

Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental)

Main structural features of the Lower Cretaceous Maestrat Basin (Eastern Iberian Range)

R. Salas (*) y J. Guimerà (**)

(*) Dept. G.P.P.G. Fac de Geologia, Univ. de Barcelona. Martí i Franquès s/n, 08071 Barcelona. e-mail: ramons@natura.geo.ub.es.

(**) Dept. G.D.G.P. Fac de Geologia, Univ. de Barcelona. Martí Franquès s/n, 08071 Barcelona. e-mail: joang@natura.geo.ub.es.

ABSTRACT

The Maestrat basin (up to 6.5 km of Mesozoic sediments) is an intracontinental basin located in the Iberian Range (Iberian Basin), which underwent two significant rift stages during the Late Jurassic and Early Cretaceous. The rift structure is characterised by a system of ESE-WNW extensional listric faults which are detached in a shallow upper crustal level. These faults record two well-differentiated periods: i) Late Jurassic, and ii) Early Cretaceous, and divide the Maestrat basin into several blocks. These blocks controlled seven main sub-basins (Fig. 1): 1) Penyagolosa sub-basin (PG), 2) La Salzedella sub-basin (Sa), 3) Morella sub-basin (Mo), 4) El Perelló sub-basin (Pe), 5) Aliaga sub-basin (Al), (6) Galve sub-basin (Ga), and 7) Oliete sub-basin (Ol).

Key words: Rift, Late Jurassic, Early Cretaceous, Structure, Maestrat basin, Basin inversion, Iberian Range, Iberian Basin.

Geogaceta, 20 (7) (1996), 1704-1706
ISSN: 0213683X

Introducción

El área de estudio se localiza en el sector más oriental de la Cuenca Ibérica (Cordillera Ibérica) y al sur de la Cordillera Costera Catalana, que corresponde a la Zona de Enlace entre ambas cadenas (Gumerà, 1984). La Cuenca Ibérica es una cuenca de tipo intracontinental donde la sedimentación durante el Mesozoico alcanzó los 6.5 km. en la cuenca del Maestrazgo. La integración de los resultados obtenidos en estratigrafía secuencial, historia de la subsidencia y las estructuras tectónicas observadas, permiten establecer seis etapas alternadas de rift y postrift durante el Mesozoico en la Cuenca Ibérica. Estas etapas están relacionadas con la evolución geodinámica de la corteza del sector NE de la Península Ibérica y son: 1) rift triásico (Pérmico superior-Hettangiense), 2) postrift jurásico inferior y medio (Sinemuriense-Oxfordiense), 3) rift jurásico superior-neocomiense (Oxfordiense terminal-Valanginiense superior), 4) postrift hauteriviense (Valanginiense terminal-Hauteriviense superior), 5) rift cretácico inferior (Hauteriviense terminal-Albiense medio), y postrift cretácico superior (Albiense superior-Senoniense), (Salas & Casas, 1993; Roca et

al., 1994; Guimerà et al., 1995).

En trabajos anteriores (Salas & Casas, 1993; Roca et al., 1994, Salas et al., 1995) se había considerado una única etapa de rift jurásico superior-cretácica inferior. Pero, como ya se había señalado también en aquellos trabajos, la etapa de rift cretácica inferior estuvo precedida por un período postrift o de rifting moderado, que ocurrió durante el intervalo valanginiense terminal-hauteriviense superior, y constituiría un corto período de subsidencia por relajación térmica que sucedió a la etapa de rift jurásico superior-neocomiense.

Durante las fases de rift la deformación extensiva se manifestó de manera desigual a lo largo de la Cuenca Ibérica, de forma que se generaron toda una serie de surcos y umbrales que actuaron de manera independiente, con distinta intensidad y cierto diacronismo en cada subcuenca. En este trabajo se analizan los rasgos estructurales principales de la cuenca del Maestrazgo durante el final de la etapa de rift jurásico superior-neocomiense, postrift hauteriviense y la etapa de rift cretácica inferior, con especial atención a su subdivisión en siete subcuencas o cubetas y a las fracturas principales que las controlaron. (Fig. 1). Se propone extender la denominación de cuenca del

Maestrazgo para el conjunto de la totalidad de las subcuencas que constituyen la actual Zona de Enlace más la subcuenca de Oliete.

Estratigrafía del Cretácico inferior

Los materiales del Cretácico inferior (más de 2500 m) constituyen una megasecuencia (Berriasiense terminal-Albiense medio) limitada por discontinuidades mayores que corresponde al conjunto de ciclos de segundo orden (Hag et al., 1988) que van desde ZB-2 a ZC-1 (128.5-98 Ma). La megasecuencia cretácica inferior está formada por tres sucesiones de materiales. Una sucesión inferior neocomiense depositada durante el final de la etapa de rift jurásico superior-neocomiense, una sucesión hauteriviense de rift moderado o postrift, seguida de una sucesión superior que se sedimentó durante la etapa de rift cretácica inferior. La sucesión neocomiense (hasta 600 m) incluye las dos secuencias de depósito: 1) valanginiense inferior y 2) valanginiense superior, de carácter carbonatado marino somero a carbonatos de agua dulce en las subcuencas de La Salzedella (Sa), Morella (Mo) y El Perelló (Pe) y en facies detríticas en la subcuenca de Penyagolosa (Pg) (Fig.1). Estos materiales sufrieron una

erosión y carstificación más o menos importante pre-sucesión hauteriviense. La sucesión hauteriviense (hasta 200 m) está formada por la secuencia de depósito valanginiense terminal-hauteriviense superior, que se presenta en facies de carbonatos marinos en la subcuenca de La Salzedella (Sa) y de carbonatos de agua dulce en las subcuencas de Morella (Mo) y de El Perelló (Pe) (Fig. 1). Al final de la sucesión hauteriviense se produjo una nueva etapa de erosión con carstificación y la formación de importantes suelos lateríticos en el sector NE. De manera que, debido a estas etapas de erosión, ambas sucesiones sólo se han preservado parcialmente en los depocentros de las subcuencas de La Salzedella (Sa), Morella (Mo), El Perelló (Pe) y Penyagolosa (Pg) (Fig. 1). En el resto de las áreas se encuentra siempre la primera secuencia del conjunto sinrift cretácico inferior fosilizando una superficie de erosión de gran extensión regional que afecta a la secuencia subyacente titónico-berriasiense (Salas y Casas, 1993; Salas *et al.*, 1995).

La sucesión sinrift cretácica inferior (hasta 1900 m) comprende las siete secuencias de depósito: 1) hauteriviense terminal-barremiense basal, 2) barremiense inferior, 3) barremiense superior, 4) barremiense terminal-aptiense basal, 5) aptiense inferior, 6) aptiense superior y 7) albiense inferior-media (Salas y Casas, 1993; Salas *et al.*, 1995). En facies Weald se depositaron las tres primeras secuencias en las subcuencas de Aliaga (Al) y Penyagolosa (Pg) (Fig. 1) y las cuatro primeras en las de Galve (Ga) y Oliete (Ol), mientras que en el resto, aunque pueden presentar cierta influencia detrítica, son mayoritariamente carbonatadas y de carácter marino dominante. El resto de las secuencias presenta siempre carácter principalmente carbonatado marino con alguna intercalación episódica detrítica más importante, como son el cortejo de bajo nivel de la secuencia aptiense inferior (Fm Morella) y la secuencia albiense inferior-media (Fm Escucha).

Estructura extensiva jurásica superior y cretácica inferior

La estructura tectónica de las etapas de rift mesozoicas estuvo caracterizada por el desarrollo de un sistema de fallas extensivas lístricas. Este tipo de estructuras, sin invertir o con escasa inversión terciaria, son reconocibles en varias áreas de la cuenca del Maestrazgo. En el área del Desert de les Palmes (Roca *et al.*, 1994), situada al NE de Castelló de la Plana (Fig. 1), se desarrolló durante la etapa hettangiense-aptiense inferior un sistema extensivo formado por fallas lístricas despegadas en un nivel poco

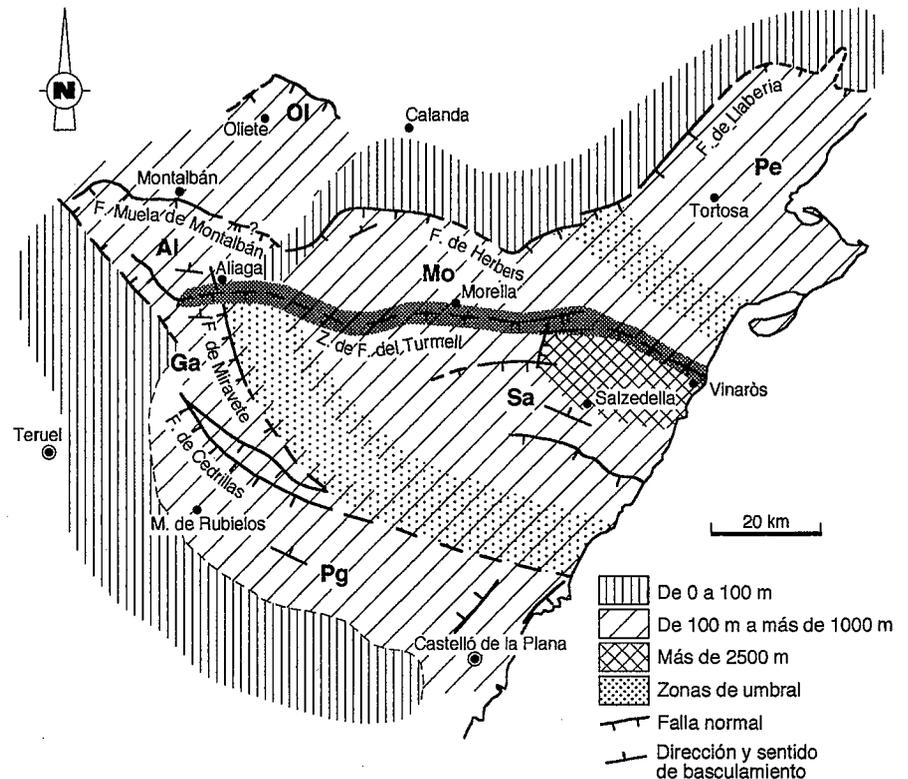


Fig. 1.- Mapa estructural simplificado de la Cuenca del Maestrazgo durante las etapas de rift jurásica superior y cretácica inferior y su división en subcuencas: Penyagolosa (Pg), La Salzedella (Sa), Morella (Mo), El Perelló (Pe), Aliaga (Al), Galve (Ga), Oliete (Ol).

Fig. 1.- Simplified structural map of the Maestrat basin during the Late Jurassic and Early Cretaceous rift stages, and its division in sub-basins: Penyagolosa sub-basin (PG), La Salzedella sub-basin (Sa), Morella sub-basin (Mo), El Perelló sub-basin (Pe), Aliaga sub-basin (Al), Galve sub-basin (Ga), and Oliete sub-basin (Ol).

profundo de la corteza superior (1.7-2.2 km). En otras localidades, como en la Mola de Xert, se reconoce la geometría en roll-over del cortejo transgresivo de la secuencia aptiense inferior (Salas *et al.*, 1995) en el bloque superior hundido de una falla lístrica. Igualmente en el sector de Els Ports de Beseit, en el Barranc del Racó del Patrorrat, donde también se reconoce, a nivel de afloramiento, el roll-over de una falla lístrica que controlaría la sedimentación sinrift jurásica superior-cretácica inferior en el bloque superior hundido (Salas *et al.*, 1995).

En la mayoría de los casos las estructuras extensivas mesozoicas no son tan evidentes, ya que fueron parcial o totalmente invertidas durante la compresión terciaria, como sucede en el sector occidental de la cuenca del Maestrazgo, en el caso de la zona de falla del Turmell entre las subcuencas de Aliaga (Al) y Galve (Ga) (Fig. 1), donde la falla extensiva jurásica superior-cretácica inferior que separó ambas subcuencas fue invertida posteriormente durante el Terciario (Guimerà y Salas, 1996).

Por esta causa, las grandes fallas que delimitaron subcuencas y controlaron la se-

dimentación durante las etapas de rift mesozoicas no son actualmente demasiado evidentes y se tienen que deducir a partir del análisis detallado de la cartografía geológica, junto a las geometrías de abanicos de capas, distribuciones de potencias y de facies y tipos de contactos, principalmente. Esta técnica ha permitido deducir las principales fallas extensivas que controlaron la sedimentación sinrift jurásica superior-cretácica inferior. Tres de estas fallas presentan una orientación ESE-WNW y de sur a norte son: la falla de Cedrillas, la zona de falla del Turmell y la zona de falla de la Muela de Montalbán-Herbers-Llaberia (Fig. 1).

La falla de Cedrillas sería una falla normal con buzamiento hacia el sur, cuyo bloque superior hundido formaría la subcuenca de Penyagolosa (Pg), mientras que el inferior levantado daría lugar a una zona de umbral entre esta subcuenca y la subcuenca de La Salzedella (Sa) situada más al norte (Fig. 1). La zona de falla del Turmell también sería una falla normal que buzaría hacia el sur y su bloque superior hundido formaría la gran subcuenca de La Salzedella (Sa) y la subcuenca de Galve (Ga), a la vez

que el inferior levantado crearía una zona de umbral entre estas dos subcuencas y las subcuencas más septentrionales de Morella (Mo) y Aliaga (Al) (Fig. 1). La zona de falla del Turmell es una zona de falla que involucra al zócalo herciniano, como puede deducirse de la restitución de varios cortes transversales a la falla, en los cuales se produce un escalón entre los bloques inferior y superior, que permite deducir que las fallas que formaron las subcuencas de Galve (Ga) y La Salzedella (Sa) involucran al zócalo hercínico (González *et al.*, 1994; Guimerà y Salas, 1996).

La falla de Miravete sería una falla normal con buzamiento al oeste, de dirección NNE-SSW que hundiría al bloque occidental, dando lugar a la separación entre las subcuencas de Galve (Ga), al oeste de la de La Salzedella (Sa) al este (Fig. 1). Su inversión y deformación terciaria produjo el actual anticlinal N-S de Miravete.

La zona de falla de la Muela de Montalbán-Herbers-Llaberia sería, durante la etapa jurásica superior-cretácica inferior, un conjunto de fallas normales que posteriormente se invirtió durante el Terciario (Fig. 1). Estas fallas normales buzaban hacia el sur y su bloque superior hundido formaría las subcuencas de Morella (Mo), Aliaga (Al) y El Perelló (Pe). Estas dos últimas están separadas de la primera por las zonas de umbral de Ejulve y del Montsià-Ports de Be-seit, respectivamente (Fig. 1). En su bloque inferior no se conserva Cretácico inferior o tiene una potencia inferior a 100 m (Fig. 1).

La subcuenca de Oliete (Ol) se habría formado en el bloque superior hundido de una falla normal que buzaba hacia el sur situada al norte de ella (Fig. 1).

Por lo que respecta a los registros sedimentarios de las subcuencas, la potencia de los materiales de edad kimmeridgiense-albiense media aumenta siempre del sur hacia el norte, a la vez que se producen discordancias, disconformidades y acuñamientos de capas hacia el sur, sobre los umbrales que darían lugar los bloques inferiores levantados. Mientras que hacia el norte se producen abanicos de capas de orden kilométrico, algunas veces observables en el paisaje. De todo lo dicho, cabe suponer el basculamiento general hacia el norte de los bloques superiores hundidos que formarían las diversas subcuencas estudiadas (Fig. 1).

Conclusiones

Se propone extender la denominación de cuenca del Maestrazgo para la totalidad del área que contiene el conjunto de afloramientos de materiales de edad jurásica superior-cretácica inferior y que se encuentra situada, excepto la subcuenca de Oliete, en la denominada Zona de Enlace entre las cordilleras Ibérica y Costera Catalana. Atendiendo a la arquitectura de los cuerpos sedimentarios y al conjunto de los principales bloques controlados por fallas sinsedimentarias, la cuenca del Maestrazgo puede ser dividida en siete subcuencas (Fig. 1): 1) Penyagolosa (PG), 2) La Salzedella (Sa), 3) Morella (Mo), 4) El Perelló (Pe), 5) Aliaga (Al), (6) Galve (Ga) y 7) Oliete (Ol).

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos: "Evolución de las cuencas intracontinentales del este de Iberia (Cordillera Ibérica) durante la etapa Barremiense-Albiense de reactivación del rifting ibérico" (DGICYT PB92-0862-CO2-01) y "Comparative evolution of peritethyan rift basins" (IGCP-369). La investigación necesaria para desarrollar este trabajo ha sido parcialmente financiada por el *Comissionat per Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya* (GRQ94-1048 y 1995 SGR 00195).

Referencias

- González, A., Guimerà, J. y Luzán, A., 1994. *Guía Exc. 2º Congr. Grup. Esp. Terciario*, Jaca, pp. 3-134.
- Guimerà, J., 1984. *Geol. Mag.*, 121: 413-420.
- Guimerà, J., Alonso, A. & Mas, R., 1995. *Basin Inversion, Geol. Soc. Sp. Publ.*, 88: 433-453.
- Guimerà, J. & Salas, R., 1996. *Geogaceta*, presente número.
- Haq, B.U., Handerbol, J. & Vail, P.R., 1988. *Spec. Publs. Soc. Econ. Pal. Min.*, Tulsa, 42: 71-108.
- Roca, E., Guimerà, J. & Salas, R., 1994. *Geol. Mag.*, 131: 155-168.
- Salas, R. & Casas, A., 1993. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Salas, R., Martín-Closas, C., Querol, X., Guimerà, J., & Roca, E., 1995. In: Salas, R. & Martín-Closas, C. (eds.) *Univ. Barcelona*, pp. 13-94.