

Historia geológica de la cuenca de Lorca (Murcia): influencia de la tectónica en la sedimentación

Geologic history of the Lorca basin (Murcia): influence of tectonics on sedimentation

F. Guillén Mondéjar (*), T. Rodríguez Estrella (*), R. Arana (*) y F. López Aguayo (**)

* Dpto. de Q^a Agrícola, Geología y Edafología. Fac. de Química, Univ. de Murcia, Apdo 4.021. 30071-Murcia.

** Dpto. de Cristalografía y Mineralogía, Estratigrafía, Geodinámica y Petrología y Geoquímica. Fac. de Ciencias del Mar. Univ. de Cádiz. Apdo 40. 11510-Puerto Real (Cádiz).

ABSTRACT

Neogene sedimentation in the Lorca basin has been related to tectonics specially to Basin's Central Fault, which has alternately like inverse and normal according to compressive or distensible phases; likewise the depocentre has been displaced successively to one side and the other of the fore-mentioned accident.

Key words: Lorca basin, Neogene, paleogeographic evolution.

Geogaceta, 18 (1995), 30-33

ISSN: 0213683X

Introducción

La cuenca de Lorca se encuentra al suroeste de la Región de Murcia sobre el contacto entre las Zonas internas (Bético) y Externas (Subbético) de las Cordilleras Béticas. Esta constituida por doce formaciones neógenas, marinas y continentales, agrupadas en cinco unidades tectosedimentarias (UTS) según Guillén Mondéjar (1.994) y Guillén Mondéjar *et al.* (en prensa). En este último trabajo, presentado a la XVIII sesión de la Sociedad Geológica de España, se dieron a conocer estas UTS y las distintas rupturas sedimentarias presentes en la cuenca. Rodríguez Estrella *et al.*, (1.992) estudian la influencia de la tectónica en la sedimentación neógena. En la presente ocasión se ha creído conveniente reflejar las últimas investigaciones sobre esta interconexión referida a toda la historia geológica de la cuenca de Lorca desde su formación (Burdigaliense superior) hasta principios del Cuaternario. Esta comunicación es parte de las conclusiones obtenidas en el proyecto PB89-0350 de la DGICYT ya concluido, al aplicar, como herramienta complementaria, el estudio mineralógico al análisis tectosedimentario de cuencas.

Origen de la cuenca neógena de Lorca

Parte de los materiales del dominio

Subsardo (Sanz de Galdeano, 1.990a) o Subplaca de Alborán (Andrieux *et al.*, 1.971) forman actualmente las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas debido a que a partir del Burdigaliense un fragmento de este dominio se desplazó hacia el oeste (Andrieux *et al.*, 1.971; Durand-Delga y Fontboté, 1.980; Sanz de Galdeano, 1.983, 1.988, 1.990 a, b; Wildi, 1.983; Martín-Algarra, 1.987; Vera, 1.988; etc.), originando el actual contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Según Sanz de Galdeano y Vera (1.991) desde el Burdigaliense al Tortoniense inferior, con una dirección de compresión WNO-ESE, los movimientos horizontales y verticales de las fallas N60°-90° controlaron parcialmente las cuencas existentes. Este movimiento paralelo entre el bloque Subsardo y el margen suribérico produjo principalmente, en el sector oriental del antepais, cuencas transtensionales de tipo "pull-apart". La cuenca de Lorca se originaría de este modo, por el control de dos fallas transcurrentes de dirección N65°-70°E (fig. 1): la falla NorBética (FNB) al norte y las fallas del Corredor Tectónico de Alhama de Murcia (FAM) (según Rodríguez Estrella, 1.993) al sur, gracias al carácter de *desgarre dextrorso* y *sinestroso transtensional* respectivamente, durante el Mioceno inferior-Medio.

La existencia de una falla en el centro de la cuenca (FCCL) está

avalada por argumentos sedimentarios y tectónicos (Rodríguez Estrella, 1.992, Guillén Mondéjar, 1.994 y García Veigas *et al.*, 1.994). Esta accidente divide a la cuenca en dos parte y actuó sinsedimentariamente al depósito de sus materiales, condicionando su evolución espacio-temporal y su disimetría deposicional (fig. 2). La forma romboidal de la cuenca de Lorca se debe además de las fracturas comentadas, a que en sus bordes occidental y oriental aparecen fallas normales escalonadas buzantes hacia la cuenca, algunas con caracteres que inducen a pensar en un anterior movimiento de cizalla. Por tanto, la cuenca corresponde a un modelo híbrido entre surco sobre desgarre (*pull-apart*) y *graben*.

Evolución tectosedimentaria

- *Burdigaliense superior-Serravalliense inferior*: El espacio creado por el movimiento de la FNB y la Falla de Alhama de Murcia (FAM) fue rellenado durante el Burdigaliense superior-Serravalliense inferior por sedimentos que originaron la UTS. I. Las fallas, que buzaban hacia la cuenca de Lorca del corredor tectónico de la FAM, actuarían en este período también con una componente normal que originaría, según Martínez y Hernández (1.992), el borde sureste de la cuenca y a la vez generaría un área fuente situada al sureste del ci-

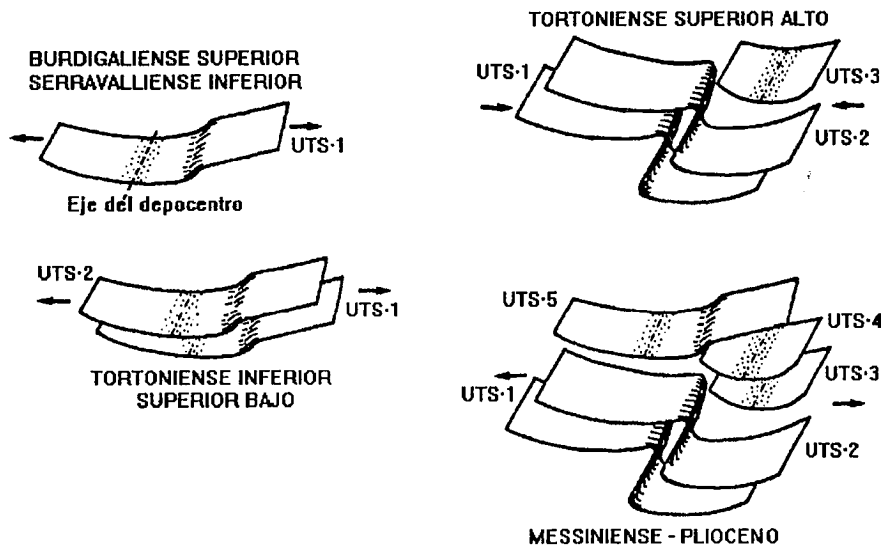


Fig. 2.- Evolución neógena de la cuenca de Lorca.

Fig. 2.- Neogene evolution of the Lorca basin.

tado corredor, en la región ahora ocupada por la depresión del Guadalentín. Este área fuente tendría una gran complejidad litológica derivada de un metamorfismo regional de diverso grado, e incluso con la presencia de rocas volcánicas. También existirían aportes de otras áreas más alejadas o procesos de resedimentación, si bien por lo general para esta unidad hay que pensar en un transporte corto y de poca duración debido a la diferencia de relieve existente entre el fondo subsidente de la cuenca y el bloque meridional que originó la entrada de cursos fluviales subsecuentes que cortaban a los relieves béticos, formando enormes abanicos aluviales al alcanzar la cuenca; el drenaje principal fue transversal al eje mayor de la cuenca y procedería del sur-sureste. En el norte de la cuenca la sedimentación marina fue pelágica, favorecida por una fuerte subsidencia originada por procesos de distensión de la FCCL, depositándose margas ricas en foraminíferos planctónicos y areniscas procedentes de las partes distales de los abanicos aluviales. Las corrientes de fondo de este medio marino serían importantes, uniformizando el aporte de sedimentos procedentes de otros ámbitos marinos y continentales.

En el límite Serravaliense-Tortonense el movimiento hacia el oeste de las Zonas Internas quedó prácticamente paralizado y se reestableció en la Cordillera Bética la situación compresiva general existente entre África e Iberia (aproximadamente NNO-SSE), a la vez que se dejaba sentir una extensión casi

perpendicular (Sáenz de Galdeano y Vera, 1.991). Esta cuenca quedaría emergida a propósito de esta compresión tectónica finiserravaliense, coetánea con un descenso eustático (según la curva EXXON, Haq *et al.*, 1.988).

- *Tortonense*. Tras la compresión anteriormente citada se inicia un distensión durante el Tortonense inferior y con ella una transgresión generalizada que da lugar a un mar epicontinental con bioconstrucciones arrecifales. Las partes más occidentales de las fallas FCB y FB debieron actuar como normales originando desniveles en el relieve y favoreciendo los aportes desde el suroeste que originaron medios deltaicos con fluctuaciones respecto a la lejanía del área fuente y con litologías de metamorfismo regional importante. También existiría un aporte más proximal del Complejo Maláguide de Sierra Espuña y de los materiales subbéticos adyacentes (NE de la zona). El depocentro de la cuenca se situaría al noroeste.

En el Tortonense superior alto tiene lugar una etapa compresiva de dirección N165°E que ocasionó el levantamiento del bloque septentrional de la FCCL (hasta quedar emergido) y el hundimiento del meridional, originándose una zona subsidente al sur de la cuenca, con depósito de margas de la formación Carivete. Esta compresión produjo otras fallas inversas de vergencia sur que contribuyeron al levantamiento de algunos de los relieves que bordean la cuenca, en particular el de la sierra de la Tercia. Al final del Tortonense superior alto esta cuenca evolu-

cionó según el modelo de cuenca profunda de Busson (1.979). Así, se fue perdiendo, paulatinamente, el carácter de mar abierto de la cuenca para pasar a un medio de plataforma confinada, con desarrollo de *lagoons*. La presencia de diatomitas a techo de esta formación indica aguas ricas en sílice, con aportes abundantes de nutrientes, no tóxicas y donde los aportes de terrígenos en el centro de la cuenca serían escasos. La muerte anual de diatomeas, dio lugar a la acumulación de las frústulas en el fondo, con una velocidad de sedimentación alta que facilitó la conservación de los caparazones silíceos; además, la ausencia de bioturbación en estos sedimentos inclina a pensar que en el depósito existía una clara subsidencia. En el medio acuoso aparecerían picnoclinas estables con cuerpos inferiores densos y concentrados, desprovistos de oxígeno donde se alcanzarían condiciones de medio euxínico (con presencia de SH₂) necesarias para el depósito de las pizarras bituminosas y del complejo azufroso. La intensa actividad sulfato-reductora de origen bacteriana originó parte de los carbonatos y del azufre que pudo inhibir a su vez la sedimentación masiva de sulfato cálcico en el fondo. En los márgenes se formarían edificios coralinos con entrada de abanicos deltaicos desde dos áreas fuentes distintas: una más cercana a la cuenca donde el transporte era poco acusado procedente de la Sierra de la Tercia, y otra más alejada situada al norte.

La progresiva incomunicación a gran escala entre el Atlántico y el Mediterráneo en esta época y el aislamiento de la cuenca producida por la emersión de las sierras adyacentes, originó el confinamiento de la misma y la pérdida progresiva de la lámina de agua, precipitando de este modo la formación halítica presente a techo de la UTS-3. Esta disminución de la lámina de agua, por un lado, y el cese de la subsidencia en el bloque sur de la FCCL, provocó una emersión del conjunto de la cuenca, y una erosión de la misma en el límite Tortonense-Messiniense.

- *Messiniense y Plioceno*. A partir del Messiniense las fallas NO-SE actuaron como normales (con componente de desgarre dextrorso para la FCB, FJ y FRG, y sinestrorso para FSSE) gracias a una extensión cercana a E-O (N75° E) que produjo la emersión de las sierras de La Peña Rubia y Torrecilla. Al mismo tiempo, las fallas de dirección N60°-90° (FT, FCCL etc.) disminuyeron progresivamente su importan-

cia y finalmente cesaron o incluso invertieron ligeramente su sentido. Los movimientos descritos han sido también corroborados para las principales fallas de las Cordilleras Béticas.

En el Messiniense inferior se produjo en la cuenca de Lorca una pequeña transgresión marina, coetánea con un cambio eustático generalizado descrito por Haq *et al.*, (1.988). Esta transgresión generaría la entrada del agua marina en un medio topográficamente deprimido (causado por los movimientos compresivos de la FCCL durante el Tortoniense superior y principios del Messiniense). En esta cuenca profunda topográficamente pero con una lámina de agua escasa se instalarían ambientes de *sabkhas* y *lagoons* en su fondo, un clima seco y cálido favorecería una evaporación intensa y la consecuente precipitación de los yesos de la formación Serrata. Modelos similares de precipitación de evaporitas en otras cuencas mediterráneas (Maiklem, 1.971, Hsü, 1.972 y Rouchy 1.980 y 1.981). A esta cuenca llegarían aportes procedentes de áreas metamórficas del oeste a partir de cursos fluviales, y de la Sierra de la Torrecilla y Peña Rubia a través de abanicos aluviales.

Durante el Messiniense superior y Plioceno la cuenca queda totalmente emergida y en ella se depositaron materiales continentales, fluvio-lacustres. Los aportes por la erosión de las unidades inferiores fueron importantes y procederían de los materiales béticos de la parte meridional y de las áreas fuentes del norte y noreste de la cuenca (Sierra Espuña y Sierra del Gigante). En el cen-

tro de la cuenca se registraba una subsidencia, tal vez propiciada por nuevos movimientos de las fallas de los bordes; estos movimientos siguieron produciéndose seguramente durante el Cuaternario, al menos en el extremo nororiental, concretamente por la FSSE, que originó el potente glacis pliocuaternario.

Por último, los distintos movimientos del corredor de la FAM durante el Cuaternario hacen que la cuenca de Lorca quede colgada respecto a la cuenca del Guadalentín.

Referencias

- Andrieux, J.; Fontbote, J. M. y Mattauer, M. (1.971). *Earth Plan. Sci. Lett.*, 12: 191-198.
- Busson, G. (1.979). *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 75: 5-18.
- Durand-Delga, M. y Fontbote, J. M. (1.980). En: *Geologie des Chaînes alpines issues de la Tethys*. 26 Cong. Geol. Inter., Paris, Mem. B.R.G.M., 15: 67-84.
- García-Veigas, J., Ortí, F., Rosell, L. y Inglés, M. (1.994). *Geogaceta*, 15:78-81.
- Guillén Mondéjar, F. (1.994): *Tesis*, Univ. de Murcia, 467 p.
- Guillén Mondéjar, F., Rodríguez Estrella, T., Arana, R. y López Aguayo, F. (en prensa). *Geogaceta*, 17.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1.988). En: *Sea-level changes.- An integrated approach* (C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C. A. Ross y J. C. Van Wagoner, Eds.). *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, 42: 71-108.
- Hsü, K. J. (1.972). *Earth Science Reviews*, 8: 371-396.
- Maiklem, W. R. (1.971). *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 19: 487-503.
- Martín Algarra, A., (1.987). *Tesis*, Univ. de Granada: 1.171 pp.
- Martínez Díaz, J. J y Hernández Enrile, J. L. (1.992). *Bol. Geol. Min.*, 103-6: 971-983.
- Rodríguez Estrella, T. (1.993). En: *Problemática Geoambiental y Desarrollo* (Ortiz Silla, Ed.), II: 801-810.
- Rodríguez Estrella, T.; Mancheño, M. A.; Guillén Mondéjar, F.; López Aguayo, F.; Arana, R. y Serrano, F. (1.992). *Actas III Congr. Geol. Esp. y VIII Congr. Latinoamer. Geol., Salamanca*, 1: 201-206.
- Rouchy, J. M. (1.980). *Bull. Cent. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine*, 4 (1): 512-545.
- Rouchy, J. M. (1.981). *Thèse de doctorat d'Etat*, Paris. 295 pp.
- Sanz de Galdeano, C. (1.983). *Estudios Geol.*, 39: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1.988). En: 5 EGT Workshop (E. Banda, ed.). *The Iberian Peninsula*, Estoril: 99-100.
- Sanz de Galdeano, C. (1.990a). *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. (1.990b). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 212-240.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera J. A. (1.991). *Acta Geol. Hisp.*, 26 (3-4): 205-227.
- Vera, J. A. (1.988). *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- Wildi, W. (1.983). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24: 201-297.