

Fig. 2.- Mapa de isopacas de la S.D. de Blesa con indicación de los perfiles realizados y las estructuras activas. 1. Blesa; 2. Alacón; 3. Ermita de San Pedro; 4. Ariño; 5. Bco. Moro; 6. Cortes de Aragón; 7. La Hoz de la Vieja; 8. Josa; 9. Alcaine; 10. Andorra; 11. Gargallo y 12. Río Ancho.

Fig. 2.- Isopach map of the Blesa D.S. showing the profiles and the active structures: 1. Blesa; 2. Alacón; 3. Ermita San Pedro; 4. Ariño; 5. Bco. Moro; 6. Cortes de Aragón; 7. La Hoz de la Vieja; 8. Josa; 9. Alcaine; 10. Andorra; 11. Gargallo and 12. Río Ancho.

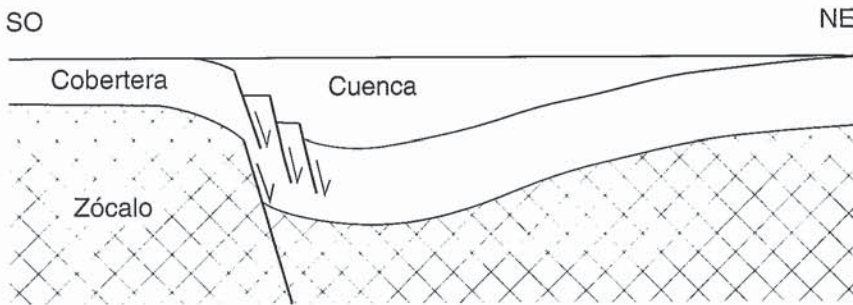


Fig. 3.- Modelo tectónico para la Subcuenca de Oliete durante el Barremiense inferior-Aptiense basal.

Fig. 3.- Tectonic model for the Oliete Subbasin during Early Cretaceous-Basal Aptian.

en su Rama Aragonesa (Fig. 1). Está limitada al Norte por la Cuenca terciaria del Ebro, al Oeste por el anticlinal paleozoico de Montalbán, al Sur por el frente de cabalgamiento de Montalbán, al Este por la Depresión terciaria de Calanda y al Noreste por el cabalgamiento de Sierra de Arcos (Fig. 1).

En esta cuenca existen numerosos estudios que tratan diferentes aspectos sobre la estratigrafía, sedimentología, paleogeografía y paleoecología de las unidades del Cretácico Inferior (Canerot, 1974; Murat, 1983; Mayoral y Sequeiros, 1983; Cugny y Grodidier, 1987; Vennin *et al.*, 1993; Soria *et al.*, 1994; Soria *et al.*, 1995 y Soria, 1997). Sin embargo, no existen muchos trabajos que versen sobre

la tectónica cretácica. Para Murat *et al.* (1982) y Murat (1983) la cuenca, durante el Cretácico Inferior, adquiere unas características propias consecuencia de los movimientos neokiméricos que sufre la misma, los cuales están controlados por dispositivos estructurales heredados principalmente de la orogénesis hercínica. Para este periodo identifican cuatro estadios (instalación, individualización, madurez y colmatación) dentro de la evolución de esta cuenca. Nuestro trabajo se sitúa dentro del intervalo temporal que representan los dos primeros periodos y que abarcan a las SS.DD. de Blesa y Alacón (Barremiense inferior-Aptiense basal).

Para Álvaro (1991), los dispositivos

sedimentarios durante el Cretácico Inferior están claramente controlados por un régimen de tectónica extensional que se manifiesta fundamentalmente por la formación de surcos y umbrales originados por los movimientos de las fallas tardihercínicas de zócalo. El control estructural primordial de este dispositivo lo ejercen las fallas de zócalo NO-SE (fallas de Daroca, Montalbán y Belchite), que articulaban el surco del Maestrazgo con el Macizo el Ebro y el sector central de la Cordillera Ibérica. No obstante, las fallas de rumbo NE-SO, como la del Segre y la de Calamocha también debieron ser activas. Esta distensión tiene su origen en la rotación de la Península Ibérica durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior y está caracterizada por el juego de bloques en la vertical y, probablemente, desplazamientos laterales.

Análisis y discusión: modelo propuesto

En toda la subcuenca de Oliete, y anteriormente a la implantación de los núcleos subsidentes en los que tiene lugar la sedimentación de las secuencias de depósito de Blesa y Alacón tiene lugar un periodo de arrasamiento de los materiales pre-cretácicos. Este arrasamiento es más importante en las áreas próximas al anticlinal de Montalbán (orientación NO-SE), donde las unidades cretácicas se apoyan sobre las unidades del Jurásico Inferior e incluso del Triásico, y al SE de la alineación NE-SO de Gargallo-Andorra donde lo hacen sobre el Jurásico Inferior (Murat, 1983; Álvaro, 1991).

La sedimentación cretácica en la subcuenca de Oliete se inicia con los materiales de la S.D. de Blesa. El área de depósito de esta unidad es reducida y se restringe a la parte Norte del Anticlinal de Montalbán. En el flanco occidental de esta estructura, no se observan materiales del Cretácico Inferior y los materiales Jurásicos y Triásicos están recubiertos por la Fm. Arenas de Utrillas, por lo que el área del anticlinal de Montalbán se ha comportado como un alto fondo estructural durante esta unidad (umbral de Montalbán; Murat, 1983). Únicamente al Sur, entre las localidades de Montalbán y Castel de Cabras, existe un corredor sedimentario que atraviesa el eje de dicha estructura. Por el Este, no existe depósito a partir de la alineación de Gargallo-Ariño (umbrales de Arcos y de Ejulve-Molinos; Canerot, 1974; Murat, 1983). No obstante, la cuenca sedimentaria para esta unidad se extiende hacia el NO del área considerada y debería continuarse por debajo de los materiales terciarios de la

Cubeta de Muniesa y del borde meridional de la Cuenca del Ebro.

La potencia de esta secuencia de depósito es variable, con importantes cambios de espesor entre perfiles relativamente cercanos (Fig. 2). Estas variaciones bruscas de espesor sustentan la idea de que algunos accidentes tectónicos han podido actuar simultáneamente al depósito de los materiales. Entre estos accidentes caben destacar: el conjunto de fallas NO-SE desarrollado al sur de Obón (que se prolongan tanto hacia el NO como hacia el SE y que representan, junto con otros accidentes, las estructuras del borde occidental de esta subcuenca); y la falla de orientación NE-SO situado al NO de Josa. No obstante, la conclusión más relevante obtenida del análisis del mapa de isopacas es la asimetría general de esta subcuenca (Fig. 2), evidenciada anteriormente por Murat (1983), que en una sección NE-SO muestra el depoeje hacia la parte más suroccidental de la misma. Esta asimetría de la cuenca parece ligada a la actuación de las estructuras adosadas al margen del anticlinal de Montalbán (el sistema de fallas NO-SE del sur de Obón y estructuras afines; la falla NO-SE al oeste de Josa; el actual cabalgamiento de Huesa del Común, Fig. 2) y que limitan por el Oeste los afloramientos de Cretácico Inferior de esta subcuenca.

Las fallas NO-SE del sur de Obón representan un sistema de fallas, de componente normal y bloque NE hundido, de longitud próxima a la decena de kilómetros, separadas entre sí por unos cientos de metros. Estas fallas, además de un posible movimiento Jurásico, son activas durante la sedimentación de la S.D. de Blesa dando lugar a la suave estructura sinclinal de la cuenca observada en los alrededores de Obón. Sin embargo, aún representando las estructuras activas del margen suroeste de la cuenca, no producen diferencias apreciables en el espesor de las unidades a ambos lados de las mismas. Estas fallas, en su mayoría, están fosilizadas por unidades cretácicas más modernas (facies Urgon) pudiendo esperar su continuación por debajo de las muelas constituidas por estos materiales. Esta continuidad hacia el NO puede corroborarse por la falla NO-SE que aflora al oeste de Josa. Esta falla de componente normal, con su bloque este hundido, separa los materiales jurásicos que orlan el anticlinal de Montalbán (con una disposición próxima a la vertical) situados al Oeste, de los materiales del Cretácico Inferior (con suave buzamiento hacia el NE) y cuyas muelas dibujan un su-

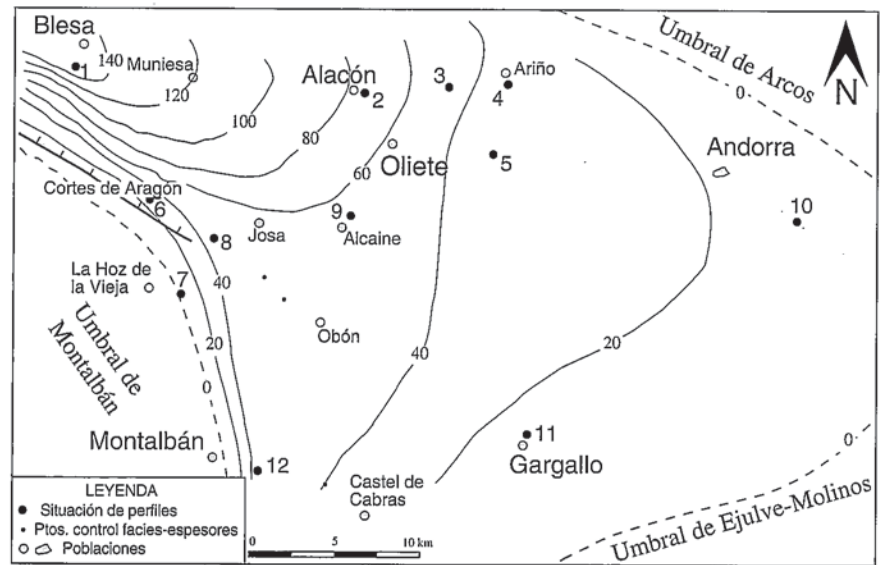


Fig. 4.- Mapa de isopacas de la S.D. de Alacón con indicación de los perfiles realizados y las estructuras activas. Ver perfiles en la figura 2.

Fig. 4.- Isopach map of the Alacón D.S. showing the profiles and the active structures. See profiles in the figure 2.

ve sinclinal.

Al noroeste de Josa no se han reconocido, como lo hacíamos en casos anteriores, fallas normales que representen el margen de la subcuenca. Sin embargo, el cabalgamiento NO-SE desarrollado al suroeste de Huesa del Común, y que limita por el Oeste los afloramientos de Cretácico Inferior podría representar la reactivación del margen de la cuenca cretácica. Aunque no tenemos datos de campo que avalen esta hipótesis, existen ciertas evidencias que permiten considerarla como razonable: (1) en el bloque superior de este cabalgamiento no existen materiales del Cretácico Inferior con lo que se abre la posibilidad de que esta estructura represente el margen del área de depósito y (2) la propia posición del depocentro de Blesa que podría ser interpretado (como lo ha sido en el área de Josa para una situación muy similar) como asociado al funcionamiento de esta estructura.

Ahora bien, el conjunto de estructuras NO-SE descritas, adosadas al margen occidental de la cuenca, no marcan el verdadero límite de depósito si no que éste se encuentra desplazado hacia el Oeste y, en general, se sitúan en las áreas más subsidentes de la cuenca. Por otra parte, su relativa poca importancia, su gran continuidad y la abundancia (área de Obón), así como las pequeñas variaciones de espesor asociadas a cada una de ellas, unido a la asimetría general y estructura sinclinal que muestra la cuenca permiten

plantear que estas estructuras son el reflejo en superficie de una estructuración profunda e interpretarlas como las estructuras menores asociadas a una flexión de la cobertera relacionada con un salto en el zócalo (Fig. 3).

Esta geometría sinclinal de la cuenca está compartimentada longitudinalmente en dos bloques, que subsiden diferencialmente (bloques de Josa y de Blesa), por un falla de orientación NE-SO de componente normal y con bloque sureste hundido, que desde la Hoz de la Vieja va hasta Alacón (fig.2), y al Sur de la cual se sitúa el área más subsidente para la S.D. de Blesa. Esta falla ha sido observada en dos puntos: al oeste de Josa y al este de Alacón. Esta estructura ha sido reactivada durante las etapas de inversión terciarias dando lugar a pequeños cabalgamientos de igual orientación. La similar distribución de las isopacas de esta secuencia en el bloque de Blesa puede interpretarse, en ese mismo sentido, como relacionado a una estructura de igual comportamiento y orientación a la anteriormente descrita y localizada al Norte de Blesa, lugar en el que se localiza el depocentro (falla de Blesa). Esta estructura ya fué descrita por Murat (1983) si bien este autor la interpretó como un desgarre sinistral.

Durante la S.D. de Alacón las estructuras parecen tener menor reflejo que para la S.D. de Blesa. El mapa de isopacas de esta secuencia (Fig. 4) muestra como el accidente NO-SE del margen

suroccidental de la cuenca, que define el umbral de Montalbán, sigue determinando el límite del depósito en este margen si bien parece que sólo permanecen activas las estructuras de la parte más noroccidental de este margen. Esta secuencia es más expansiva que la S. D. de Blesa, define una geometría en *onlap* con respecto a ésta y muestra un único depocentro (área de Blesa). Ello da lugar a la mejor definición de la alineación Andorra-Ariño, al Norte de la cual no existió depósito (Umbral de Arcos; Murat, 1983). La geometría de la cuenca se simplifica, quedando únicamente patente la asimetría general de la misma. Para esta secuencia, además de las estructuras del margen occidental, Murat (1983) considera la actuación de la estructura NO-SE (falla de Ariño) situada, al oeste de Ariño, en el borde nororiental de la misma y que definiría el Umbral de Arcos al NE.

En general, el esquema mostrado para esta secuencia de depósito es continuación del establecido para la anterior con la diferencia de que existen menos estructuras activas. La mayor extensión del área de depósito y la consiguiente reducción y mejor delimitación de las áreas de umbral sedimentario pueden estar asociadas a este hecho.

Por otra parte, la delimitación de la subcuenca de Oliete por el SE, para las dos secuencias de depósito consideradas, debe relacionarse con la actuación sinsedimentaria de la Falla NE-SO del Segre. Esta falla es la reactivación, como falla normal con bloque SE hundido, de un antiguo desgarre tardihercínico (Álvaro *et al.*, 1979; Simón, 1981). El Umbral de Ejulve-Molinos (Murat, 1983) representaría el bloque levantado relativamente que separaría la subcuenca de Oliete, al Noroeste, de la Cuenca del Maestrazgo, al Sureste. A lo largo de esta zona de umbral, la serie

sedimentaria cretácica (fundamentalmente la S.D. de Blesa) o no se depositó o si lo hizo ésta se encontraría muy adelgazada, siendo posible que se erosionase como consecuencia de levantamientos locales asociados al *roll-over* de fallas normales lístricas (falla de Josa) o debidos a la respuesta flexural (*uplift*) del bloque inferior de una falla normal (Barr, 1987; Roberts y Yielding, 1994) que, en este caso, correspondería a la falla del Segre.

Conclusiones

El carácter asimétrico de la cuenca, la localización del depoeje y de sus depocentros durante las SS.DD. de Blesa y de Alacón señalan el papel privilegiado de dos direcciones de fallas principales, ya evidenciadas por Murat (1983), heredadas posiblemente de la estructuración tardihercínica y, las cuales, han sido reactivadas como fallas normales:

Las de dirección NO-SE limitan constantemente la cuenca al Suroeste, siguiendo la diagonal Huesa del Común-La Hoz de la Vieja. Son las responsables de la creación del área subsidente y, por tanto, de la asimetría general de la cuenca y de la posición del depoeje de la misma y han sido interpretadas como el reflejo superficial de una flexión de la cobertura, a la que se le asocian fallas normales menores, relacionada con un salto de zócalo (falla normal) en profundidad.

Las de dirección NE-SO compartimentan internamente la cuenca controlando la localización de los depocentros identificados. Además delimita la cuenca por el borde suroccidental (Falla del Segre y umbral de Ejulve-Molinos).

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos de la DGICYT PB93-1218 y PB95-1142-C02-02

Referencias

- Álvaro, M. (1991): Tectónica. *Mapa Geol. de España. Escala 1:200.000 n° 40 (Daroca)*: 177-204.
- Álvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. (1979): *Acta Geol. Hisp.*, 14:172-177.
- Barr, D. (1987): *Continental Extensional Tectonics Spec. Publs. geol. Soc. Lond.* 28, 75-94.
- Canerot, J. (1974): *Thèse Doctoral. Sc. Nat. Toulouse, ENADISMA*, 517 pp.
- Cugny, P y Grosdidier, E. (1987): *Géologie Méditerranéenne*, XIV (2): 153-160.
- Mayoral, E y Sequeiros, L. (1983): *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 81 (1-2): 111-123.
- Murat, B. (1983): *Travaux du Lab. Géol. Sed. et Paleont. Univ. Paul Sabatier. Toulouse*, 247 pp.
- Murat, B.; Canerot, J. y Cugny, P. (1982): *9^{me} Réunion. Ann. des Sc. de la Terre, París*, p. 464.
- Roberts, A. y Yielding, G. (1994): *Continental Deformation*, Pergamon Press, Exeter: 223-250.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Simón, J.L. (1981): *Teruel.*, 65: 195-209.
- Soria, A.R.; Martín-Closas, C.; Meléndez, A.; Meléndez, M.N.; Aurell, M. (1995): *Estud. Geol.*, 51(3-4): 141-152.
- Soria, A.R. (1997): *Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza. Serv. Public. Univ. Zaragoza*, 363 pp.
- Soria, A.R.; Vennin, E. y Meléndez, A. (1994): *Rev. Soc. Geol. España*, 7(1-2): 47-62.
- Vennin, E.; Soria, A.R.; Meléndez, A. y Preat, A. (1993): *Cuad. de Geol. Ibér.*, 17:257-283.