

Aportación a la geología de la región de Barbastro

por Gonzalo PARDO y Joaquín VILLENA

Departamento de Estratigrafía, Universidad de Zaragoza.

ABSTRACT

In this paper the results of a microtectonic study of the evaporitic materials in the Barbastro anticline are given.

This study shows that these structures are consequences of two non synchronous deformation movements: the first one a compression movement, and the second one, local movements of evaporite beds.

A hypothesis on the relationships between the Barbastro anticline and the Gavarnie overthrust front is given.

RESUMEN

Se da a conocer el resultado de un estudio microtectónico en los materiales evaporíticos del anticlinal de Barbastro con lo que se pone de manifiesto que este accidente es consecuencia de dos mecanismos de deformación no sincrónicos: una compresión primero y movimientos halocinéticos locales posteriores. Asimismo, se da una hipótesis sobre la posible distribución en profundidad del frente del manto de Gavarnie y su relación con el anticlinal.

INTRODUCCIÓN

El rasgo geológico más sobresaliente de la región de Barbastro lo constituye un pliegue anticlinal que, prolongándose al E y al W de dicha localidad por las provincias de Huesca y Lérida, nos marca el accidente principal del borde septentrional de la depresión del Ebro. Este «anticlinal de Barbastro» afecta a los materiales terciarios aflorantes en la región: formación yesos de Barbastro que constituyen el núcleo del pliegue, formación Peraltilla y formación Sariñena.

Dicho accidente es descrito, posiblemente por primera vez, por Mallada (1878), el cual al comentar los cortes geológicos que acompañan su memoria de la provincia de Huesca señala al respecto que en dichos cortes se «muestra la disposición de los bancos miocenos, levantados simétricamente a uno y otro lado de la faja yesosa, que en ciertos sitios envuelve algunos de aquellos como si hubieran sido arrancados de la masa general. Así se ve entre Castejón del Puente y la barca de Barbastro y en San Esteban de Litera.»

Posteriormente a este trabajo son numerosos los autores que de una forma u otra aluden o describen dicha estructura.

Entre estos podemos citar a los trabajos de Almela y Ríos (1947), Larragán (1949), Alastrue, Almela y Ríos (1957) y Coma (1960) que en sus respectivas memorias, describen los grandes rasgos geométricos de este accidente, en general de forma confusa e incompleta, haciendo algunos de ellos alusión a su posible génesis de tipo diapírico.

Otros tratan de establecer la relación de este anticlinal con las diferentes fases de plegamiento que han afectado a la región Pirenaica.

Así Reille (1971), Garrido (1972 y 1973) Puigdefabregas y Soler (1973) y Puigdefabregas (1975) asocian este accidente a la fase de compresión fini-oligocena.

Ahora bien, mientras que para Puigdefabregas y Soler sería ésta la fase en que tendría lugar la implantación del manto de Gavarnie, Garrido opina que tal implantación se produce en una fase anterior, fini-eocena.

Por otro lado Reille (op. cit.), que estudia algo más detalladamente el anticlinal de Barbastro, relaciona su génesis con la actuación de escamas de zócalo, sin descartar la contribución del diapirismo en la formación del mismo.

Quirantes (1969), que define las formaciones Sariñena y Yesos de Barbastro, en su esquema de correlación de las unidades terciarias de este sector de la cuenca del Ebro da unos perfiles geológicos en que, a partir de sondeos y datos de superficie, se muestra la geometría profunda del anticlinal.

Sobre dicha geometría Riba (1971), señala que corresponde a un anticlinal de fondo plano de los que Ríos (1948) califica de semidiapíricos, y en cuyo flanco norte se situaría posiblemente el frente del manto de Gavarnie.

Otro grupo de autores se han ocupado de la región de Barbastro preferentemente en sus aspectos estratigráficos. Entre estos podemos citar los trabajos de Crusafont, Riba y Villena (1966), los cuales definen la formación Peraltilla. Asimismo encuentran una asociación faunística de edad Aquitaniense en las capas basales de la unidad que más tarde Quirantes (op. cit.) define como formación Sariñena. También señalan la discordancia existente entre dicha formación y las infrayacentes de Peraltilla y Yesos de Barbastro.

Por último hay que señalar que Reille (1967), da a conocer la existencia de una flora de Charophytas en la base de la formación Peraltilla que permite datar ésta como Oligoceno inferior.

Como se deduce de los antecedentes expuestos, el anticlinal de Barbastro constituye un accidente que ha sido tratado por la mayoría de los autores que han investigado la región pirenaica, pese a lo cual se carece de una información detallada del mismo, que ayude a su mejor interpretación.

Posiblemente esta falta de estudios detallados se deba a que los diferentes autores basan sus observaciones casi exclusivamente en las formaciones detríticas que limitan el

núcleo evaporítico del anticlinal mientras que este núcleo no ha sido nunca objeto de atención.

En éste sentido, hemos realizado un primer estudio de detalle del anticlinal de Barbastro entre el monasterio del Pueyo y Tamarite de Litera centrándonos esencialmente en el núcleo de dicha estructura y sus relaciones estratigráficas y tectónicas con las formaciones detríticas superiores, es decir, Peraltilla y Sariñena.

DATOS OBTENIDOS

La asimetría estratigráfica del anticlinal de Barbastro al W del Cinca ha sido dada a conocer por varios de los autores citados (Crusafont et al., Reille, Garrido).

En efecto, en el flanco S la Fm. Peraltilla sucede en concordancia a los yesos de Barbastro, mientras que en el flanco N la Fm. Sariñena se superpone a los yesos en discordancia angular.

Este último hecho puede observarse en el área estudiada por nosotros en el km 1'500 de la Crra. de Barbastro a Poleñino y en el K. 53 de la Cra. Nal. de Tarragona a San Sebastián, 1 km. al Sur de Barbastro. En dichos puntos los afloramientos son reducidos y sólo nos permiten comprobar la existencia de capas verticales de Fm. Sariñena en contacto con los yesos. Sin embargo, en la margen derecha del Cinca,

con perfectas condiciones de afloramiento, hemos comprobado que tal contacto se realiza mediante una discordancia progresiva que nos data movimientos en el anticlinal de edad intraaquienense como máximo puesto que ésta es la datación que Crusafont et al. (op. cit.) establecen para la base de la Fm. Sariñena (ver fig. 2, corte I).

Por el contrario, al E del Cinca los recubrimientos cuaternarios no permiten reconocer el contacto de los yesos de Barbastro en el flanco norte del anticlinal y por tanto determinar si allí existe o no la discordancia progresiva. Antes bien, el límite norte de los yesos se sitúa al E del Cinca en una posición más meridional que en el área situada al W de dicho río y en el camino de Fonz a la Almunia de San Juan hemos encontrado calizas lacustres asimilables a la base de la Fm. Peraltilla con lo que la asimetría estratigráfica a que nos hemos referido quedaría limitada, en nuestra zona de trabajo, al área situada al W del Cinca.

En el aspecto tectónico hemos de señalar en primer lugar, que el término anticlinal no expresa con exactitud la estructura del accidente que estudiamos, mucho más compleja en una observación detallada a cualquier escala. Si bien a lo largo de toda la zona es apreciable un pliegue anticlinal principal situado cerca del límite sur de los yesos, con dimensiones igualmente cartográficas se reconocen numerosos pliegues en el área comprendida entre la Almunia de San Juan y Alins del Monte (ver fig. 1), y a escala de afloramiento la plasticidad de

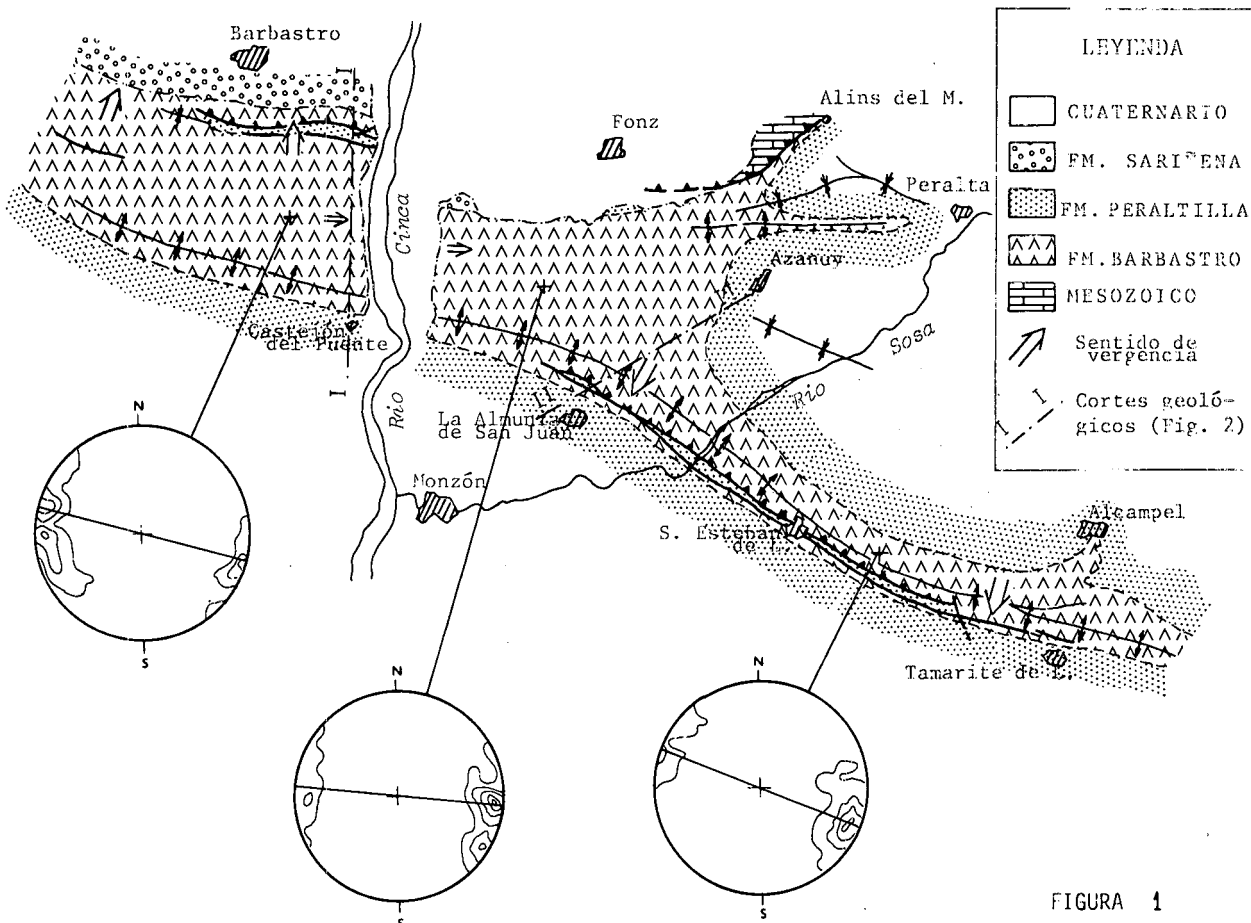


Fig. 1. Esquema cartográfico-estructural del anticlinal de Barbastro entre el monasterio del Pueyo y Tamarite de Litera.

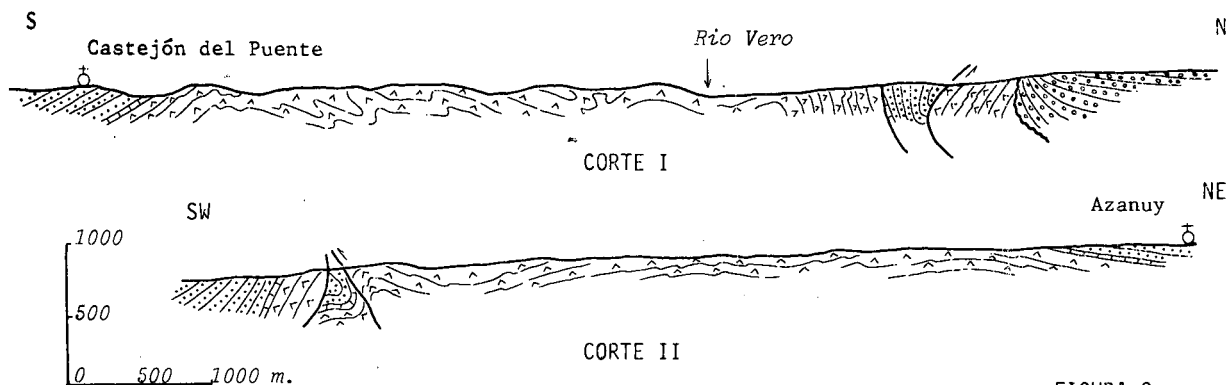


Fig. 2. Cortes geológicos del anticlinal de Barbastro.

FIGURA 2

los yesos se manifiesta en una profusión de pliegues que se supra o infraatenuan repetidamente originando frecuentes disarmonías. Sin embargo, el techo de la formación Barbastro está constituido por niveles tableados con una potencia aproximada de 200 m que presentan un comportamiento relativamente más competente que los niveles infrayacentes, por lo que el estilo general y las vergencias han podido apreciarse claramente con el apoyo, además, de los afloramientos de Fm. Peraltilla incluidos por accidentes tectónicos dentro del núcleo de la estructura.

Uno de los pocos aspectos estructurales señalados en el anticlinal de Barbastro es precisamente el de la vergencia, de la que hablan Alastrue et al (op. cit.) de forma muy confusa. En nuestro trabajo hemos reconocido que la vergencia en el área estudiada es doble; ahora bien, dicha doble vergencia no se manifiesta en un mismo corte perpendicular al eje de la estructura, sino que se presentan separadamente vergencias opuestas en dos dominios bien diferenciados:

— Al E del Cinca se aprecia una vergencia Sur, con buzamientos suaves o con capas invertidas buzando hacia el N en el flanco septentrional de la estructura y buzamientos fuertes hacia el S a invertidos hacia el N en el flanco meridional. Próximo a este flanco, entre la Almunia de San Juan y Tamarite de Litera, se reconoce un sinclinal vergente al S con el flanco N invertido, cuyo núcleo está constituido por Fm Peraltilla pinzada entre los yesos de Barbastro (ver fig. 2, corte II).

— Al W del Cinca, por el contrario, los buzamientos del flanco meridional del anticlinal son relativamente suaves (30-40° S en las proximidades de Castejón del Puente), sin que se observen estructuras vergentes hacia el S en los niveles superiores de los yesos, mientras que en el flanco septentrional encontramos un sinclinal de Fm. Peraltilla vergente hacia el N con el flanco S vertical a invertido. Su contacto con los yesos, también verticales o invertidos con buzamientos hacia el S es de tipo mecánico (ver fig. 2, corte I).

Todo esto no excluye, sin embargo, la existencia de estructuras a escala meso con vergencia tanto al N como al S en los niveles inferiores de los yesos, de mayor ductilidad.

Estos hechos observados con respecto a las vergencias junto con la calificación de diapírico que, según ha quedado expuesto en el apartado anterior, ha recibido el anticlinal de Barbastro, nos llevó a realizar un reconocimiento en las microestructuras y un estudio estadístico de ellas con el fin de evaluar la importancia de los movimientos halocinéticos en el área de trabajo, en la que la alineación de macroestruc-

turas y su continuidad lateral abogan por la actuación de una compresión.

Dividimos para ello la zona de estudio en tres dominios, en cada uno de los cuales fueron medidas charnelas de micropliegues y proyectadas en falsilla estereográfica equiareal, obteniendo diagramas en que se representa una isolínea externa con el 3 % de las medidas progresando las siguientes de 6 en 6 %. Los resultados obtenidos fueron los siguientes (ver fig. 1):

A. — Sector oriental:

Se extiende entre el Río Sosa y Tamarite de Litera.

La posición de las charnelas leída según los máximos estadísticos es 114-10, es decir, existe una clara inmersión de las charnelas hacia el E, con una mínima dispersión tal como se aprecia en la figura.

B. — Sector central:

Este sector está comprendido entre los ríos Cinca y Sosa.

La disposición estadística de las charnelas es 98-4, con una ligera dispersión que se traduce en el diagrama como una corona incompleta.

C. — Sector occidental:

Es el dominio situado al W del Cinca.

Aquí los charnelas presentan su máximo estadístico según 286-4 es decir con ligera inmersión al W.

La dispersión es mayor originándose una corona parcial cuyo eje de giro se sitúa aproximadamente según 018-66-.

Por otra parte, tanto en el dominio central como en el occidental en zonas próximas al Cinca (Canal de Aragón y Cataluña al E de Cofita, al S del km. 56 de la Cra. Nal. de Tarragona a San Sebastián, en las proximidades del km. 9 de la vía férrea de Selgua a Barbastro, etc) se ha reconocido la presencia de pliegues de dirección submeridiana y constante vergencia al E. Estos pliegues afectan a los de dirección regional WNW-ESE cuyos ejes quedan replegados según la nueva dirección.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A partir de los datos que hemos expuesto en el apartado anterior, podemos llegar a un conjunto de conclusiones que razonaremos a continuación.

Por una parte, la constancia lateral de las estructuras mayores del anticlinal y por otra el paralelismo existente entre éstas y las microestructuras, nos demuestra que el origen del anticlinal de Barbastro debe atribuirse a la

actuación de una compresión antes que a un diapirismo generalizado, lo que confirma las opiniones de autores anteriores.

El estudio estadístico de micropliegues nos lleva, por otra parte, a determinar la existencia de una culminación en el anticlinal situada a la altura del Cinca, a partir de la cual las charnelas inmergen en sentidos opuestos. Hemos dicho que en esta área próxima al Cinca, y por tanto de la culminación del anticlinal, se registraba la presencia de pliegues N-S afectando a los de dirección general pirenaica. Su existencia debe interpretarse, a nuestro entender, como debida a un movimiento relativo entre las capas inferiores de los yesos y los niveles superiores más competentes.

Tal movimiento dirigido de E a W determina, dada la menor movilidad de los niveles yesíferos superiores, la creación del par de fuerzas adecuado para originar pliegues con vergencia E.

La coincidencia de estos movimientos con una culminación en la estructura y su edad posterior a las directrices regionales nos hacen concluir que se trata de movimientos de tipo halocinético local.

Nos queda por discutir el origen de la doble vergencia del anticlinal de Barbastro, es decir, la vergencia sur generalizada al E del Cinca y la vergencia norte al W de dicho río, si bien en este campo no podremos pasar de elaborar hipótesis de trabajo basadas en la actuación del manto de Gavarnie como frente o «tope» de la compresión fini-oligocena que dio origen a la estructura.

Para ello debemos considerar datos aportados como la inflexión en las charnelas de los micropliegues al pasar de uno a otro dominio y la no alineación cartográfica del borde N del núcleo anticlinal a un lado y otro del Cinca.

Frente a una compresión generalizada N-S con igual intensidad en toda el área estudiada, la estructura originada debería presentar una constancia en las direcciones de los pliegues y una vergencia determinada.

En caso de una reacción diapírica de los yesos del núcleo anticlinal, podríamos encontrar una doble vergencia en toda la estructura, pero no las diferencias acusadas que encontramos según dominios.

Si pensamos que en Alins del Monte el borde norte del anticlinal de Barbastro viene dado por el frente del manto de Gavarnie, mientras que en el Pueyo los afloramientos cretácico-eocenos no son sino klippen avanzados del mismo (Garrido, 1973; Pocoví, comunicación personal), podemos establecer a modo de hipótesis que el frente de dicho manto está más próximo al anticlinal de Barbastro y más alto topográficamente al E que al W del Cinca, donde se sitúa en profundidad bajo la Fm. Sariñena discordante. Este retraso del manto hacia el N. así como su situación más profunda al W. del Cinca puede hacerse de forma brusca mediante algún accidente de dirección meridiana sensiblemente próximo y paralelo a dicho río y cuya función sería la de acentuar localmente la componente dextrógira que Soler (1970) y Puigdefàbregas (1975) propugnan para el manto de Gavarnie y cuyo eje sitúan en la sierra de Santo Domingo.

De esta forma, la compresión pudo ser más intensa al E del Cinca dando lugar a la vergencia sur generalizada, mientras que al W del Cinca, estando retrasado y profundo el tope de dicha compresión se facilita una reacción diapírica inmediatamente posterior que determina la vergencia N en esta zona; todo ello independientemente de si la compresión que origina el pliegue de Barbastro se debe al emplazamiento del

manto de Gavarnie, a un rejuogo del mismo o a su actuación pasiva como mero transmisor de empujes. En el primero de los casos la implantación del manto sería fini-oligocena (Puigdefàbregas y Soler), en el segundo y tercer caso la llegada del manto habría sido fini-eocena (Garrido) y el propio manto resultaría afectado por los movimientos posteriores fini-oligocenos.

El movimiento o reacción diapírica local del anticlinal de Barbastro que, como hemos ido viendo, se dirigiría de E a W originando pliegues submeridianos y de S a N implantando una vergencia norte en las direcciones estructurales preexistentes, es sincrónico con el depósito de Fm. Sariñena en el flanco N y por tanto responsable de la discordancia progresiva descrita y queda datado como no más antiguo del Aquitaniense.

En esta concepción, el mismo movimiento sería responsable de la verticalización de los afloramientos del Pueyo, y en la misma línea se interpreta el contacto mecánico entre la fm. Peraltilla y los yesos del flanco N del anticlinal (fig. 2, corte I), al S de Barbastro: la compresión inicial crearía un cabalgamiento de los yesos sobre la Fm. Peraltilla; el movimiento diapírico se encargaría de invertir el buzamiento del plano de cabalgamiento.

BIBLIOGRAFÍA

- ALASTRUE, E., ALMELA, A. y RÍOS, J. (1957): Explicación del Mapa Geológico de la provincia de Huesca, esc. 1:200.000. 253 págs., 1 mapa geol., IGME, Madrid.
- ALMELA, A. y RÍOS, J. (1947): Explicación del mapa geológico de la provincia de Lérida, esc. 1:200.000. 193 págs., 1 mapa geol., IGME, Madrid.
- COMA, J. (1960): Mapa geológico de España, esc. 1:50.000. Explicación de la Hoja núm. 327, Os de Balaguer. 82 págs., 1 mapa geol. IGME, Madrid.
- CRUSAFONT, M., RIBA, O. y VILLANA, J. (1966): Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (Huesca, río Formiga) y sus consecuencias geológicas. *Not. y Com. IGME*, n.º 83, p. 7-14, Madrid.
- GARRIDO-MEGÍAS, A. (1972): Precisiones sobre la «mise en place» del manto de Gavarnie en el borde norte del valle del Ebro (Región de Barbastro, provincia de Huesca). *Acta Geol. Hisp.*, T. 7, n.º 2, p. 50-52. Barcelona.
- GARRIDO-MEGÍAS, A. (1973): Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central. *Tesis Univ. de Granada*. 395 págs.
- LARRAGAN, A. de (1949): Mapa geológico de España, esc. 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 287, Barbastro. 28 págs., 1 mapa geol. IGME, Madrid.
- MALLADA, L. (1878): Descripción física y geológica de la provincia de Huesca. *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, T. 15, 432 pp., 1 mapa geol., esc.: 1:400.000. Madrid.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. y SOLER, M. (1973): Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del río Gállego (prov. de Huesca). *Pirineos*, n.º 109, p. 5-15. Jaca.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. (1975): *La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*. Monogr. del Inst. Est. Pirenaicos, n.º 104, 188 págs., 1 mapa geol., Jaca.
- QUIRANTES, J. (1969): Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario Continental de los Monegros. *Tesis Univ. Granada*, 123 págs.
- REILLE, J. L. (1967): Sur l'importance des charophytes dans l'étude des formations continentales tertiaires du versant méridional des Pyrénées. *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 265, p. 778-780.
- REILLE, J. L. (1971): Les relations entre tectogénese et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées Centrales. *Tesis Univ. Montpellier*, 325 págs.
- RIBA, O. (1971): Mapa geológico de España, esc. 1:200.000; explicación de la Hoja núm. 33, Lérida. 31 págs., 1 mapa geol. IGME, Madrid.
- RIBA, O., PUIGDEFÀBREGAS, C., SOLER, M., etc. (1972): Mapa Geológico de España, esc.: 1:200.000. Explicación de la Hoja n.º 23, Huesca. 54 págs. 1 mapa geol. IGME, Madrid.
- RÍOS, J. M. (1948): Diapirismo. *Bol. IGME*, t. LX, 238 p.
- SOLER, M. (1970): Etude Géologique du Haut Aragon Occidental. *S. N. P. A. Documentación Interna*.

Recibido, mayo 1978.