasta el pueblo de Camarasa a unos 15 km de Artesa de Segre, a lo largo del borde S de la unidad sudpirenaica central que, en general, se ha convenido en llamarle "frente".

2. Su extensión hacia el W

El análisis cartográfico nos muestra (Fig. 2) que la sucesión Cg 1 - Y2 - Cg 2, que se observa al E de Artesa de Segre, continúa hacia el W por el S de la unidad de Montsonís, cubeta sinclinal de Rubió (al NW de la unidad Aixera-Arquells) y S de la unidad Boada-Sant Jordi, constituyendo los términos superiores a los yesos (Y1) del núcleo del anticlinal de Cubells-Montclar; es preciso puntualizar de nuevo que esta sucesión se repite a uno y otro flanco de dicho anticlinal (Fig. 6).

El flanco N, no obstante, ha sido motivo de mayor atención, por cuanto a través de él pueden conocerse las relaciones sedimentarias originales entre la cuenca de antepaís y el material de las unidades sudpirenaicas. Al efecto hemos elaborado dos esquemas geológicos de detalle (Figs. 4 y 5) que a continuación comentaremos.

A. El sector de Foradada

Al S del Mesozoico sudpirenaico de la Serra de Montsonís (Fig. 2), en el mismo pueblo de Foradada (fig. 4), se puede advertir que las facies conglomeráticas marginales del complejo detrítico Cg 1 se aplican directamente en contacto sedimentario discordante contra diferentes escamas de material sudpirenaico (Lías inferior, Cretácico superior) (Fig. 4, cortes A y B). Estos conglomerados constituyen una especie de antiguo cono de deyección, que tanto hacia el E como hacia el W y el S pasa rápidamente por cambio lateral de facies a materiales más finos. Este fenómeno se aprecia con gran nitidez al E de Foradada, donde también puede comprobarse cómo los yesos Y2 se superponen a los conglomerados Cg 1 (muy ricos en cuarzos triásicos en este lugar).

El término Cg 1 al NW de Foradada ha sido datado, gracias al yacimiento de Carófitas 2 del que ya hemos dado cuenta, como del Eoceno superior alto. Al SW de Foradada, y en indiscutible continuidad sedimentaria, se superponen a él los términos Y2 y Cg 2. Hacia el SE (Marcobau) (Fig. 2) el contacto sedimentario, entre el término Cg 1 y los yesos Y1 a, nos parece evidente.

Esa discordancia traduce la existencia de un antiguo accidente en este borde sudpirenaico, removilizado por accidentes tardíos subverticales situados especialmente entre las escamas con material discordante del antepaís y el Trías superior de la base del Mesozoico-Cenozoico de la Serra de Montsonís.

Para nosotros es patente que el dispositivo tectónico-sedimentario de Artesa de Segre se concreta en Foradada donde fosiliza el borde sudpirenaico por un lado y está en continuidad sedimentaria con los materiales del antepaís por el otro.

En párrafos anteriores hemos reiterado que existe identidad litológica y cronoestratigráfica entre los términos de uno y otro flanco del anticlinal de Cubells-Montclar;

hemos visto también que aquí, en Foradada, se repite el dispositivo de Artesa con la particularidad de que cicatriza el “frente” sudpirenaico. En consecuencia, nos parece una arbitrariedad afirmar que: “bajo la sierra de Sant Mamet (unidad al S del accidente del Montsec) hay una rampa de bloque inferior constituido por materiales detríticos del Eoceno superior que son visibles en el pueblo de Artesa de Segre”. (Traducido del catalán) (Hist. Nat. PP. CC., vol. 2, Geología II, p. 64).

B. El sector de Camarasa

A partir del W de Foradada, y hasta Camarasa, el contacto entre el borde sudpirenaico y el Terciario del antepaís se realiza por medio de fallas subverticales poco cabalgantes (Fig. 2). No obstante, a menos de 3 km al E de Camarasa, pueden verse ya los conglomerados del término Cg 1 discordantes sobre el Cretácico superior (Fig. 5, corte C); por encima y en continuidad sedimentaria se encuentran los yesos Y2 y los conglomerados Cg 2.

En el pueblo mismo de Camarasa, los materiales terrígenos Cg 1, con una discreta presencia de conglomerados basales, están en contacto sedimentario discordante sobre una complicada yuxtaposición de retazos de terrenos diversos (Fig. 5), lo que pone en evidencia que los conglomerados Cg 1 cicatrizan un antiguo accidente responsable de dicha complejidad tectónica, siendo, sin embargo, difícil de pronunciarse sobre su geometría.

Al S de Camarasa el complejo detrítico Cg 1 forma un pequeño sinclinal en cuyo núcleo se encuentran los yesos Y2; su flanco N son los materiales discordantes antes señalados; su flanco S está invertido en el meridiano mismo de Camarasa donde buza entre 50 y 60° hacia el S (Fig. 5, corte B), mientras que hacia el E adopta una posición normal con buzamientos entre 70 y 80° al N. Recordaremos que la edad del término Cg 1, fijada a través de las Carófitas (yacimientos 3 y 4 de la Fig. 2), es Eoceno superior alto.

El contacto entre el término Cg 1 y los yesos Y1 a, del anticlinal de Cubells-Montclar, se hace por medio de los yesos Y1 b, con un remarcable contenido de elementos detríticos de origen sudpirenaico como ya se ha dicho. Pensamos que esta formación evaporítica detrítica rojiza es el signo de una irrupción del borde sudpirenaico, al W de la línea de accidentes del Segre, en el seno de la cuenca evaporítica del antepaís; la edad de esta fase tectónica sería intra Eoceno superior, teniendo en cuenta la expresada cronología de los materiales que estratigráficamente están por encima de esa formación Y1 b.

A poco más de 4 km al SE de Camarasa (Fig. 6), al flanco S del anticlinal de Cubells-Montclar contiene términos litológica y cronológicamente equiparables a las de su flanco N plegado en estrecho sinclinal.

Hasta aquí nuestras observaciones y nuestra interpretación. Ahora, habiendo sido justamente este sector objeto del ultraísmo aloctonista, por parte de Muñoz *et al.* (1989), nos permitiremos hacer una digresión crítica al respecto.

Estos autores, en las p. 69 a 72 de su escrito, se ocupan del “cabalgamiento frontal” de las Sierras marginales en los alrededores de Camarasa, presentando un corte interpretativo N-S (p. 72, fig. 25) que pasa por esta población y corta el anticlinal yesífero meridional (anticlinal de Cubells-Montclar en nuestra Fig. 6). En este corte, los autores suponen que los materiales “5-6” (= Cg 1 - Y2 - Y1 b, de nuestras Figs. 5 y 6), comprendidos entre su “Bartoniense: 2” de Camarasa (= E 5-6, de nuestra Fig. 5) y los

yesos del núcleo del anticlinal (Y1 a, en nuestra Fig. 6), son alóctonos respecto del flanco S del mismo anticlinal (es decir: lo que para nosotros es el flanco N –replegado– del anticlinal de Cubells-Montclar, para ellos es un paquete alóctono en serie normal desplazado hacia el S junto con los materiales del “frente” sudpirenaico).

Esta interpretación no tiene en cuenta: 1º, la polaridad de los materiales detríticos “5-6” de su fig. 25; 2º, la edad de estos materiales; 3º, la sucesión de materiales del flanco S del anticlinal de Cubells-Montclar y la edad de los mismos; 4º, el dispositivo regional al E de Camarasa. A juzgar por el hecho de que los materiales “6” de su fig. 25 están en blanco y que también en blanco figuran los materiales que imaginan por debajo de los yesos de la “Formación Barbastro” (= Y1 a, de nuestra Fig. 6), que forman el núcleo del anticlinal de Cubells-Montclar, pensamos que los autores equiparan los unos a los otros, de lo cual resultaría que dichos materiales “6” (= Cg 1 - Y2 - Y1 b, de nuestra fig. 5) serían bartonienses y más antiguos que los yesos Y1 a. Esto nos parece totalmente erróneo. Insuficientes observaciones y prejuicios de escuela estarían en la base de esta infundada interpretación.

FASES TECTÓNICAS

Las fases tectónicas, deducidas o evidentes, implicadas en el contacto entre el Mesozoico-Cenozoico sudpirenaico y el Terciario del antepaís son:

1ª, fase intra Eoceno superior, responsable de la irrupción de las unidades sudpirenaicas en la cuenca evaporítica (Y1 a) del antepaís. Coetáneamente y/o a continuación de esta fase se produjo: a) sedimentación evaporítica (Y1 b) con inclusión de material detrítico sudpirenaico; b) sedimentación molásica cicatrizante (Cg 1) del Eoceno superior alto, en facies distales sobre los yesos Y1 a - Y1 b por el S y en facies proximales directamente sobre las unidades sudpirenaicas por el N; c) sedimentación evaporítica Y2 acompañada o seguida de sedimentación molásica Cg 2 del Eoceno terminal-Oligoceno.

2ª, pulsaciones intra Oligoceno inferior, con sedimentación molásica Cg 2 concomitante; localmente (NW) en facies proximales y en facies distales en el resto.

3ª, fase (probablemente múltiple) intra y post Oligoceno, responsable de todos los contactos mecánicos actualmente visibles, los cuales, en cierta medida, no obstante, es verosímil que coincidan más o menos con la ubicación de anteriores accidentes.

Nuestros resultados no discrepan, en lo esencial, con los dados a conocer por Riba *et al.* (1975) en su estudio de la vecina hoja geológica de Ponts.

CONCLUSIONES

Únicamente argumentos indirectos de orden sedimentario permiten imaginar la evolución tectónica de este borde sudpirenaico.

Todos los contactos mecánicos actualmente visibles no traducen más que las últimas etapas de dicha evolución.

Así pues, sólo teniendo presentes estas dos premisas incontestables, podremos tratar de concluir sin extralimitaciones.

1º, durante la sedimentación evaporítica del Eoceno superior (Y1 a - Y1 b) es cuando el borde meridional de la unidad sudpirenaica central al W del río Segre irrumpe, moderadamente, en la cuenca del antepaís, como lo sugiere el contenido detrítico del término Y1 b.

2º, la sedimentación del Eoceno superior alto-Oligoceno, Cg 1 (detrítica) - Y2 (evaporítica) - Cg2 (detrítica), en cualquier caso discretamente conglomerática (serie post "manto"), es posterior a la fijación de dicho borde, por el hecho de que los términos de esta sedimentación pueden seguirse cartográficamente desde la Depresión Central Catalana al E de Ponts hasta encima mismo del borde de la unidad sudpirenaica central donde se depositó en discordancia.

3º, la diapirización del núcleo yesífero del anticlinal de Cubells-Montclar (segmento oriental del anticlinal de Barbastro-Balaguer) es un fenómeno tardío que obedece a causas aún sin dilucidar. Los contactos mecánicos visibles entre el Mesozoico-Cenozoico sudpirenaico y el Terciario del antepaís son todos post "manto", en general subverticales y en todo caso poco cabalgantes.

4º, la energía de los relieves actuales es obra de las más recientes etapas de la evolución morfotectónica del borde sudpirenaico en cuestión.

Antes de concluir, invitamos al lector a que reflexione sobre lo que, a nuestro entender, es una desconcertante paradoja: donde las teorías del momento sitúan, el "cabalgamiento frontal sudpirenaico", las grandes masas de conglomerados sin y post tectónicos del Eoceno superior-Oligoceno son de una extrema modestia, mientras que en las llamadas "rampas laterales" del Segre (v.g. Oliana) los terrenos sincrónicos están constituidos por enormes masas de conglomerados sin y post orogénicos, que testimonian la brutal actividad tectónica concentrada en la línea de accidentes del Segre durante esta época de la compleja historia de las unidades sudpirenaicas catalanas.

Concluyendo: ¿no será acaso que, durante el Eoceno superior-Oligoceno, el verdadero frente de la unidad sudpirenaica central estaba en su borde SE, es decir en la línea de accidentes del Segre?

ADDENDA

La redacción del presente trabajo fue terminada en Julio de 1993. Posteriormente, otoño de 1994, ha aparecido un estudio que interesa el sector de Artesa de Segre y que por ello consideramos debe ser mencionado; se trata de: 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.

Sin tener cabida aquí el análisis crítico pormenorizado que tenemos hecho de este trabajo, nos parece de gran mérito por parte de sus autores (teniendo en cuenta

la arrolladora corriente teórica del momento) la circunstancia de haber consignado (partiendo de un análisis de los hechos) que “el sistema estructural de las Sierras Marginales, sobre el cual se apoyan las unidades de Sant Mamet y del Montsec, se movieron conjuntamente hacia el ESE” (p. 88). Esto, lógicamente, durante las fases tectónicas del Eoceno superior-Oligoceno, con las cuales se relacionan los sedimentos por ellos estudiados.

BIBLIOGRAFÍA

- Almela, A. y Ríos, J.M. 1947. Explicación al mapa geológico de la provincia de Lérida. Escala 1: 200.000. 193 pp. *I.G.M.E.*, Madrid.
- Birot, P. 1935. Essai sur la morphologie des Pyrénées catalanes. Étude des formes structurales fossiles. *Annales de Géographie*, **44** (249): 225-253.
- Birot, P. 1937. Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles. 318 pp. *J.B. Baillière et fils*, Editeurs. Paris.
- Choi, S.J. 1989. Les Charophytes du bassin potassique catalan (Nord-Est de l'Espagne à la limite Éocène - Oligocène. *Paléobiologie continentale*, **16** (1):1 - 68, 16 pl.
- Fauré, Ph. 1984. Le Lias de la partie centro-orientale des Pyrénées espagnoles (provs. de Huesca, Lérida et Barcelona). *Bull. Soc. Hist.Nat. Toulouse*, **121**: 23-37.
- Garrido-Megías, A. y Ríos, L.M. 1972. Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre. *Bol. Geol. Min. España*, **83** (1): 1-47.
- I.G.M.E. 1980. Mapa geológico de España. Escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja 34 (Hospitalet). 2ª ed. Madrid.
- Martínez-Peña, Mª.B. y Pocoví, A. 1988. El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geológica Hispànica*, **23** (2): 81-94.
- Masriera, A. et Ullastre, J. 1981. Contribution des minéraux lourds à la lithostratigraphie du Crétacé terminal des Pyrénées catalanes et quelques conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **293** (série II): 179-182.
- Masriera, A. y Ullastre, J. 1982. Hipótesis y problemas acerca del origen de las asociaciones de minerales pesados del Senoniense del Pirineo catalán. *Cuad. Geol. Ibérica*, **8**: 949-963.

- Misch, P. 1934-1948. La estructura tectónica de la región central de los Pirineos meridionales. *Pub. Extranjeras Geol. España*, C.S.I.C., **4**: 5-180. Traducción publicada en 1948, de la edición original alemana de 1934.
- Muñoz, J.A., Mellere, D., Puigdefàbregas, C. and Vergés, J. 1991. A cross-section through the southern Pyrenees. In: *Els sediments al·luvials dels successius estadis en el desenvolupament de la conca d'avantpaís i de la seva relació amb les seqüències d'encavalcament dels Pirineus*: 67-83. Publ. Servei Geol. Generalitat de Catalunya.
- Ramón, X. 1989. Análisis secuencial y sedimentología del Lías en los Pirineos centrales. *Cuad. Geol. Ibérica*, **13**: 159-173.
- Riba, O. 1967. Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte este de la Depresión Central Catalana. *Acta Geológica Hispánica*, **2**(1): 3-8.
- Riba, O., Ramírez del Pozo, J. y Maldonado, A. 1975. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Explicación de la hoja n.º 329 Pons. 47 pp. *I.G.M.E.*, Madrid.
- Ríos, J. M. 1948. Diapirismo. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, **60**: 155-390.
- Ríos, J. M. y Almela, A. 1953. Mapa geológico de España. Escala 1: 50.000. Explicación de la hoja 328 Artesa de Segre (Lérida). 123 pp. *I.G.M.E.*, Madrid.
- Séguret, M. 1972. Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Publ. USTELA, Thèse Doct. Sc., Univ. Montpellier, série Géol. Struct., **2**: 1-155.
- 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.
- Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya. 1989. Mapa geològic de Catalunya. 1: 250.000. Barcelona.
- Souquet, P. 1967. Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre. 529 pp. Publ. Géol. Univ. Toulouse.
- Ullastre, J. et Masriera, A. 1983. Le passage Crétacé - Tertiaire dans les régions sud-pyrénéennes de la Catalogne: données nouvelles. *Géologie Méditerranéenne*, **10** (3-4): 277-281.
- Ullastre, J., Durand-Delga, M. y Masriera, A. 1987. Argumentos para establecer la estructura del sector del pico de Pedraforca a partir del análisis comparativo del

Cretácico de este macizo con el de la región de Sallent (Pirineo catalán). *Bol. Geol. Min. España*, **98** (1): 3-22.

Ullastre, J. et Masriera, A. 1992. L'accident frontal du Montsec (Pyrénées catalano-aragonaises, Espagne): sa signification et ses multiples jeux. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **315** (série II): 579-586.

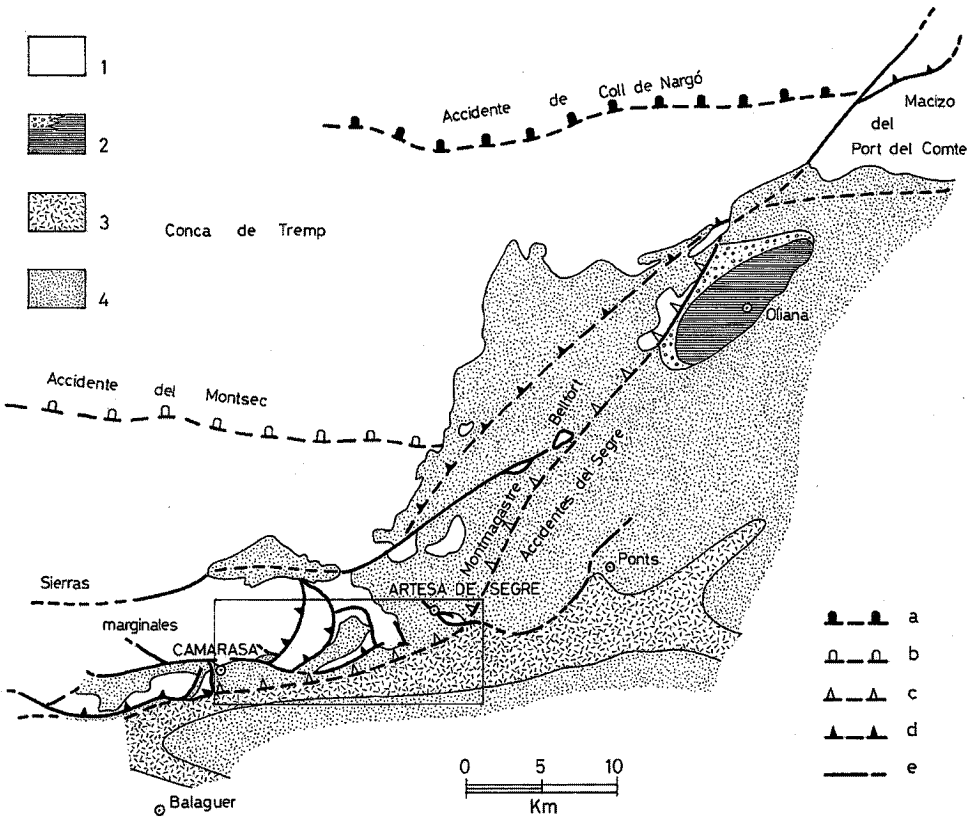


Fig. 1. Esquema de situació del àrea estudiada en el marc estructural de la unitat sudpirenaica central en Catalunya.

Terrenos: 1, Mesozoico-Paleógeno inferior sudpirenaico; 2, Eoceno medio-superior marino del antepaís; 3, evaporitas del Eoceno superior del antepaís; 4, Terciario sin y post tectónico: Eoceno superior-Oligoceno.

Accidentes: a, paleo-accidente pre Maastrichtiense superior-Paleoceno basal (Ullastre *et al.*, 1987); b, paleo-accidente pre Paleoceno superior-Eoceno inferior (Ullastre y Masriera, 1992); c, cabalgamiento intra Eoceno superior; d, cabalgamientos intra y post Eoceno terminal-Oligoceno; e, fallas subverticales intra y post Eoceno terminal-Oligoceno.

Fig. 1. Location scheme of the studied area. South Pyrenean units: 1, Mesozoic-Lower Paleogene; Foreland basin: 2, marine Middle - Upper Eocene; 3, Upper Eocene evaporites; 4, Syn and post Tectonic Upper Eocene - Oligocene.

a, pre late Maastrichtian - early Paleocene fault (Ullastre *et al.*, 1987); b, pre late Paleocene - early Eocene fault (Ullastre & Masriera, 1992); c, intra Upper Eocene thrust; d, intra and post late Eocene-Oligocene thrusts; e, intra and post late Eocene-Oligocene subvertical faults.

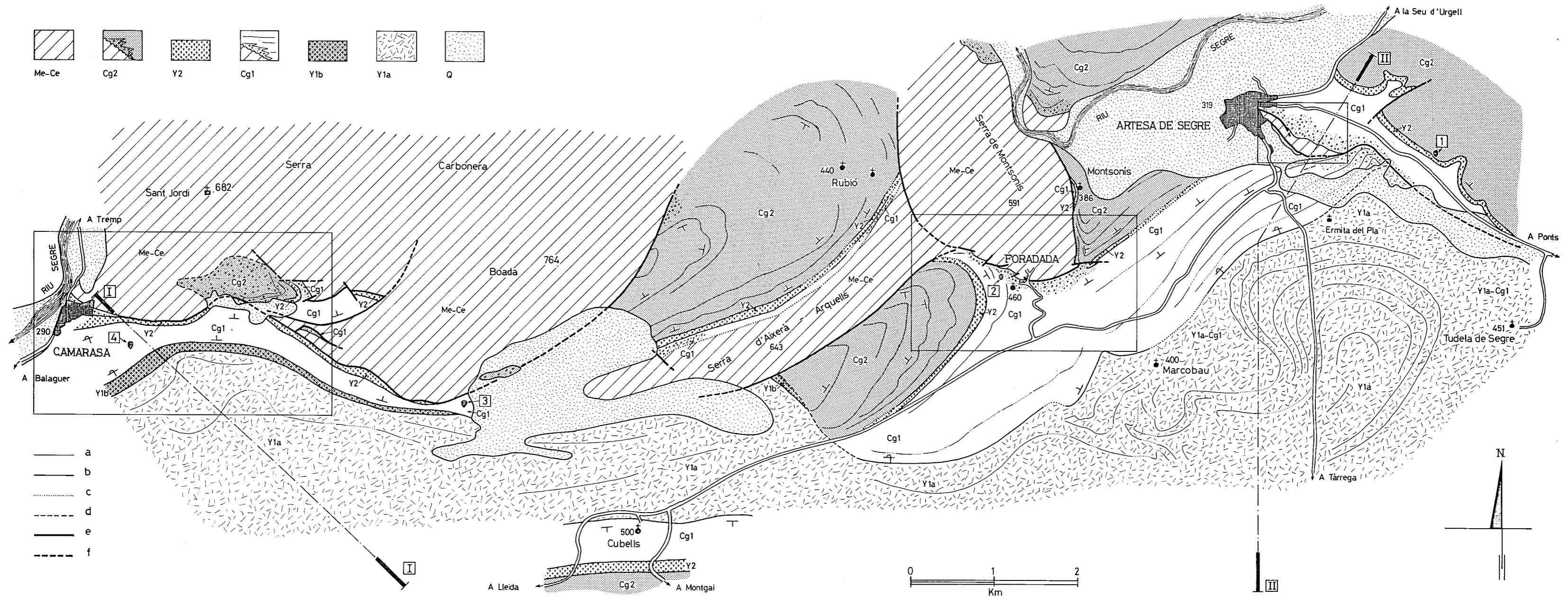


Fig. 2. El "frente" sudpirenaico entre Artesa de Segre y Camarasa. Situación de los esbozos geológicos de detalle (Figs. 3, 4 y 5) y de los cortes generales interpretativos (Fig. 6). Los trabajos cartográficos se han realizado sobre fotos aéreas no restituidas, a excepción de la cartografía del sector de Artesa de Segre que se ha trazado sobre el Ortofotomapa de Cataluña a escala 1:5.000.

Terrenos: Unidades sudpirenaicas: Me-Ce. Mesozoico-Cenozoico sudpirenaico indiferenciado; comprende: Triás superior margo-yesoso con ofitas, Lías inferior carbonatado y evaporítico, Lías medio-superior margo-calizo, Dogger-Malm dolomítico, Senoniense detrítico y carbonatado, Paleoceno margo-calizo y Eoceno inferior calizo. Terciario del antepaís: Y1 a, yesos blanco-grisáceos con hiladas margo-arcillosas muy replegadas y diapirizados, atribuidos al Eoceno superior (Riba *et al.*, 1975). Y1 b, yesos blanco-rojizos regularmente estratificados con inclusión, en el sector occidental (Camarasa), de material detrítico de

origen sudpirenaico: Eoceno superior. Cg 1, complejo detrítico fluvio-lacustre de conglomerados, areniscas y limos arcillosos pardo-rojizos y grisáceos; contiene un tramo decamétrico de margo-calizas grises con Carófitas de edad Eoceno superior alto. Y2, yesos blanco-grisáceos bien estratificados: Eoceno terminal. Cg 2, complejo detrítico superior de conglomerados, areniscas y limos arcillosos rojizos y pardo-amarillentos: Eoceno terminal-Oligoceno. Q, terrazas fluviales y derrubios de pendiente.

Contactos: a, línea de capa; b, contactos sedimentarios ya sean concordantes o discordantes; c, prolongación supuesta de líneas de capa o de contactos sedimentarios; d, contacto no visible de naturaleza indefinida; e, contactos mecánicos (fallas normales o inversas); f, prolongación supuesta de contactos mecánicos. Yacimientos de Carófitas: números arábigos del 1 al 4 recuadrados.

Advertencia: Entre Marcobau y Tudela de Segre, a veces, aparecen retazos del complejo detrítico Cg 1

implicados en los múltiples pliegues del yeso (Y1 a) subyacente; estos retazos no se han distinguido en la cartografía ni los pliegues del anticlinal yesífero se han deslindado.

Fig. 2. South Pyrenean "front" between Artesa de Segre and Camarasa. South Pyrenean units: Me - Ce, Mesozoic - Cenozoic. Foreland basin: Y1 a, Upper Eocene gypsums. Y1 b, gypsum including south-pyrenean detrital material (Upper Eocene); Cg 1, Fluvio-lacustrine detrital complex (late Eocene); Y2, late Eocene gypsums; Cg 2, upper detrital complex (late Eocene-Oligocene); Q, Fluvial terraces and debris.

a, bed line; b, sedimentary contacts; c, inferred sedimentary contacts; d, undefined contacts; e, faults; f, inferred faults.

1,2,3,4: Charophyta outcrops.

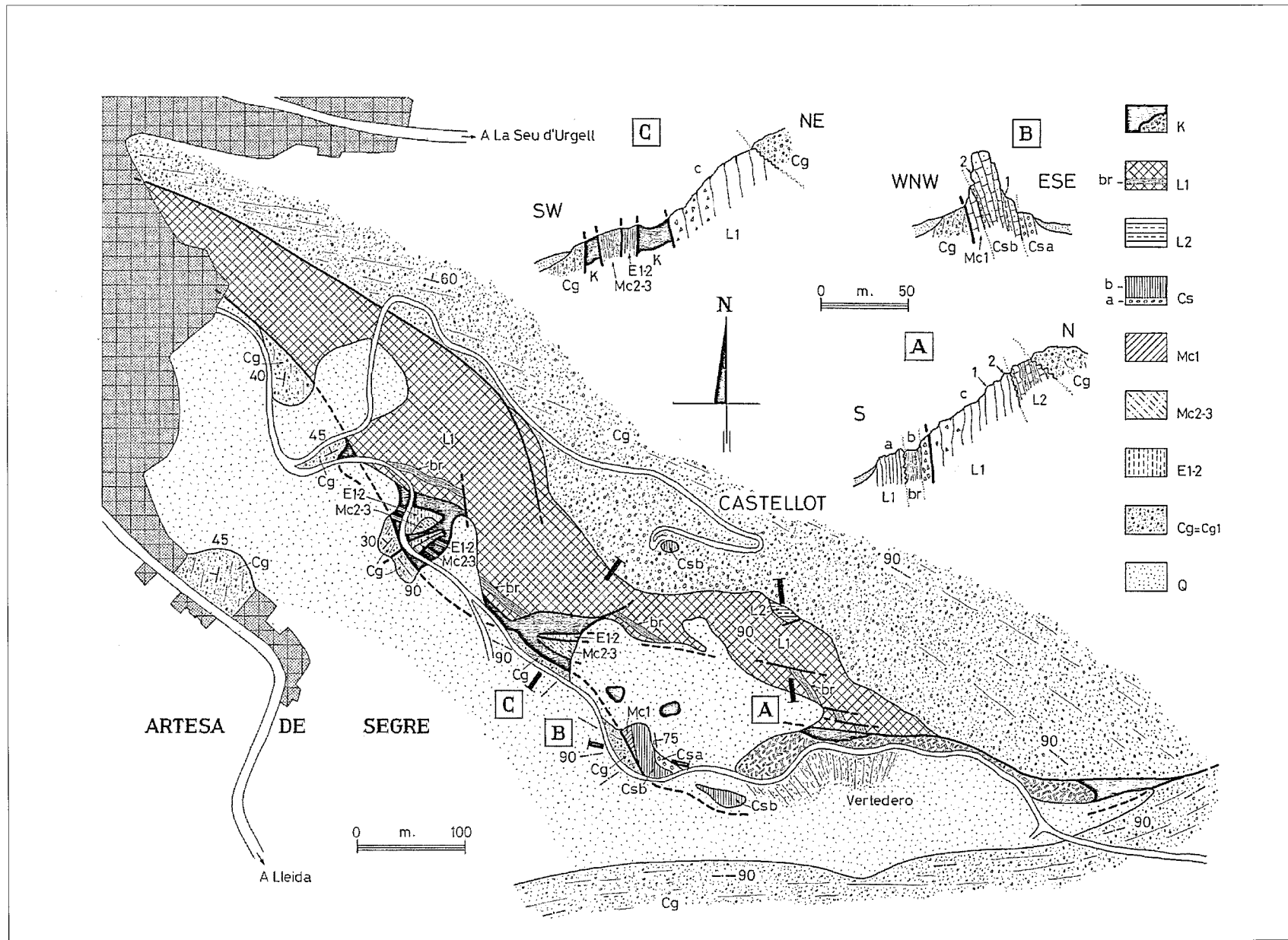


Fig. 3. Esbozo geológico del afloramiento de Mesozoico de Artesa de Segre (situación *in* Fig. 2). K, Trías superior margo-yesoso con ofitas. L1, Retho-Hettangiense-Sinemuriense calcáreo-dolomítico; br, "brecha ferruginosa". L2, Lías medio: margo-calizas con Pectínidos y Belemnites. Cs, Senoniense: a, arenas y gravas de cuarzo cf. "conglomerados de Adraent"; b, calizas marinas del Campaniense superior-Maastrichtiense. Mc 1, Maastrichtiense continental: calizas lacustres. Mc 2-3, Maastrichtiense continental: margas y calizas con *Septorella* y areniscas cf. "arenisca con reptiles". E 1-2, Paleoceno: mar-

gas amarillentas con *Microcodium*. Cg = Cg 1 de la Fig. 2, Eoceno superior: conglomerados, areniscas y limos arcillosos. Q, derrubios de pendiente.

Explicación de los cortes en el texto.

Fig. 3. Geological scheme of the Mesozoic of Artesa de Segre (location *in* Fig. 2). K, Upper Triassic; L1, Lower Lias; L2, Middle Lias; Cs, marine Senonian; Mc 1-2-3, continental Maastrichtian; E 1-2, continental Paleocene; Cg 1, continental Upper Eocene; Q, debris.

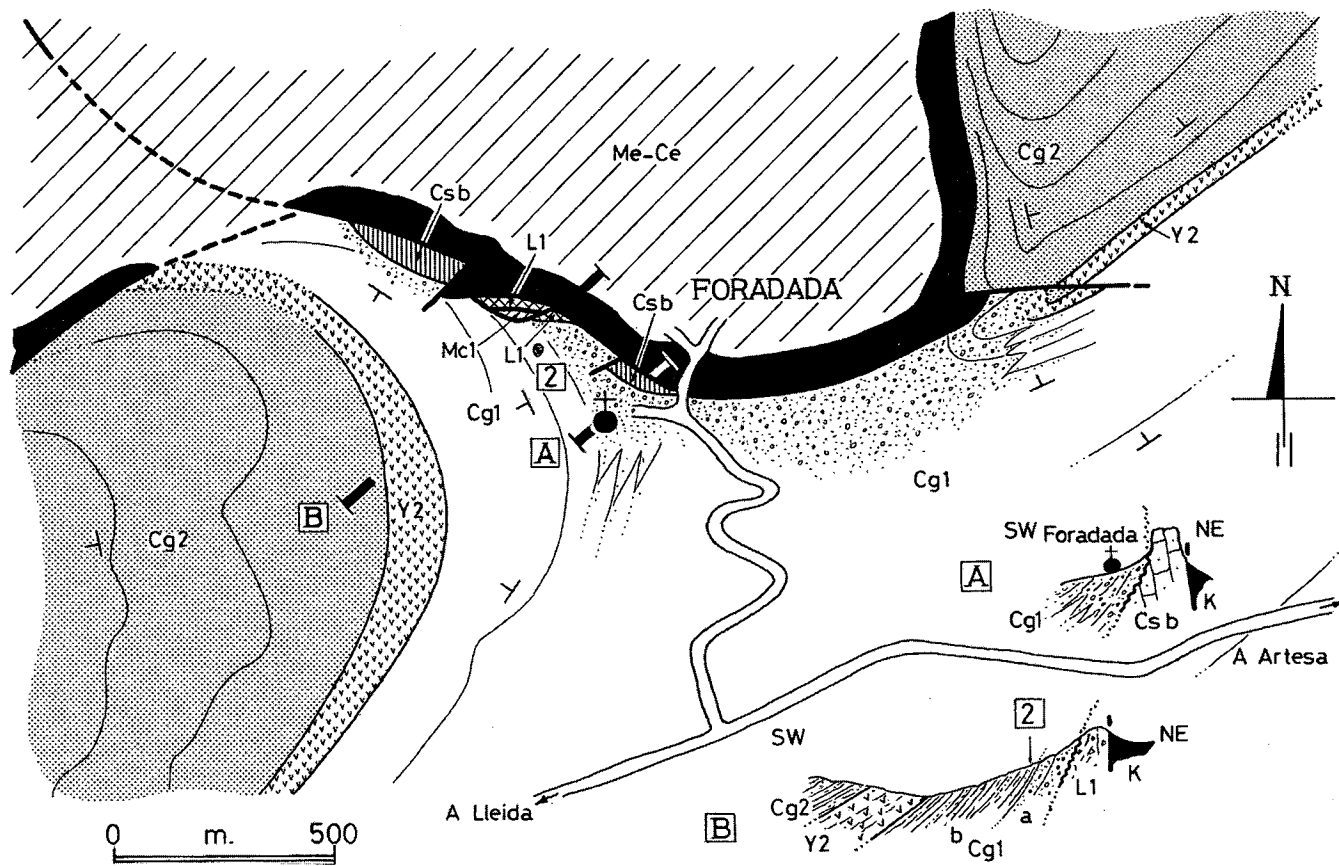


Fig. 4. Esbozo geológico del sector de Foradada (situación *in* Fig. 2).

Símbolos iguales a los de las Figs. 2 y 3. Explicación de los cortes en el texto.

Fig. 4. Geological scheme of the Foradada area (location *in* Fig. 2). Symbols and notations as Fig. 2 and 3.

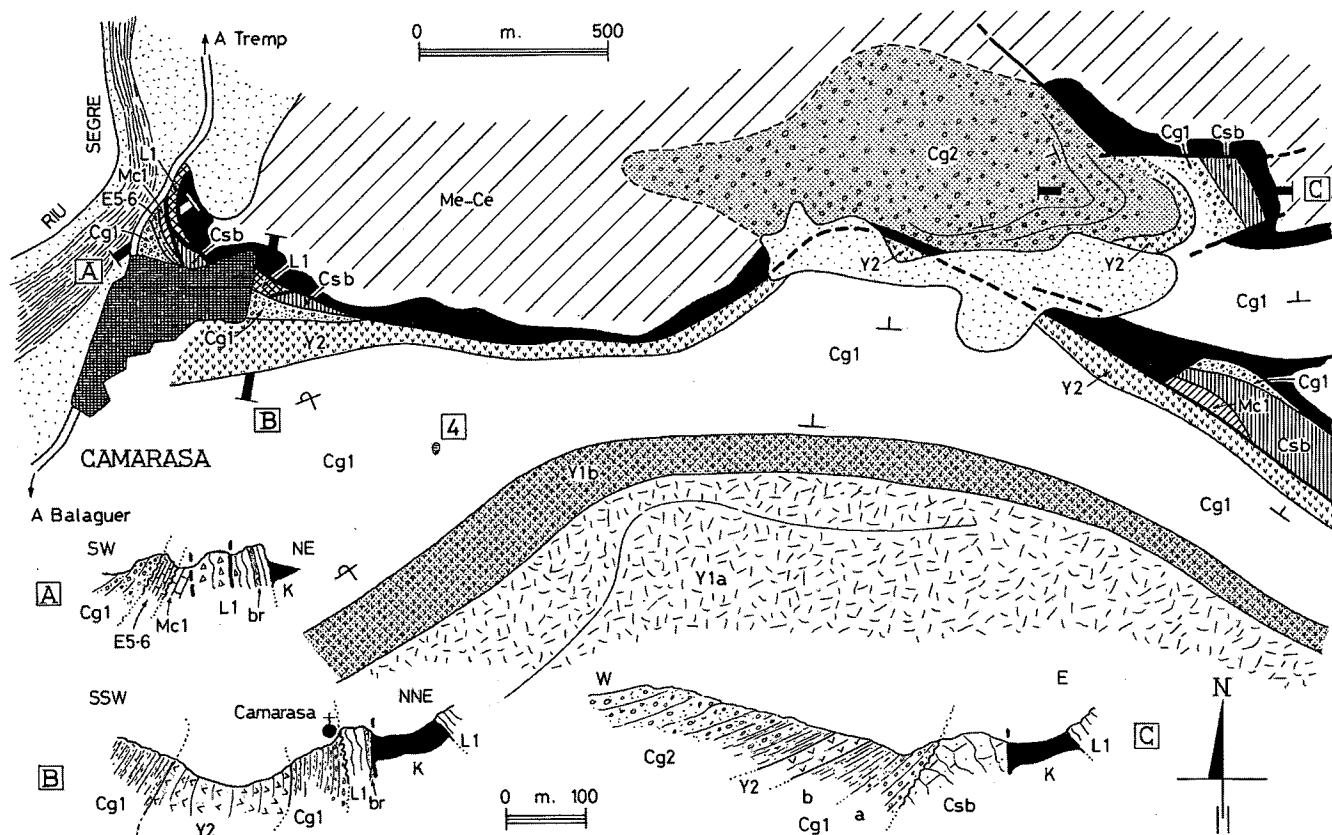


Fig. 5. Esbozo geológico del sector de Camarasa (situación *in* Fig. 2).

Símbolos iguales a los de las Figs. 2 y 3, excepto: E 5-6, Luteciense superior-Bartoniense inferior marino (calcarenitas cf. Sant Llorenç de Montgai, biozona de *Alveolina elongata*). Explicación de los cortes en el texto.

Fig. 5. Geological scheme of the Camarasa area (location *in* Fig. 2). Symbols and notations as Fig. 2 and 3, plus E 5-6, Upper Lutetian-marine Lower Bartonian.

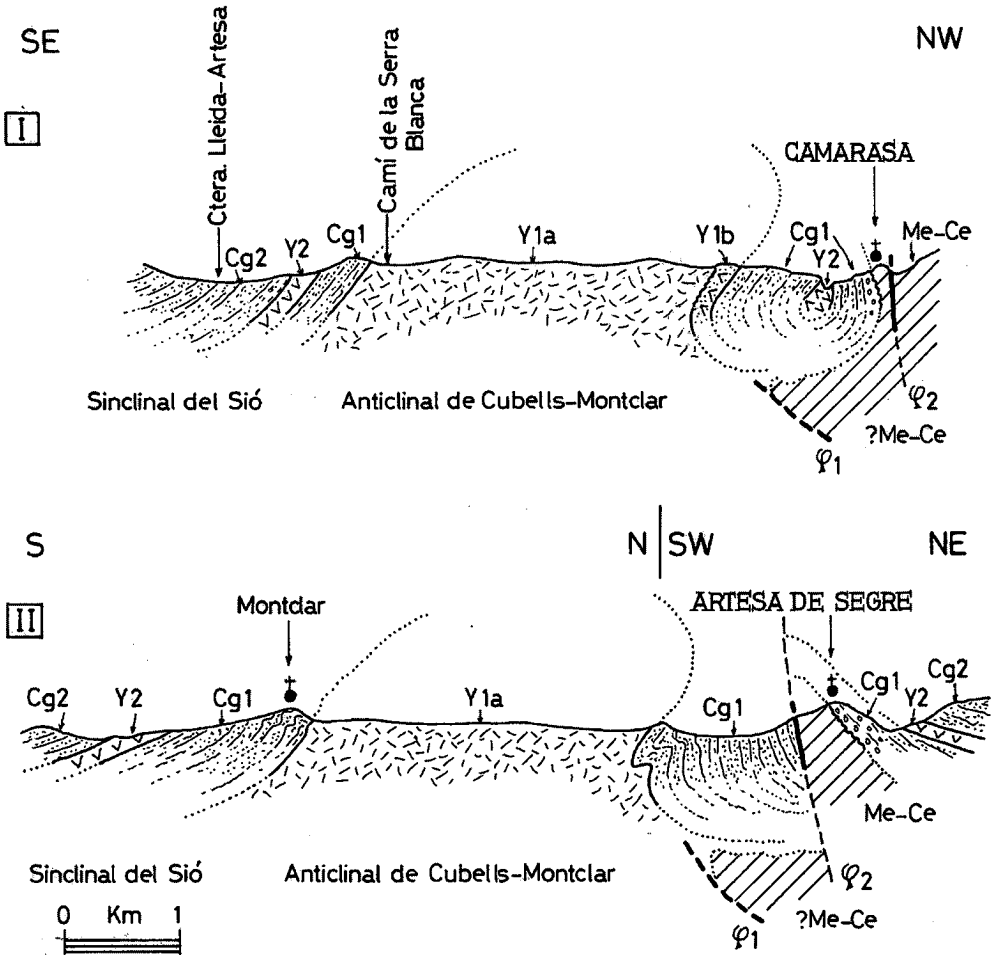


Fig. 6. Cortes generales interpretativos. Estos cortes se han prolongado hacia el S fuera del ámbito cartografiado en el mapa general de situación (Fig. 2).

Phi 1, cabalgamiento "frontal" sudpirenaico intra Eoceno superior (deducido indirectamente). Phi 2, fallas subverticales intra y post Eoceno terminal-Oligoceno (corresponde a todos los contactos mecánicos visibles). Y1 a, yesos diapirizados del Eoceno superior. Y1 b, yesos con inclusión de material detrítico sudpirenaico intra cabalgamiento "frontal". Cg 1, serie detrítica fosilizante post cabalgamiento "frontal" (Eoceno superior alto). Y 2, yesos del Eoceno terminal post cabalgamiento "frontal". Cg 2, serie detrítica del Eoceno terminal-Oligoceno.

Fig. 6. Crosssections. Phi 1, South Pyrenean "frontal" thrust (Upper Eocene). Phi 2, subvertical faults (late Eocene-Oligocene). Y1 a, Upper Eocene diapiric gypsums. Y1 b, gypsum deposits contemporaneous of the "frontal" thrust. Cg 1, unconform detrital deposits post "frontal" thrust (late Eocene). Y 2, post "frontal" thrust gypsum deposits (late Eocene). Cg 2, unconform detrital deposits (late Eocene-Oligocene).