

Las secuencias oblicuas en el borde Norte de la Depresión del Ebro en Navarra y la Discordancia de Barbarín

ORIOLE RIBA ARDERIU

Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia.
Facultat de Geologia. c. Martí Franquès s/n. Zona Universitària de Pedralbes. 08028 Barcelona.

RESUMEN

Se ha realizado un estudio estratigráfico de una banda (>20 km) verticalizada de Terciario continental sita en el borde N de la cuenca del Ebro (Navarra). Se delimitan las formaciones que la componen con un espesor integrado de 6860 m. Se estudia la discordancia regional finioligocena de Barbarín, recientemente puesta en duda (y su prolongación a Codés) la cual se relaciona con una de las fases de plegamiento pirenaicas, con el diapir de Estella y con el conjunto de desgarres senestros. Se estudian las secuencias deposicionales (o UTS) que, a causa de los desplazamientos de los depocentros, adquieren un carácter oblicuo con respecto a las isócronas («secuencias oblicuas»). En ellas el nivel de inversión sedimentaria que separa la parte granodecreciente de la granocreciente de la secuencia migra también oblicuamente, es la razón por la que dicha línea de inversión no puede ser tomada como indicadora de isocronía ni como criterio válido de correlación.

Palabras clave: Cuenca del Ebro. Terciario continental. Discordancia angular. Secuencia deposicional. UTS. Migración de depocentro.

ABSTRACT

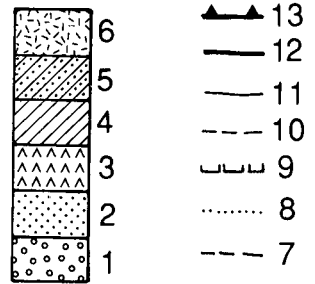
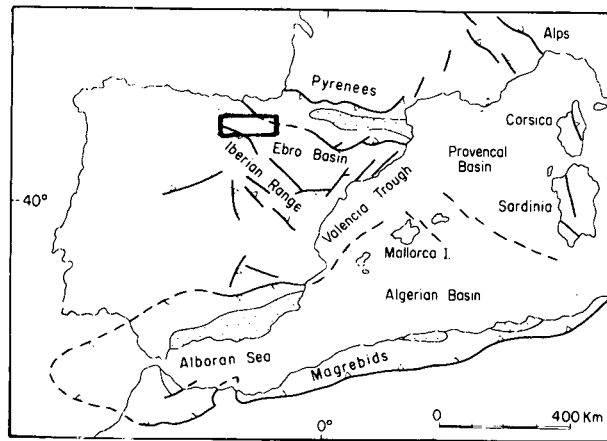
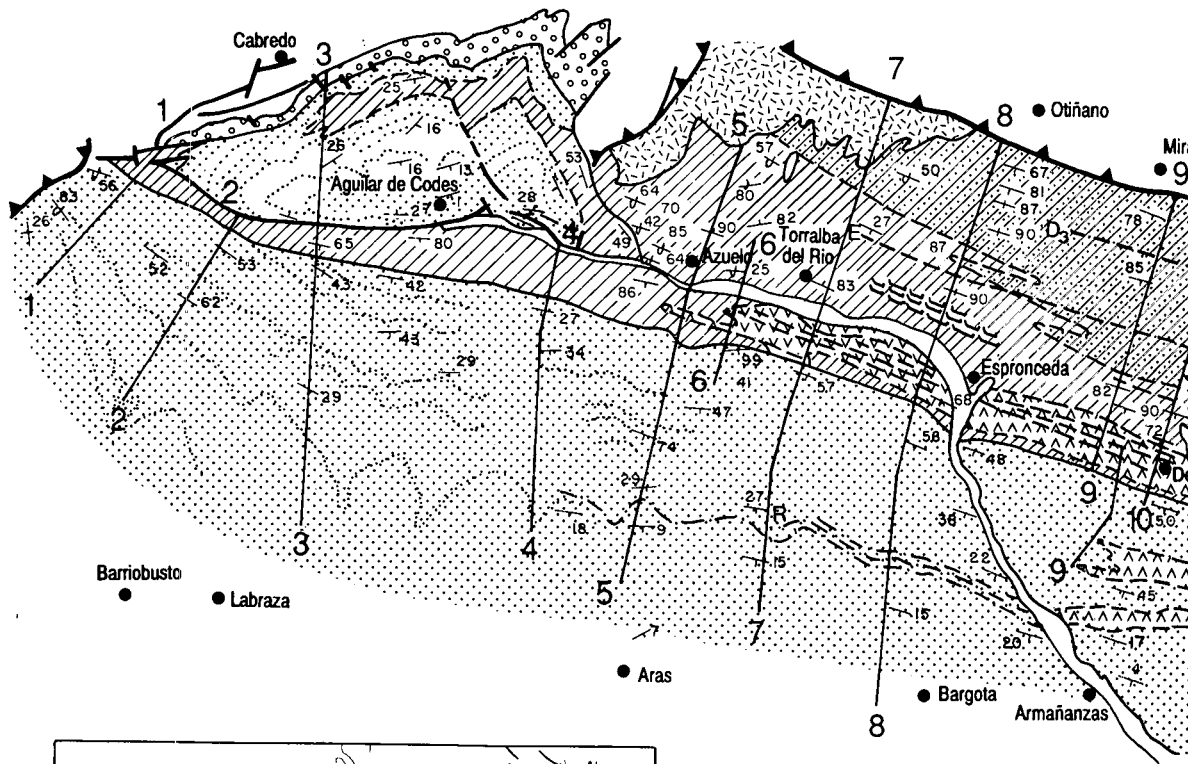
Stratigraphic study is made on a long strip (>20 km) of steep verticalized continental Tertiary deposits located in the northern margin of the Ebro Basin (Navarra, Spain). The formations that bound up this unit attain an integrated thickness of 6860 m. This study

focuses also on the regional Late Oligocene Barbarín angular unconformity and its continuation to Codés area, that has been recently questioned. This unconformity is related with one of the pyrenean folding phases, with the Estella diapir and with a set of NNE to SSW sinistral strike-slip faults. Depositional sequences (or UTS) are also studied. Due to displacement of sedimentary depocenters into the Ebro Basin, the boundaries of depositional sequences are oblique to isochrones («oblique sequences»). Also, within each sequence, one level of sedimentary vertical inversion may be identified located at the level where a change takes place from fining upwards to coarsening upwards sequences, which also migrate obliquely. For this reason they cannot be taken as indicators of isochronism

Key words: Ebro Basin. Continental Tertiary. Angular unconformity. Depositional sequence. Depocenter migration.

INTRODUCCIÓN

La banda de terrenos terciarios continentales pertenecientes a la Depresión del Ebro, entre Monjardín y Aguilar de Codés (Navarra), constituye un afloramiento realmente excepcional para un estudio estratigráfico de detalle. Concurren en ella varias peculiaridades que la hacen atractiva: la serie terciaria está allí flexionada y verticalizada en su mayor parte, presentando potencias que exceden con mucho los 4 km, las unidades litoestratigráficas que la componen afloran paralelas de E a O y, además, están prácticamente sin recubrimiento de derrubios recientes, salvo en algu-



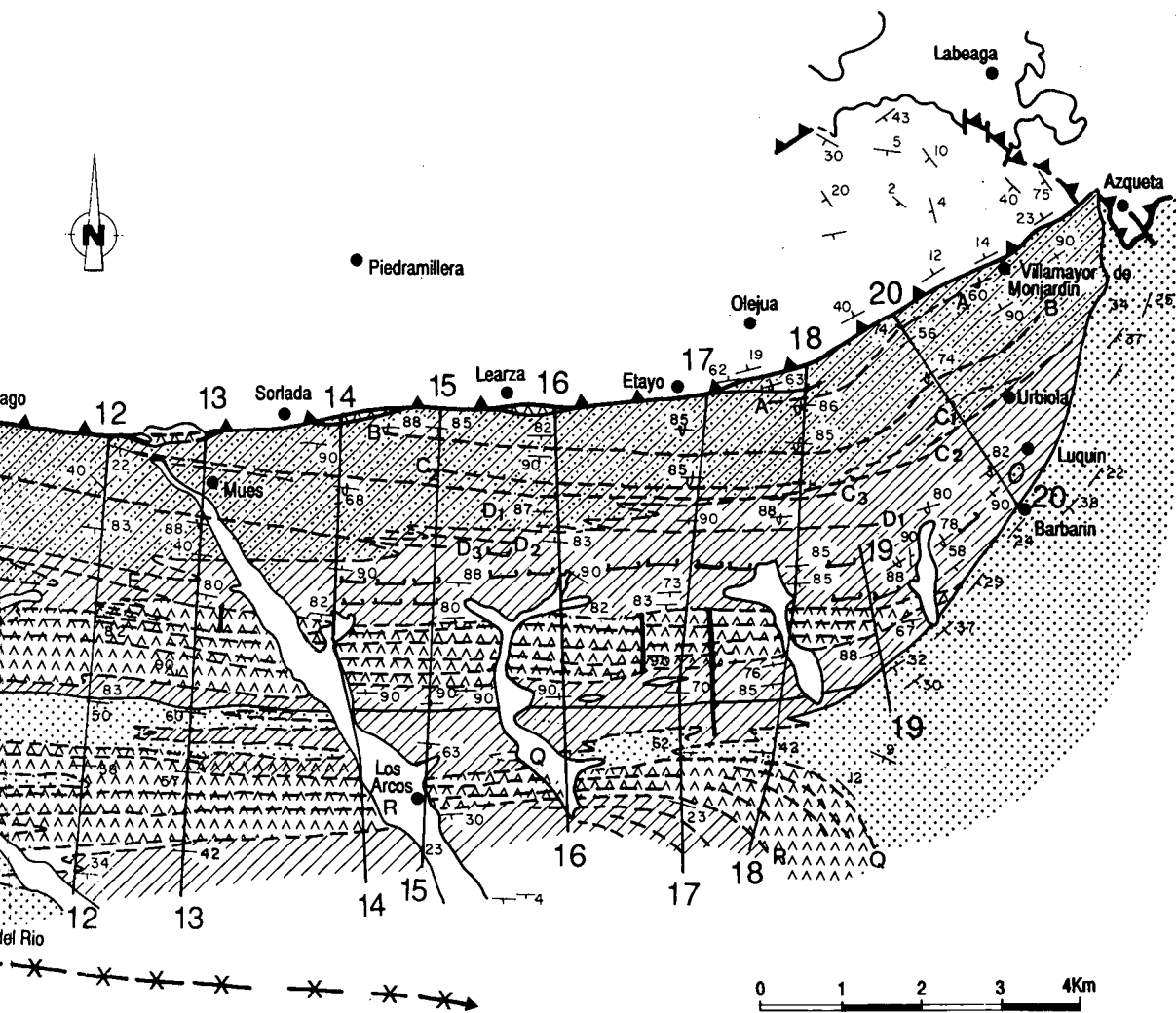


Figura 1.- Mapa geológico esquematizado del borde Norte de la Depresión del Ebro, entre Monte Codés - Monjardín (Navarra) y situación del área estudiada, según datos originales. Explicación: 1: conglomerados discordantes. 2: margas y areniscas de la Fm. de Haro, id. de Sansol, id. de la Fm. de Allo y conglomerados de Montejurra (en la parte E del mapa). 3: yesos de Puente la Reina (en Learza, Sorlada), id. de Desojo, id. de Los Arcos. 4: margas rojizas, areniscas y calizas lacustres de la Fm. de Espronceda, id. de Desojo. 5: Formación Areniscas de Mués. 6: derrubios de pendiente. 7: paso lateral de facies. 8: capa de areniscas. 9: id. calizas lacustres. 10: líneas fotogeológicas con valor de isócronas (A, B, C...). 11: discordancia angular. 12: falla. 13: cabalgamiento.

Figure 1.- Geological map showing the northern margin of Ebro Basin (in Navarre) and the location of the studied area, according to original data. Explanation, 1: unconformable conglomerates. 2: sandstones and shales of Haro Fm, id. of Sansol Fm, and in the eastern area Allo Fm. and Conglomerates of Montejurra Fm. (see text). 3: gypsum: Puente la Reina Gypsum Fm. (in Learza, Sorlada); Desojo Gypsum Fm., Los Arcos Gypsum Fm. 4: Espronceda Fm: red shales, sandstones and lacustrine limestones and Desojo Fm. 5: Mués Fm: red sandstones and shales. 6: slope debris. 7: lateral facies change. 8: conspicuous sandstone bed. 9: lacustrine limestone bed. 10: photogeological isochronous lines (A, B, C...). 11: angular unconformity. 12: fault. 13: overthrusting.

nos arroyos. De hecho puede ser considerada como un corte estratigráfico de 4 a 5 kilómetros de profundidad y más de 20 de extensión.

Dicha banda (la «*Randflexur des Ebro Beckens*» o flexión marginal de la Cuenca del Ebro de los autores alemanes, Pflug, 1967) está limitada al Norte por la falla de carácter cabalgante Villamayor de Monjardín-Etayo-Mirafuentes; y, por el Sur, se puede tomar el sinclinal de Sansol, y por sus extremos el afloramiento termina bruscamente en el contacto con el diapiro de Estella, en Azqueta, la discordancia de Barbarín y, por el extremo opuesto, el afloramiento termina en el cabalgamiento de La Población y en la pequeña cubeta de Aguilar de Codés.

La cartografía geológica del Terciario de la zona de Estella (Navarra) es relativamente reciente. Prácticamente, hasta el inicio de la década de 1950, no existían investigaciones sobre la composición estratigráfica del Terciario y las estructuras de la depresión riojana y sus prolongaciones por la Bureba y Ribera de Navarra. Un primer estudio interno de CIEPSA fué realizado por Enrique Dupuy de Lôme-Sánchez y Antonio Almela cuando, en 1952, se inició el célebre sondeo de Marcilla. Dicha perforación se implantó, sólo con los escasos datos de superficie, en la charnela del enorme anticlinal de Sesma - Marcilla, junto a la azucarera de la estación de la segunda localidad mencionada. Se desconocía en absoluto el espesor de Terciario que se tenía que cortar para alcanzar la «supuesta» formación petrolífera en la base del continental. El estudio de CIEPSA arrojó espesores del orden de los 4000 m en el centro de cuenca, bastante mayores de lo que Mr. Cramer el norteamericano fundador de Valdebro daba a entender.

Más tarde, O. Riba fué encargado, por otras razones de CIEPSA (1955), a realizar un breve estudio en los permios de Estella, cuando R. Pflug investigaba el diapiro de dicha localidad. En este estudio se había realizado un esbozo de distribución de las litofacies entre Monjardín y Monte Codés, confirmando las potencias reveladas por Almela y Dupuy (1953) y, a la vez, se había reconocido la importancia de la discordancia llamada de Barbarín, población próxima a la N.111 Logroño-Pamplona, estrechamente relacionada con el diapiro de Estella. La discordancia de Barbarín quedaba datada, años después, como oligocena superior, por debajo del nivel-guía yesífero R, llamado después Fm. Yesos de Los Arcos, y correlacionado cartográficamente con el yacimiento de Tudela I (Crusafont *et al.* 1966).

Un nuevo estudio de detalle fué encargado al autor (1960) en la zona lindante de la cuenca del Ebro en Navarra, entre Monte Codés y Montejurra, de cuyos resultados más descollantes se da cuenta en la presente nota. Este trabajo inédito, sirve de base para la discu-

sión que, a continuación sigue, no está mencionado en las Memorias de los mapas geológicos al 1:50.000, «Allo» y «Viana» (IGME, 1987a y b).

Posteriormente se realizaron, por parte del Servicio Geológico de Navarra, los levantamientos a escala 1:25.000 que, inéditos, constituyeron la base del «Mapa Geológico de Navarra» a escala 1:200.000 (Castiella y Del Valle, 1978). Y, en 1972, Jaime Solé Sedó, presentó una tesis de licenciatura en la Facultad de Geología de Barcelona, que ha permanecido también inédita, sobre las Areniscas de Mués, acompañada de un mapa detallado de las litofacies relacionadas con dichas areniscas. Aparte de los resultados sedimentológicos que presenta dicha memoria cabe señalar el mapa de litofacies, cuyo esquema coincide con el de O.Riba (1960), aunque algo más ampliado con resultados de los levantamientos de campo realizados por cuenta del Servicio Geológico de Navarra. Descuella en los esquemas estratigráficos (p.13 y s.s.) que los límites de las unidades no son isócronos; resultado que también coincide con Riba (1960) y, además, presenta las novedades de haberse hallado fósiles de vertebrados en Desojo y de presentar los resultados de unos estudios de micropaleontología, realizados por J. Ramírez del Pozo. Dichos resultados son coincidentes con la cartografía geológica general de Navarra (Castiella *et al.* 1978).

Finalmente, han aparecido las Hojas y memorias del plan MAGNA». números: 171, «Viana» (1987), y 172 «Allo», (1987), que cubren la totalidad de la banda terciaria objeto de la nota presente. Como cartografías de menor detalle interesa mencionar los mapas de F. Lotze (1958, 1973), Ph.Mangin (1959-1960), H.D. Kind (1963) y M. Crusafont, J. Truyols y O.Riba (1966). (1).

MÉTODO DE TRABAJO

El presente estudio se realizó mediante el análisis fotogeológico de ampliaciones de la fotografía aérea, (vuelo de 1957) a escala aprox. 1:12.000, y con levantamiento en el campo de una veintena de perfiles seriados Norte Sur, (normales a las capas). Se hizo asimismo la cartografía detallada de la discordancia de Barbarín, 'cosiendo' los contactos observados. El tiempo no limitado de que se dispuso y la densidad de observaciones de campo permitió la obtención de una cartografía, al 1:25.000, con individualización de las unidades litoestratigráficas y el trazado de líneas de capa con valor de isócronas (que son *rippes* o *hogbacks* geomorfológicos), ya que la erosión diferencial de las distintas litologías detectables de modo excelente en la fotografía, así lo permite (2). Se trazó en el mapa un conjunto de líneas isócronas fotogeológicas, que son:

A, B, C1, C2, C3, D1, D2, D3, E, F, G, H, L, P, Q1, Q2, R, R2. Se procedió al dibujo de los mencionados perfiles estratigráficos y al cálculo de potencias. Los datos se llevaron a un cuadro de perfiles con las ordenadas reducidas a potencias y dibujo de líneas isócronas, con un realce de $V/H = 5/2$, que no reproducimos aquí. La línea de referencia es la base discordante de la unidad Areniscas de Allo. En la cartografía esquemática de la figura 2 se puede observar que las isócronas no son paralelas, es decir, que hay cambios laterales de potencias. Si se transformase este cuadro con las isócronas paralelas, se obtendría un gráfico de tiempo. Así queda de manifiesto que las distintas unidades litoestratigráficas presentan unos cambios laterales de facies muy notables: que las Areniscas de Mués pasan lateralmente a las Margas rosadas de Espronceda y éstas a los Yesos de Desojo.

ESTRATIGRAFÍA

De techo a muro, en un perfil que pasa por Mués, se encuentran las unidades siguientes (síntesis según Riba, 1960, Riba *et al* 1987; Solé Sedó, 1972, Castiella, *et al.* 1978). Esta serie es análoga a la de Cirauqui, expuesta en la N.111 Estella-Pamplona, km.31-32, con unos cortes en trinchera hoy en día realmente impresionantes.

8. Formación de Haro y sus equivalentes laterales (Margas de Sansol). Sinclinal de Sansol

7. Yesos de Los Arcos

6. Areniscas de Allo - Conglomerados de Montejuerra. Discordancia de Barbarán

5. Areniscas y margas de Desojo

4. Yesos de Desojo

3. Margas y calizas de Espronceda

2. Areniscas de Mués. Falla de Codés-Monjardín

1. Yesos de Puente la Reina

Estas unidades litoestratigráficas son de valor muy local y a algunas de ellas no se les da carácter formal. Los límites entre ellas, como ya hizo notar J. Solé (1972), tienen carácter diacrónico con indentaciones muy notables por paso lateral de facies.

1. Fm. Yesos de Puente la Reina. No se tratan aquí, ya que, localmente, en el área del presente estudio, no se pueden observar bien las relaciones estratigráficas con las areniscas de Mués, inmediatamente superiores. Fueron reconocidos como «yesos inferiores Y1 (o G2)» por Riba y Pérez Mateos (1961), Riba (1964), correlacionándolos con los que afloran en el perfil de Cirauqui y en el amplio anticlinal situado al Este de Puente la Reina y Mendigorriá, y que, en la zona del presente estudio,

asoman en cuatro ojales, junto a la falla de Codés-Monjardín. Antes fueron cartografiados por Almela y Dupuy (1953) como «nivel 1». El nombre se debe a Castiella y Del Valle (1978). Asoman en el área en forma de yesos laminados junto a la falla. Por su posición idéntica en los perfiles de Cirauqui y Puente la Reina-Mendigorría tienen que constituir la unidad inferior a las areniscas de Mués.

2. Fm. Areniscas de Mués, Unidad inferior de la serie aflorante. Fueron primitivamente consignadas como «nivel 2» por Almela y Dupuy (1953), y luego denominadas «Tigersandstein» o 'areniscas tigreadas', por los geólogos alemanes de la Deilmann Bergbau. Más tarde, de acuerdo con el «Código de Nomenclatura Estratigráfica», Riba (1961) llamó «Areniscas de Mués», (o «Areniscas tigreadas de Mués») nombre que ha prevalecido y que J. Solé (1972) definió formalmente. Está formada por una alternancia areniscas bien clasificadas, de 5 a 10 cm a 7 m de potencia, en secuencias granodecrecientes, a menudo canalizadas, alternando con margas y limos de color rojo-pardusco (vinoso). Solé divide la formación en cuatro unidades I-IV, aunque la IV, de carácter calcáreo-margoso, se trata aquí como formación aparte. Se denominan «Margas de Espronceda». El mencionado autor observa un paso de los ambientes lacustres basales a un ambiente de llanura fluvial meandriforme, tendencia que luego se invierte pasando de nuevo a lacustre. Inversión sedimentaria que puede señalar el límite de dos UTS, según opinión de Arsenio Muñoz (com. oral).

3. Fm. Margas y calizas de Espronceda. Nombre dado en el mapa de Castiella y del Valle (1978), a la facies superior de la Fm. de Mués. Dichas margas en la Hoja de «Allo», (1987) se las denomina «Margas de Mués». Es la «Unidad IV» de Solé (1972). Se observa un paso vertical progresivo de las Areniscas de Mués a una formación predominantemente margosa, de llanura lutítica, con breves pasadas de calizas lacustres las cuales, en la parte alta de la misma, a su vez, dan paso vertical a los «Yesos de Desojo».

4. Fm. Yesos de Desojo. Formación constituida por yesos estratificados alternantes con margas y limos salobres en bancos de poco espesor. Son el «nivel 3» de Almela y Dupuy (1953) y los yesos Y2 (o G2) de Riba y Pérez Mateos (1961). Más tarde se les da el nombre del pueblo de Desojo, sito encima de dicha formación yesífera, por Riba (1957, 1960, 1964) y Solé (1972). Es preciso decir que también son conocidos bajo el nombre de «Yesos de Falces», por Castiella (*et al.* 1978) y Salvany (1989), aunque la correlación con la unidad de Falces no está asegurada por falta de continuidad de afloramiento. Forman un enorme 'hogback', agrícola y estéril.

5. Fm. Areniscas y margas de Desojo. Nombre dado aquí informalmente. Formación lutítico-arenosa, de

poca potencia, con que pasan verticalmente los yesos de Desojo, situada bajo la discordancia de Barbarín y que, parcialmente, puede estar erosionada. Representa el paso gradual a llanura lutítica y a depósitos fluviales. Margas rosadas y amarillentas con intercalaciones de calizas y areniscas. Por su facies son semejantes a las molasas de la Fm. de Ujué (Castiella *et al.* 1978) y a la Fm. de Haro (Riba *et al.* 1987).

6. Fm Areniscas de Allo y Fm. Conglomerados de Montejurra. Unidad molásica depositada encima de la discordancia de Barbarín. En el perfil de Mués - Los Arcos se presentan dos niveles-guía de areniscas muy destacados y que han servido para establecer la correlación entre las discordancias de Barbarín y Aras. Esta unidad molásica constituye el Terciario que recubre la cubeta satélite (*piggyback basin*) de Estella - Perdón, en discordancia, de la cual forman parte los Conglomerados de Montejurra, que rodean totalmente el diapiro de Estella (Pflug, 1967). Junto a la discordancia de Barbarín, las capas basales de la unidad de Allo los materiales detríticos son areniscas groseras y microconglomerados (por paso lateral a los conglomerados de Montejurra), con cantos blandos y bases canalizadas conglomeráticas, alternando con margas grises-ocre, localmente rojizas.

7. Fm. Yesos de Los Arcos. Denominación dada por Riba (1957, 1960, 1964) a los yesos discordantes, son los primitivos yesos Y3 (o G2), en la zona de Allo y Barbarín. Constituyen en su base el nivel R de correlación (Crusafont *et al.* 1966), con pasos laterales a las molasas de las formaciones de Ujué y Haro y, hacia centro de cuenca, a los yesos de la Fm de Lerín. Se trata de yesos masivos, blanquecinos, grises, con formación de grandes nódulos alternantes con bancos lutíticos. Pertenecen a un complejo evaporítico de *playa-lake*. Véase el estudio y corte detallado levantado por Salvany (1989). Dichos yesos presentan en esta zona notables variaciones de facies, extinguiéndose, hacia poniente, por acuñaamiento, antes de llegar al cabalgamiento de la Peña de Lapoblación.

8. Fm. Margas de Sansol. Unidad culminante de la serie en estudio, ubicada en el sinclinal que pasa por dicho pueblo, y que recubre localmente los Yesos de Los Arcos. Nombre informal que se da aquí a la «facies de Tudela» de Castiella (*et al.* 1978). Se trata de margas y limos dominantes, rosadas con algunas intercalaciones discontinuas de calizas y alguna arenisca poco potente. Es equivalente de la Formación de Haro en la Rioja

(*s.l.*) Unidad descrita por Riba (1955) como «Facies de Haro», y como formación (Riba *et al.* 1983-1987) equivalente a las unidades superpuestas a la discordancia de Barbarín.

EDADES

El conjunto estratigráfico aún está deficientemente datado. Los yesos de Los Arcos (nivel inf. R) fué utilizado por Crusafont (*et al.* 1965) para establecer la correlación con los yacimientos fosilíferos de Tudela 1, de edad Aquitaniense y Tudela 2, Burdigaliense (Ageniense inf. límite MN1 y MN2 respectivamente), datándolos como la base del Mioceno. De estos datos se deduce que *la discordancia de Barbarín es finioligocena o pertenece al límite oligo-mioceno.*

En la serie inferior Solé-Sedó (1972) encontró un molar de mandíbula inferior de un *Rhinoceros* sp., el cual fué clasificado por M. Crusafont atribuyéndosele una edad comprendida entre el estampiense y el aquitaniense, sin mayor precisión. El hallazgo lo hizo en la Unidad IV, o «Margas de Espronceda», en el camino de Desojo a Mirafuentes. Castiella *et al.* (1978, en una memoria inédita, citada por Salvany, 1989 p.59, del Serv.Geol de Navarra) citan un *Dicerorhinus tagicus*, de edad muy poco precisa, el cual probablemente es el mismo ejemplar estudiado por otro paleontólogo.

Finalmente, desde el punto de vista micropaleontológico, los citados autores, (Solé Sedó y las Memorias de «Viana» y «Allo») mencionan las determinaciones realizadas por J. Ramírez del Pozo, (IGME, 1987 a, b y c) mediante ostrácodos y charáceas. Se dan edades que abarcan el «Sannoisiense», Stampiense y Chattiense para todo el tramo bajo la discordancia de Barbarín, sin más precisiones. Las correlaciones resultan difíciles de realizar dado el carácter diacrónico de los contactos faciales. Es una labor que queda pendiente.

POTENCIAS

En los perfiles levantados se han medido las potencias en metros que a continuación se indican (primera línea: **P** número del perfil; segunda línea: **S** potencias entre la base fallada y el eje sinclinal de Sansol; tercera línea: **R** potencias entre la base y el nivel-guía R.):

P	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)	(18)
S	4800	4830	4850	4890	4930	4770	4600	4570	5040	5270	5320	5420	5540
R	4480	4410	4430	4480	4830	4530	4280	4340	4540	4670	4700	4810	4970

El trazado de las líneas isócronas, cortando sesgadamente los límites de las unidades, ha permitido acumular las potencias, entre el nivel de La Población, el más alto registrado aquí (pueblo sito al W de la zona estudiada, en el confín con la prov. de Alava) y la base visible de la serie, en Azqueta.

La Población	Nivel R	475 m
Nivel R	Discordancia (5)	1375 m
Discordancia	Nivel F (7)	1720 m
Nivel F	Nivel D3 (14)	1250 m
Nivel D3	Nivel C3 (14-15)	750 m
Nivel C3	Nivel B (15-16)	580 m
Nivel B	Base (falla)(18)	710 m
	total:	6860 m

(nota: entre paréntesis, el número correspondiente de los perfiles)

Como se ve estos 6860 m representan un espesor muy considerable, próximo al observado en el perfil de Salinas de Ibargoiti - sinclinal de Barasoain, al SE de Pamplona de 7440 y 7020 m medidos respectivamente por Riba (1957) y Puigdefábregas (1975).

LA CUBETA DE AGUILAR DE CODÉS.

En la parte occidental de la banda estudiada aparece un reducido manchón de material indudablemente neógeno, netamente discordante sobre la serie inferior verticalizada, adosada a las peñas del Monte Codés y cortada hacia el S y W por fallas normales. En opinión del autor la cubeta se formó después de la etapa compresiva, que terminó durante el Mioceno superior (Vallesiense) y que constituye la terminación oriental de varios surcos, como el de Marañón, Santa Cruz de Campezu, Bernedo - Lagrán, (al N del Toloño) parcialmente rellenos de material detrítico reciente (3).

LAS CUBETAS DE «PIGGYBACK»

Al Norte del cabalgamiento Villamayor de Monjardín-Etayo-Mirafuentes y en la zona Este del área estudiada aquí se encuentran dos cubetas terciarias continentales que, por su posición en la unidad vasconavarra cabalgante, pueden asimilarse a cubetas satélites, o de *piggyback* formadas durante el desarrollo de la fase compresiva del Mioceno. Se trata de la cubeta de Názar - Monjardín y la de Estella-Sierra del Perdón. La descripción de las mismas la encontrará el lector en el artículo de Riba y Jurado en este mismo volumen.

LA DISCORDANCIA DE BARBARÍN

Se trata de un accidente bastante complejo del que se carece de cortes profundos que permitan ver, a la primera, la presencia de la discordancia angular. Es necesario integrar cartográficamente un buen número de observaciones en afloramientos de pequeña extensión.

Concurren en él varias circunstancias que contribuyen a dicha complejidad y es preciso relatar. En primer lugar cabe mencionar el diapiro de Estella, el cual, en su fase final intrusiva miocena, formó un *rim syncline* en el que se albergaron las masas muy importantes de los conglomerados de Montejurra (la unidad 6 del perfil general). Además el diapiro se vió afectado por varios accidentes que se detallan a continuación.

El bloque meridional adosado a la intrusión diapírica está fuertemente caído. Está cabalgado por el accidente de Etayo-Monjardín. Dicho cabalgamiento afectó incluso el zócalo paleozoico. Lo cual permitió que grandes y pequeños xenolitos de granito, gneiss, gabro (?), micaesquistos, pizarras cloríticas, mármol, además de rocas de la serie paleozoica y mesozoica, fueron arrasados por el Keuper y llevados al afloramiento actual cercano a Estella. Se trata de un hecho excepcional en todo el conjunto de diapiros del Norte de España, estudiado con sumo detalle en la tesis de R. Pflug (1967, 1973).

Este hecho está bien representado en el corte de Pflug (1967, fig.28), con la salvedad de que dicho bloque profundo paleozoico debería de haber sido

dibujado de forma que respondiese al movimiento de un gran frente cabalgante, sin duda oculto, ya que se encuentra geoméricamente en la prolongación al Este del contacto cabalgante Monte Codés - Monjardín (4).

En segundo lugar coincide en la misma área diapírica una falla (o sistema) de desgarre senestral, orientada de NE a SW, que pasa por las inmediaciones de Luquín y Barbarín. Esta falla presenta estrías horizontales en el contacto con los yesos de Desojo y, además, ha sido la causante del enorme gancho registrado en todas las cartografías de dichos yesos y formaciones contiguas (Fig. 1). Bajando de Barbarín por un camino cementado, se encuentra la serie inferior levantada y laminada buzando 60-85°/227°E. Dicha falla, o conjunto de

fallas, no creemos sea cartografiable, es perceptible asimismo al Oeste de Luquín, en el resto de la zona estudiada, sin embargo está oculta bajo la serie discordante de Allo. La falla de dirección NE-SW pertenece al sistema de fallas cartografiado al Norte de Estella, (en Abarzuza) según Castiella *et al.*(1978) y otras cartografías inéditas de Ciepsa-Deilmann (5). Observando la cartografía de Pflug (1967) se descarta la posibilidad de que dicho accidente cortante pueda considerarse, por lo menos con argumentos superficiales, como falla en «tecla de piano» o de aumento de salto hacia el diapiro (hoja de «Allo», IGME, 1987b).

En tercer lugar existe el desarrollo de la discordancia angular de Barbarín (Fig. 2). Riba (1960) lo descri-

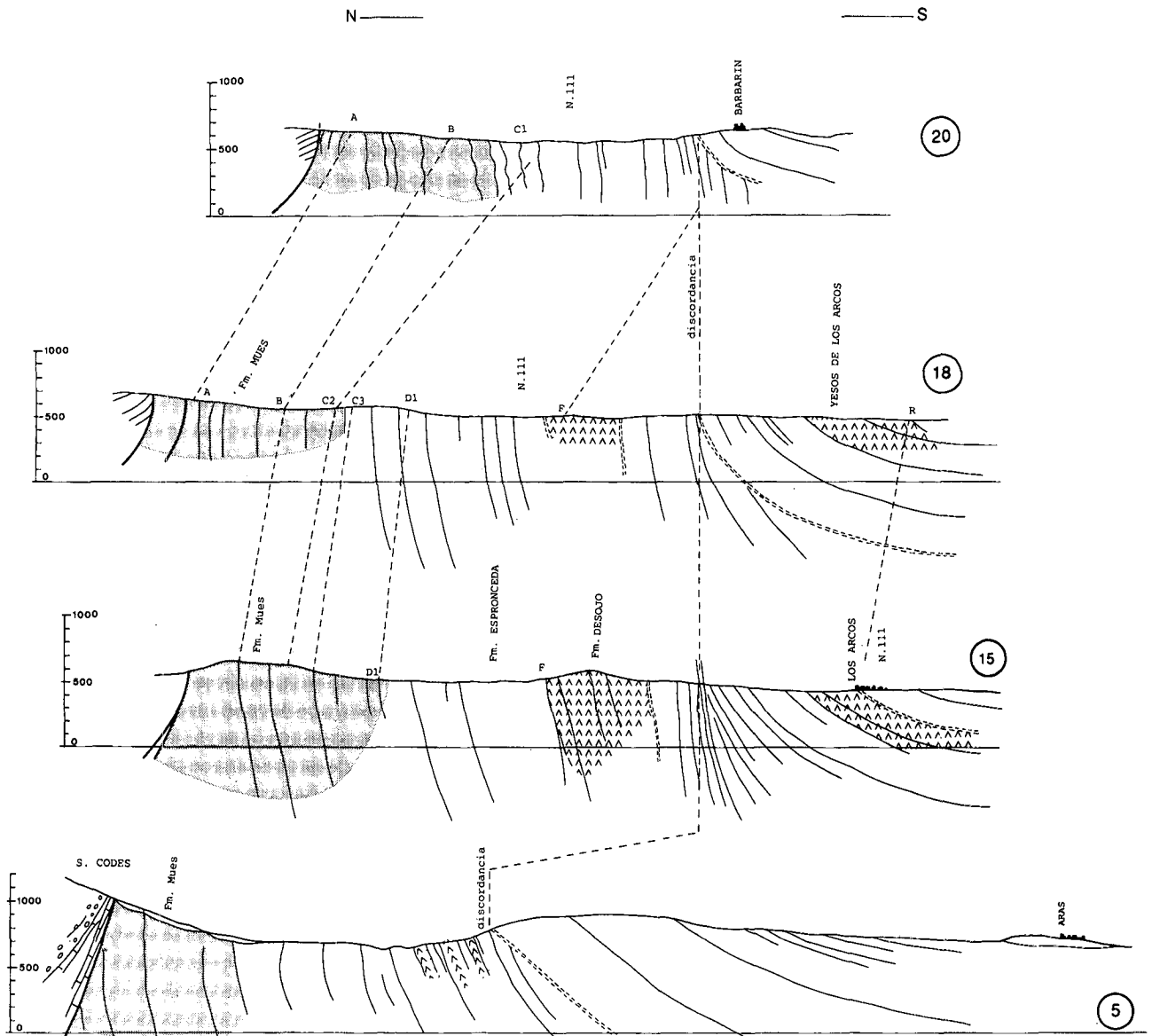


Figura 2.- Cortes geológicos por Barbarín (20-20), Los Arcos (15-15) y Aguilar de Codés (3-3).

Figure 2.- Geological cross sections: Barbarín (20-20), Los Arcos (15-15) and Aguilar de Codés (3-3).

bió de la forma siguiente: «La capa de areniscas del km 2 de la carretera Los Arcos - Mués, (N.111) hacia el E del barranco de Ayolar, empieza a recubrir capas de la serie inferior cada vez más antiguas, cortándolas en bisel de truncación, según el plano cartográfico horizontal y, en ángulos progresivamente mayores en el plano vertical, muy agudos al principio, pero que aumentan a medida que el observador se desplaza hacia el Este. El contacto tiene una traza curva, cambiando suavemente el rumbo de E-W al SSW - NNE».

La línea de discordancia queda plasmada en el mapa de detalle (Fig. 3) si se sigue un itinerario en costura, midiendo direcciones y buzamientos próximos entre sí, recorrido que queda fielmente reflejado

en él y en toda su extensión. No deja lugar a dudas sobre su existencia. Al SW de Luquín, y en un pequeño relieve tabular, identificable por una torre de electricidad, la discordancia angular está perfectamente visible en varios afloramientos .

Dicha discordancia, en su parte Norte, próxima al diapiro de Estella, también fue cartografiada con detalle por R. Pflug (1967, 1973, mapa en color publicado a escala 1:25.000). Junto a Azqueta, lugar del mencionado mapa, se ve reflejada la triple incidencica de la falla de Villamayor - Aguilar, la discordancia entre las dos series continentales y el cabalgamiento por desborde del Keuper diapírico de Estella. La discordancia asimismo está cartografiada en el mapa de J. Solé

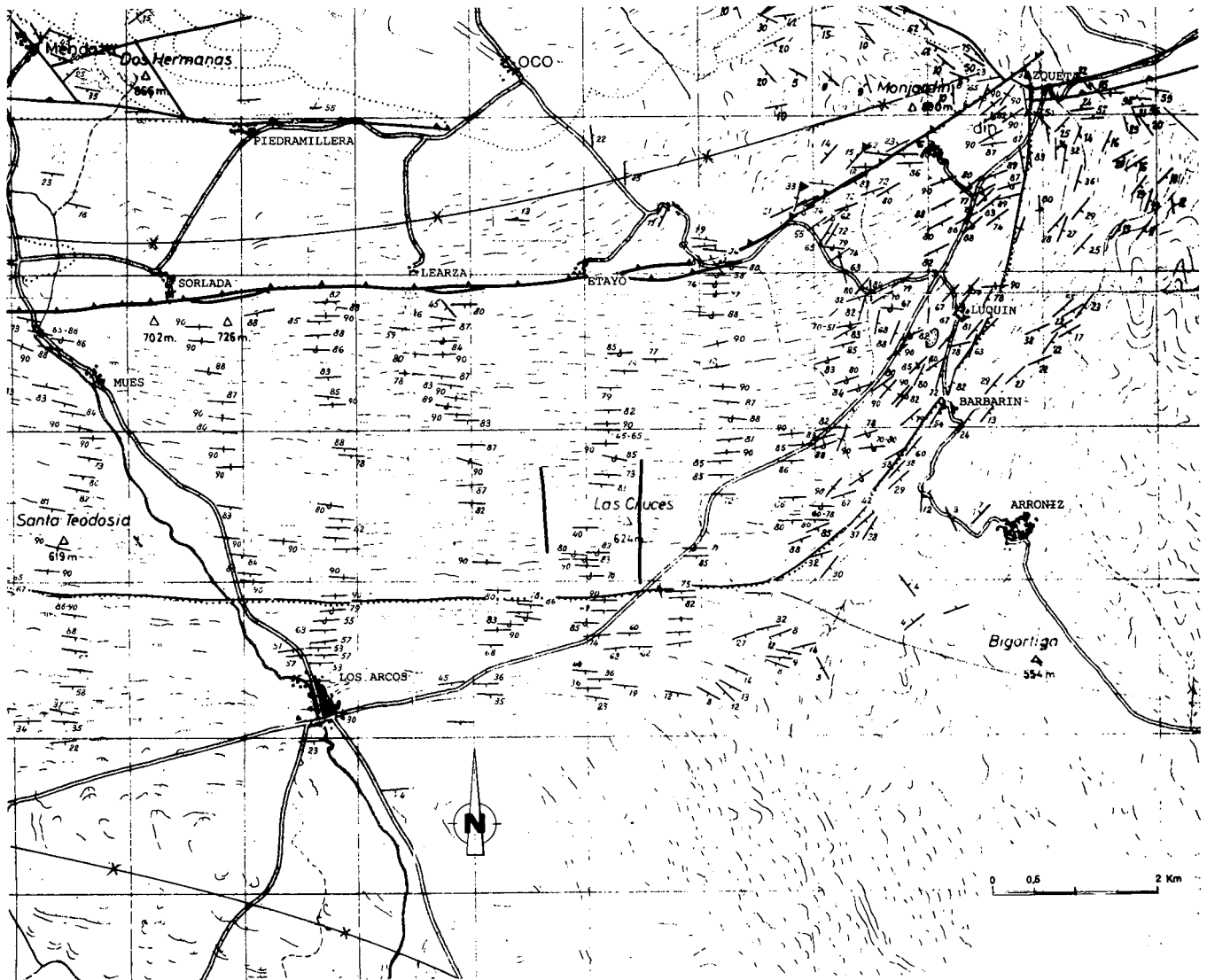


Figura 3.- Sector ampliado del área de Barbarín, según datos cartográficos originales en un mapa fotogeológico. No están indicadas las facies.
Figure 3.- Barbarín area, according to original photogeological map data. Facies are not indicated.

(1972), en el general de Navarra al 1:200.000 (Castiella *et al.* 1978) y en los demás mapas levantados por el Dr. O. Schmidt a cargo de CIEPSA-C.Deilmann (inéditos).

La falla de desgarre, de la que se ha hablado en el párrafo anterior, está en su mayor parte recubierta por la discordancia de Barbarín y, creemos, solamente está exhumada entre Luquín y Barbarín. No existe como límite entre las dos series, ya que entonces no cabría la posibilidad de que fuese sepultada por la serie superior discordante. Es una coincidencia asombrosa que requiere un recorrido detenido sobre el terreno. No existen dos fallas paralelas en este lugar, como se indica en la Hoja de «Allo». Una de ellas, la que pasaría por el cementerio de Barbarín no se ve sobre el terreno, es supuesta, ni siquiera tiene carácter fotogeológico.

La suposición de los autores de la Hoja de «Allo» de que existan al Este de dicho contacto unas discordancias progresivas ... «asociadas a estas estructuras o como consecuencia de ellas se producen discordancias progresivas en los materiales detríticos de edad Oligoceno-Mioceno inferior, que conforman los Picos de Montejurra. La edad del funcionamiento de estas estructuras es equivalente por tanto a la de los materiales afectados por las discordancias progresivas.» ... es una posibilidad, se trataría del «modelo de discordancia progresiva en fallas transcurrentes» (Riba, 1992, p. 510) aunque no se presenten en la superficie cartografiada los ganchos ni los rasgos geométricos que permitan tal suposición. No se descarta su existencia, pero faltan comprobaciones de subsuelo (6).

Cabe señalar que todos los autores anteriores marcaron la discordancia de Barbarín en su lugar. La cartografía detallada de Pflug (1967) señala la prolongación de la discordancia hasta Azqueta. Atendida la escala en que trabajó el geólogo alemán en el diapiro de Estella, con una fotografía aérea muy ampliada (mayor que 1:10.000) no puede ponerse en duda la bondad de su mapa.

La serie superior discordante y en «onlap» invade toda la cubeta de Estella y se prolonga, sin solución de continuidad, hacia el NE, hasta alcanzar los conglomerados discordantes de la Sierra del Perdón.

La edad de la discordancia de Barbarín, como ya se ha dicho, está por debajo del nivel-guía R (yesos de Los Arcos) correlacionado con el yacimiento de Tudela I, de edad aquitaniense (ageniense), por cuya razón se puede admitir que es finioligocena (Crusafont *et al.*, 1966) o situada en el límite oligo-mioceno.

DISCORDANCIA DE AGUILAR DE CODÉS.

Se trata de una discordancia inédita. Si se recorren los afloramientos a la inversa, es decir hacia poniente, la capa de areniscas (que es un buen nivel-guía fotogeológico) del km 2 de la carretera Los Arcos - Mués (N.111), se produce, a partir del meridiano de Azuelo, un recubrimiento también muy sesgado de la serie superior sobre capas de yesos y margas de la inferior. Poco a poco el salto discordante se va abriendo progresivamente hacia el Oeste para convertirse en franca discordancia angular. Es decir, el vacío erosional y el hiato crecen en este sentido. Es un ejemplo del modelo de *discordancia atenuada*, definida por Riba (1992).

Es preciso decir ahora, al analizar la posición estratigráfica de las discordancias de Barbarín y de Aguilar de Codés que, geoméricamente, *ambas son contemporáneas*. Existe un doble paso lateral de discordancia a conformidad. Tal vez el tramo intermedio conforme, en realidad sea una *monodiscordancia* o discordancia sólo de buzamiento pero de rumbos paralelos o, quizá también, una discordancia progresiva. Los afloramientos topográficamente poco profundos no permiten mayor precisión.

Cabe recordar, como está consignado en la cartografía existente, que las series estudiadas aquí y la discordancia de Aguilar por supuesto, en gran parte está cobijada por la unidad alóctona de la Sierra de Cantabria, concretamente por la Peña de La Población. La edad de este importante accidente pertenece al Vallesiense (Mioceno sup.), muy posterior a la discordancia de Barbarín-Aguilar.

LAS UNIDADES OBLICUAS.

Los resultados cartográficos y estratigráficos del presente estudio dan cuenta de un hecho notable. Si se toma como referencia la unidad constituida por los Yesos de Desojo se puede apreciar que existen pasos laterales o gradaciones de facies a las unidades adyacentes. La parte inferior de dichos yesos pasa lateralmente a las margas de Espronceda y estas a su vez a las areniscas de Mués. Esto viene subrayado con el trazado de los niveles-guía, de carácter isócrono, antes mencionados.

El depocentro de los yesos de Desojo en este gran perfil estratigráfico se desplaza aparentemente de Este a Oeste, sin embargo faltan datos en sentido normal (N-S), de modo que no se sabe la dirección exacta de esta traslación.

Si se comparan las potencias de los yesos de Desojo, en tres perfiles N-S paralelos, se tiene el cuadro siguiente:

	W	-	E
Perfil	Desojo	Arcos	Olejua
Riba (1960)	850 m	880 m	650 m
Solé (1972)	650 m	900 m	750 m

(Nota, la posición de los perfiles de ambos autores no coinciden topográficamente).

Ahora bien, si en esta evaluación se toma como nivel de partida la capa inferior de los yesos, sita en la parte oriental y el nivel superior en la occidental, el desnivel estratigráfico o potencia total es del orden de los 1200 m.

Por otra parte, por ejemplo, si se toma en la parte oriental (sector de Olejua) el nivel más alto de los yesos de Desojo, y se sigue hacia el Oeste dicho falso contacto hasta el meridiano de Espronceda, distante de 14 km, el desnivel estratigráfico (crono) es del orden de los 500 m. Eso da una pendiente de 36 milésimas con respecto a las isócronas. Es un valor a tener muy en cuenta. Esto se repite, en igual sentido, en la base de los yesos de Desojo.

Es importante que, en su mayor parte, el paso de los yesos a las margas de Espronceda (nivel 3) y las areniscas y margas de Desojo (nivel 5) se realiza mediante un sistema finamente deflecado de cuñas delgadas; una indentación de yesos y margas muy gradual, poco perceptible en el terreno si no se goza de una buena panorámica. Es preciso tomar los bancos más descollantes y cartografiarlos.

Este paso lateral en todas las cartografías a escala 1:50.000 realizadas hasta el presente, (Almela y Du-

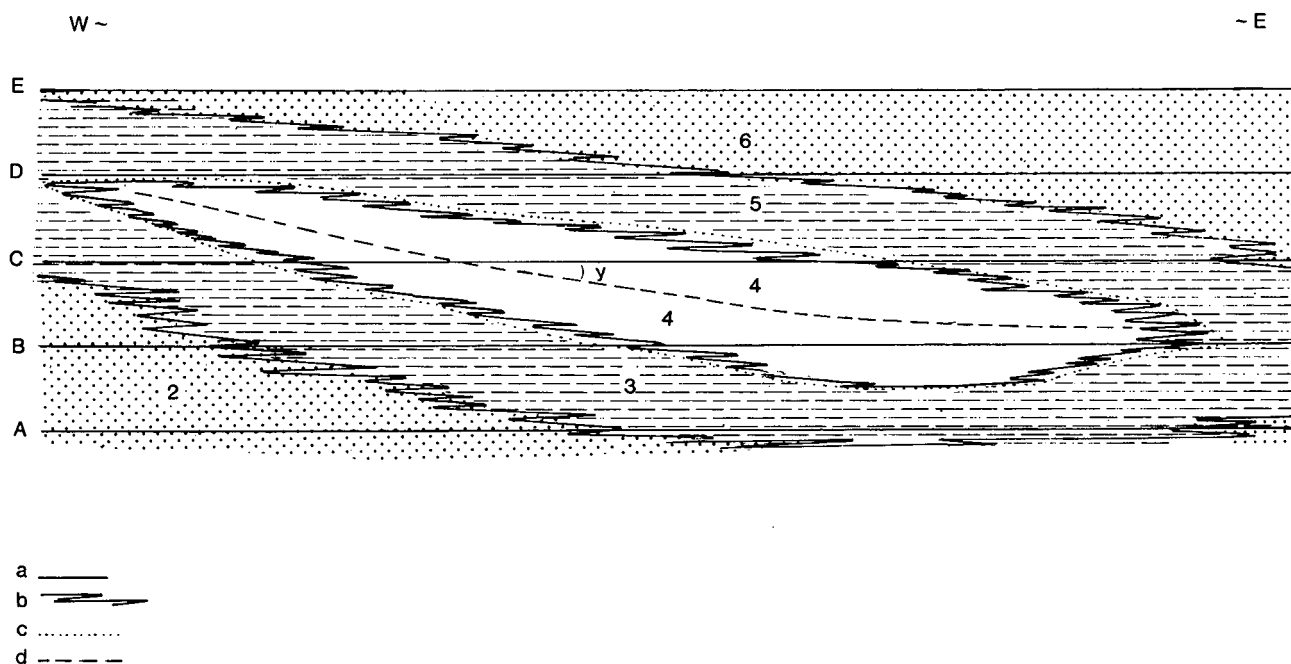


Figura 4.- Representación esquemática de una secuencia oblicua, inspirada en el estudio presente entre Aguilar de Codés y Monjardín. La escala vertical está realzada. Las líneas paralelas «a», con valor de isócronas, señaladas (A, B, C, D y E) pueden equivaler a algunas de las indicadas en el mapa de la Fig. 1) se han representado paralelas a las ordenadas y las litofacies (2, 3, 4, 5 y 6) se pueden asimilar a las expuestas en el apartado de estratigrafía. Las líneas «b» indican paso lateral de facies. Las líneas de puntos «c», son las envolventes de dichos pasos laterales que, en algunos estudios cartográficos (IGME, 1987b y 1987c), se han convertido en límites faciales adquiriendo valor de isócronas y, además, han sido consideradas como «paraconformidades». La línea «d», situada en la mediana de la facies 4 de la secuencia deposicional (o UTC), es una falsa ruptura, no isócrona, inclinada con un grado de oblicuidad «y» con respecto a las líneas «a».

Figure 4.- Schematic representation of an oblique sequence proposed in this study between Aguilar de Codés and Monjardín (Navarre, Spain). Vertical scale is exaggerated. Parallel lines «a» are equivalent to some isochrones A, B, C, D, and E (see map Fig. 1), and units 2, 3, 4, 5, and 6 are equivalent to those formations of the stratigraphic chapter. «b» lines indicate lateral facies changes. Dotted lines «c», correspond to their envelopes, that in some mapping studies (IGME 1987b and 1987c) became facial boundaries and were considered as isochronous paraconformities. Line «d» (into the evaporitic facies 4) is a false «break», non isochronous, displaying a certain slope and obliquity angle «y» in relationship to «a» lines.

puy, 1953; Riba, 1956; IGME, 1987a y b) se ha trazado con una línea de contacto continua, algo que en realidad es una envolvente de dicho cambio lateral y, por consiguiente, tiene carácter diácrono. La idea está expuesta gráficamente en la figura 4 adjunta. Insospechadamente, los mencionados autores han asimilado la envolvente a una isócrona, con lo cual desaparecen los pasos laterales de los litótopos aparentemente superpuestos. Algo parecido ocurre con las Areniscas de Mués (nivel 2).

LAS SECUENCIAS OBLICUAS. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.

Los resultados expuestos tienen repercusión importante en todo lo que concierne a las secuencias deposicionales y al establecimiento de las unidades tectosedimentarias (UTS).

En el territorio analizado se pueden establecer dos secuencias deposicionales o UTS (unidades tectosedimentarias) separadas por la discordancia de Barbarín. La secuencia inferior está prácticamente completa. En cada uno de los diversos perfiles estudiados se pueden señalar las distintas facies. La correlación de los perfiles entre sí se podría efectuar tomando, por ejemplo, como nivel-guía el límite superior de los Yesos de Desojo. De realizarse así, como ya se ha apuntado, se puede caer en un error de varios hectómetros de desnivel cronoestratigráfico (7). Las secuencias o UTS así definidas tendrían una fuerte oblicuidad con respecto a las isócronas, por esta razón se propone aquí el término de *secuencias oblicuas*.

Las secuencias deposicionales y las unidades tectosedimentarias conceptualmente son lo mismo, de acuerdo con el análisis realizado por Riba (1992). Aunque, en la práctica, y de forma tradicional en nuestro país, las UTS se usan especialmente para definir las unidades continentales (véase Megías, 1982; González *et al.* 1988; Pardo *et al.* 1989, Muñoz 1991, etc). Por definición se trata de unidades rocosas limitadas a muro y techo por sendas discordancias añadiendo la prolongación de las mismas en las *conformidades correlativas* (según Mitchum *et al.* 1977). Es preciso añadir que el uso del término «*paraconformidad*» empleado en algunas cartografías y memorias del Mapa Geológico 1:50.000 (Magna) es incorrecto, pues su concepto conlleva la existencia de un hiato (8).

Ahora bien, en los autores mencionados se repite la figura explicativa de los tres tipos de «rupturas sedimentarias» (p.ej. en Pardo *et al.*, 1989, fig.2 y explicación, pp.204-205.). Concretamente, en lo que concierne a la *ruptura sedimentaria de tipo 2*, se dice que va ... «ligada al cambio de actividad diastrófica decreciente a creciente/.../ manifestada exclusivamente por un cambio de signo en la evolución secuencial que pasa de ser positiva a negativa y por un cambio en el dispositivo geométrico

de *onlap* a *offlap*». Se supone en esta definición (*op.cit.* p.204) «que tales crecimientos o decrecimientos tengan lugar de forma instantánea a escala de tiempo geológico». Existe una triple objeción: **1a)** El término «ruptura», semánticamente implica un quiebro o discontinuidad del tipo que sea. Precisa reemplazarse con el empleo de otro, como «inversión sedimentaria», «inflexión» o «inversión de polaridad» y, en consecuencia, los autores establecen que *ruptura* y *discontinuidad* son conceptos independientes. **2a)** Que esta «ruptura», o mejor, inversión, queda muy imprecisa dentro de la sucesión estratigráfica, como es el caso de los yesos de Desojo, con potencias superiores a los 800 m. **3a)** La «ruptura», en el caso de los yesos de Desojo, al igual que sus límites inferior y superior, resultan ser diácronos (Fig.4).

Por consiguiente, el tipo 2 de ruptura sedimentaria no puede ser criterio de confianza para establecer correlaciones estratigráficas, ni para la delimitación de UTS elementales, ni siquiera tampoco para definir los «períodos diastróficos».

Aquí, en el afloramiento de Monte Codés - Monjardín, desempeñan un papel importante las traslaciones de los depocentros y ejes de surcos sedimentarios acaecidos en cuencas cerradas de antepaís o de *piggyback* como son los casos de las cuencas del Ebro y de Miranda de Ebro (9), lo cual puede ser debido a factores internos o externos a las mismas, a lentos movimientos de subsidencia y no a fases diastróficas bruscas, ¿realmente «las UTS representan unidades de evolución paleogeográfica de la cuenca genéticamente vinculadas a procesos genéticos alocíclicos»? Parece que no y, además, que los máximos y mínimos en el ritmo del diastrofismo sean sincrónicos» (*loc.cit.* p.218b), puede discutirse con los argumentos expuestos.

Acercas de la última pregunta, se concluye en el presente trabajo que, vinculadas a la flexión marginal, existen dos discordancias angulares sincrónicas, la de Barbarín y Aguilar, distantes unos 15 ó 20 km. Afirmación establecida con argumentos geométricos en un caso de afloramiento excepcionalmente continuo. Ello no implica que otras más distantes puedan serlo. La demostración es, por el momento, inalcanzable.

AGRADECIMIENTOS

Nos es grato dar las gracias a D. Angel Rodríguez Paradinas, director de la Compañía de Investigación y Explotaciones Petrolíferas S.A. por el permiso, dado recientemente, de poder hacer uso de la documentación utilizada en el presente trabajo. La investigación relacionada con esta publicación se ha realizado con la ayuda del Proyecto de la DGICYT, núm PB91-0805.

NOTAS

(1). Parece que la cartografía inédita de Riba (CIEPSA, 1960) al 1:200.000 pudo ser consultada por el Servicio Geológico de Obras Públicas de Navarra.

(2). Estas líneas fotogeológicas con valor de isócronas pueden ser fieles cuando se trata de depósitos lacustres como las calizas o los yesos, más discutibles resultan para las areniscas. Sin embargo, para distancias cortas, las últimas son aceptables para determinar las correlaciones entre formaciones diversas. Este método de trabajar ha dado buenos resultados en la cartografía de la cuenca de Pamplona (Puigdefábregas, 1975) y en las tesis presentadas por el departamento de Zaragoza dirigidas por el Prof. J. Villena.

(3). El autor suscribe la observación de Casas (1990, p.140, 3r párrafo) de que «...al E de la Sierra de Cantabria aparecen dos fosas que han debido funcionar como fallas normales: 1. la fosa de Cabredo-Genevilla-Santa Cruz de Campezu, la más occidental, /.../ y 2. la fosa de Mirafuentes-Piedramillera-Olejua, de orientación E-W, separada por fallas tanto de las calizas cretácicas situadas al N como del Paleógeno de la Depresión del Ebro/.../rellenas en parte con materiales conglomeráticos rojos atribuidos al Plioceno».

(4). R. Pflug, alumno del Profesor R. Brinkmann, se manifestó siempre muy «autoctonista», siguiendo la corriente geológica dominante en aquellas décadas, es algo que queda patente en su trabajo al interpretar la falla principal Aguilar-Monjardín como accidente de distensión en su figura 28. Al conjunto monoclinial levantado de Aguilar - Monjardín, estudiado aquí, lo llamé *Randflexur des Ebro-Beckens* o «flexión marginal de la cuenca del Ebro», que actualmente se interpreta como consecuencia del levantamiento producido por una gran unidad alóctona cabalgante, en la falla de Etayo-Monjardín.

(5). Se trata del sistema de fallas NE-SW, cartografiado por varios autores al N de Abárzuza, próximo a Estella (Sierra de Urbasa) asimilable a la «falla de Pamplona» de los autores pirenaicos modernos. Asimismo, Casas (1990), en la figura 1.6 correlaciona la falla «más occidental del modelo de *pull-apart* del Cretácico de Cameros con la falla de desgarre, también senestral, de Elizondo - Estella que es, sin dudar, la de Barbarín. La falla que limita el Terciario inferior de Cirauqui con el diapiro y Mesozoico de Alloz pertenece al mismo sistema y tiene igual carácter senestral.

(6) En la Memoria de «Allo» se vacila al decir que la discordancia de Barbarín no es una discordancia «neta», pues a continuación se añade que las fallas de Urbiola y Luquín ven el contacto «fosilizado por sedimentos en parte coetáneos y en parte posteriores», con lo cual implícitamente se afirma que hay discordancia. Además, las condiciones de afloramiento son muy malas para diagnosticar discordancias progresivas.

Nota: Siempre se ha recomendado mantener la norma de distinguir las fallas comprobadas en el terreno de las interpretativas o fotogeológicas, es algo que, en la Hoja de «Allo» (Núm. 172), realmente falta.

(7). Por lo indicado, la delimitación de las UTS en la Hoja de «Allo» (1987) está por revisar, ya que no se explican los argumentos utilizados para definirlos.

(8) El uso indebido del término *paraconformidad* radica en dos puntos distintos (véase Riba, 1992):

a). Recuérdese que el concepto de *disconformidad* («*disconformity*») fue propuesto por Grabau, (1905, p.534 y 1913 reedición 1960, p.821 y ss.), (término que los autores franceses tradujeron por «*discordance par ravinement*»). Se trata de un concepto referido al de «ruptura sedimentaria» («*break in the record*») entre dos unidades estratigráficas que guardan paralelismo, pero que entre ellas existe un hiato demostrable por una erosión de la serie inferior, es decir: un paleorelieve recubierto por la serie superior. Este concepto fue retomado por Dunbar & Rodgers (1966, pp.116 y 119) al introducir el término *paraconformidad* («*paraconformity*») atendiendo al hecho de que el paleorelieve de la disconformidad puede llegar al límite en que la erosión del paleorelieve de la serie inferior se haya reducido a una penillanura o superficie perfectamente plana

(algo que depende de la escala en que se realiza la observación). Entonces las superficies limitantes de ambas series se hacen planas. La interficie producida, que corresponde a un hiato, es un plano que puede ser confundido con una junta de estratificación. Desde luego, el concepto de *paraconformidad*, va ligado al de *hiato*, sin *vacto erosional* perceptible. Es algo muy difícil de descubrir en afloramiento si no se tienen evidencias paleontológicas, algo inalcanzable en el Terciario continental. Corrales (*et al.* 1977), ratifican el concepto.

b). Una discordancia angular pasa a centro de cuenca a concordancia o mejor a *conformidad* («*conformity*»). El vacío erosional y el hiato que comporta la discordancia se pierden. Es el caso del modelo de *discordancia atenuada* de Riba (1992). El paso lateral de discordancia angular puede gradar o atenuarse a disconformidad, esta a su vez a *paraconformidad* y, finalmente, a *conformidad*. En este contacto ¿el hiato estratigráfico se conserva?. Se trata de una incógnita indemostrable. No se pueden confundir ambos conceptos.

(9). Sin intención de generalizar, las cuencas satélites o de *piggyback* y la del antepaís pirenaico-cantábrico del Oeste de la Cuenca del Ebro, presentan grandes desplazamientos de los depocentros y surcos sedimentarios. Véase el trabajo del mismo autor en este volumen.

BIBLIOGRAFÍA

- ALMELA, A. y DUPUY DE LÔME-SÁNCHEZ, E. 1953: Estructuras Oligocenas de la Ribera Alta de Navarra. *Inf. inéd. CIEPSA*, N° 95, 10 p. y mapa: *El Oligoceno entre Monjardín y Aguilar de Codés*, E.1:50.000, Cortes geol. Madrid.
- CASAS SAINZ, A. M. 1990: *El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza, 382 p., Anexos y mapas. Zaragoza, Mayo, 1990.
- CASTIELLA, J.J. y DEL VALLE, J. 1978: Mapa geológico de Navarra. A escala 1:200.000. *Serv. Geol., Dir. de Obras Públ. Diput. F. de Navarra*. Pamplona.
- CORRALES, I., ROSELL, J., SANCHEZ DE LA TORRE, L., VERA, J.A. y VILAS, L. 1977: *Estratigrafía*. Ed. Rueda, Madrid, 718 p.
- CRUSAFONT PAIRÓ, M., TRUYOLS, J. y RIBA, O. 1966: Contribución al conocimiento de la Estratigrafía de Navarra y Rioja. *Not. y Com. IGME*, 90:53-76. Madrid.
- DUNBAR, C.O. y RODGERS, J. 1966: *Principles of stratigraphy*. J. Wiley & Sons. New York, 356 p.
- GONZÁLEZ, A., PARDO, G. y VILLENNA, J. 1988: El análisis tectosedimentario del Terciario como instrumento de correlación entre cuencas. *II Congr. Geol. Esp., SGE, Granada*, Simposios: 175-184.
- GRABAU, A. W. 1905. Physical characters and history of some New York formations. *Science*, n.ser. 22:534.
- GRABAU, A.W. 1913: *Principles of stratigraphy*. Reedición, 1960, *Dover Publ., Inc.* 2 vols. New York.
- HÜTTNER, H. y RIBA, O. 1956: *Geologische Untersuchungen im Raum Estella*. *Inf. inéd. C. Deilmann Bgb.-CIEPSA*, 21 ag. 1956.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2a Edición. Plan MAGNA. Memorias explicativas y Hojas: Núm.140, *Estella*, 1987a. Núm.171, *Viana*; 1987b, 39 p., 1 fig.; Núm.172, *Allo*, 1987c, 55 p., 11 figs. Madrid.
- KIND, H.D. 1963: *Diapire und Alttertiär im Südöstlichen Baskenland (Nordspanien)*. Diss. Doktorgrades. *Univ. Bonn*. 58 pp. Bonn. *Ibid. Beih. geol. Jb.* 66:127-174, 17 figs, 6 tab. 5 pl. Hannover, 1967.

- I. LOTZE, F. 1958: Mapa Geológico de la zona Oeste de los Pirineos y del Este de la Cordillera Cantábrica. Escala 1:200.000. Publ. Ed. por *Compañía Petrolífera Ibérica*. Madrid.
- LOTZE, F. 1973: Geologische Karte des Pyrenäisch - Kantabrischen Grenzgebietes. Escala 1:200.000. *Mainz, Akad. Wiss. und Litter.* 22 p. *Abh. der Mathem.-Naturwissenschaftlichen Klasse. Jahrgang 1973, Nr.1.* Mainz.
- MANGIN, J.P. 1959-1960: Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon. *Pirineos* 51-58:1-631. Zaragoza.
- MEGÍAS, A.G. 1982: Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *V Congr. Latinoamer. Geol. Argentina*, 1: 385-402.
- MITCHUM, R.M. 1977: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Seismic Stratigraphy and global changes of sea level. Part II. *AAPG Mem.*, 26:205-212.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, A. 1991: *Análisis tectosedimentario del Terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro*. Tesis doct. Univ. de Zaragoza, 496 p.
- ORI, G.G. y FRIEND, F. 1984: Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12:475-478. Boulder. Colorado
- PARDO, G., VILLENA, J. y GONZÁLEZ, A. 1989: Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Rev. Soc. Geol. España*. 2/3-4:199-221.
- PFLUG, R. 1967: Der diapir von Estella (Nordspanien). *Beihefte Geol. Jb.* 66:21-62. Hannover.
- PFLUG, H. 1973: El diapiro de Estella. *Rev. Soc. Cienc. Nat. Aranzadi, Munibe* 25, 2/4:171-202, 26 figs, 1 mapa col. San Sebastián.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. 1975: *La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*. Tesis doct. Pirineos. 104:1-188. Jaca.
- RIBA, O. 1955: Sur le type de la sédimentation du Tertiaire continental de la partie Ouest du Bassin de l'Ebre». *IV Int. Sedimentol. Congr. Braunschweig - Geologische Rundschau*, 43/2:363-371, 1 lám. Stuttgart.
- RIBA, O. 1956: Resumen del Informe sobre el Terciario continental de la región de Estella. *Inf. CIEPSA*, 9 pp. Vitoria. (inédito).
- RIBA, O. 1957: Nuevas observaciones sobre el Terciario continental de la Depresión del Ebro, (Rioja, Ribera de Navarra), con 1 mapa E:200.000. *Inf. inéd. CIEPSA*, núm.100. Madrid-Vitoria.
- RIBA, O. 1960: Informe Geológico sobre el Terciario continental entre Monte Codés y Montejurra. *Inf. Ciepsa*, núm. 108 con Mapa de litofacies del Terciario continental entre Montejurra y Aguilar Codés, 1 mapa E: 25.000, + 1 despl. Madrid-Vitoria. (inédito)
- RIBA, O. y PÉREZ MATEOS, J. 1961: Sobre una inversión de aportes sedimentarios en el borde norte de la cuenca terciaria del Ebro (Navarra). *Ila. Reun. de Sedimentol. Sevilla. 1961*. Vol. comun. p.201-221. *Inst. Edafología*. CSIC. Madrid.
- RIBA, O. 1964: Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte riojana y navarra». In «*Aportación Esp. al XX Congr. Geogr. Int. 1964*», p.127 - 138. *Inst. Geogr. «J.S. Elcano» e Inst. Est. Pir.* Zaragoza.
- RIBA, O., REGUANT, S. y VILLENA, J. 1987, 1983: Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. In: *Libro Jubilar J.M. Ríos*. Geología de España. Vol.2, p.131 - 159, 16 figs. *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- RIBA, O. 1992: Las discordancias sintectónicas como elementos de análisis de cuencas. In: A. Arche, Coord. *Sedimentología*, 2a Edición. Vol.2:489-522, 22 figs. *CSIC*, Madrid.
- SALVANY DURÁN, J.M. 1989: *Las formaciones evaporíticas del terciario continental de la Cuenca del Ebro en Navarra y La Rioja, litoestratigrafía, petrología y sedimentología*. Tesis Fac. Geol. Univ. Barcelona. Dept. Geoq. Petrol. y Prosp. Geol. 397 p. 61 fig. texto 129 fotos. con 21 fig.
- SOLÉ SEDÓ, J. 1972: Formación de Mués: litofacies y procesos sedimentarios. Tesis Lic. *Fac. Geol. Univ. Barcelona*. 61 p. 1 Mapa. (inédita). Barcelona.