

Unidades tectosedimentarias y rupturas en la Cuenca de Lorca (Murcia).

Tectosedimentary units and sedimentary breaks of the Lorca Basin (Murcia, Spain).

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

The complementary use of the mineralogical and tectosedimentary analysis has allowed to establish five tectosedimentary units (TSU) in the Lorca Basin dated from the upper Burdigalian to the Pliocene. They were originated in marine environments with entrance of continental contributions except for the TSU-5, that has a fluvial-lacustrine origin. The absence of two tectosedimentary units at the north of the basin supported the existence of a fracture in the middle of the basin that has conditioned their space-temporal evolution.

Key words: Lorca Basin, tectosedimentary units (TSU), sedimentary breaks.

*Geogaceta, 17 (1995), 39-42
ISSN:0213683X*

Introducción

La Cuenca de Lorca de 300 Km², se encuentra ubicada al suroeste de la Región de Murcia sobre el contacto entre las Zonas internas (Bético) y Externas (Subbético) de las Cordilleras Béticas y se trata de una cuenca que responde al modelo tectónico híbrido entre pull-apart y graben (Guillén Mondéjar, 1.994).

En el presente trabajo se dan a conocer las cinco unidades tectosedimentarias (según el concepto de Garrido Megías, 1.973) que se han establecido en dicha cuenca, tras una cartografía detallada a escala 1:18.000 y de un estudio pormenorizado de las características sedimentológicas, micropaleontológicas y mineralógicas de esos materiales. Esta investigación ha sido efectuada dentro del proyecto PB89-0350 de la DGICYT, y ha servido de base, además, a uno de nosotros (F. G. M.) para la realización de su tesis doctoral.

UTS•1. Burdigaliense superior – Serravalliense inferior

Está constituida (fig.1) por más de 350 m de materiales con facies areniscosas y margosas de origen marino pelágico (formación Campico), al norte, y conglomeráticas y margosas (formación Carracaca) de origen aluvial, al sur. Ocupa una superficie aflorante de 18 km², que corresponde a tan sólo el 6 % del área ocupada por los materiales neógenos (fig.2).

Su límite inferior viene definido por truncamiento erosivo y descansa directamente sobre materiales del Oligoceno superior del Subbético, al norte y paleozoicos y triásicos del sustrato Bético, al sur; si bien son abundantes los contactos por falla en el borde suroccidental de la misma. Ha sido datada como Burdigaliense superior – Serravalliense inferior.

La UTS•1 podría corresponder por su posición relativa (pues por litología es diferente) con la Unidad Olistostómica definida por García-Cortes *et al.*, (1.991) en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas; hay que decir que la litología a la que se refieren dichos autores así como el tipo de estructura sinsedimentaria (slumping y brechas intraformacionales) aparecen muy bien representadas en el Subbético bajo el que descansa la UTS•1, con organismos claramente incompatibles, unos del Paleoceno superior y otros del Eoceno medio-superior, por tanto, estos olistostomas se formarían en el Oligoceno. Esto podría significar que a comienzos del mismo tuvo lugar una pulsación tectónica que remitió prácticamente a finales de este período y que pudo continuar esta inactividad diastrófica hasta el Burdigaliense superior, en que se inicia el depósito de la UTS•1. Entre el Eoceno superior y el Burdigaliense superior debió existir un hiato en la sedimentación, incluso un vacío erosional a consecuencia del levantamiento tectónico.

UTS•2. Tortoniense inferior-superior bajo

Comprende a las formaciones de Manilla, Ros y Peñones, estando formada, en consecuencia, por facies muy distintas, como se observa en la fig. 1, pero predominan las calcarenitas, conglomerados y areniscas sobre las margas, lo que evidencia un medio predominante marino epicontinental con bordes continentales. Está representada en toda la cuenca, con una superficie de afloramiento de unos 90 km² (38 % de la total), pero su depocentro se sitúa en el noroeste de la misma, donde se alcanzan espesores superiores a los 350 m. La mayor potencia se localiza en los alrededores de Lorca, llegando incluso a desaparecer al este de la misma. El límite inferior visible de esta unidad corresponde fundamentalmente a una discordancia erosiva y se asienta en el borde noroeste, sobre los materiales del Oligoceno superior del Subbético y del Serravalliense inferior correspondientes a la UTS•1; en el borde suroriental esta unidad reposa incluso sobre los materiales béticos, concretamente en el Alto de Manilla (Sierra de la Tercia). Este límite Serravalliense-Tortoniense según Sanz de Galdeano y Vera (1.991) está marcado por un episodio tectónico compresivo, coetáneo con una abrupta caída del nivel del mar, coincidente con los límites de los ciclos de primer orden

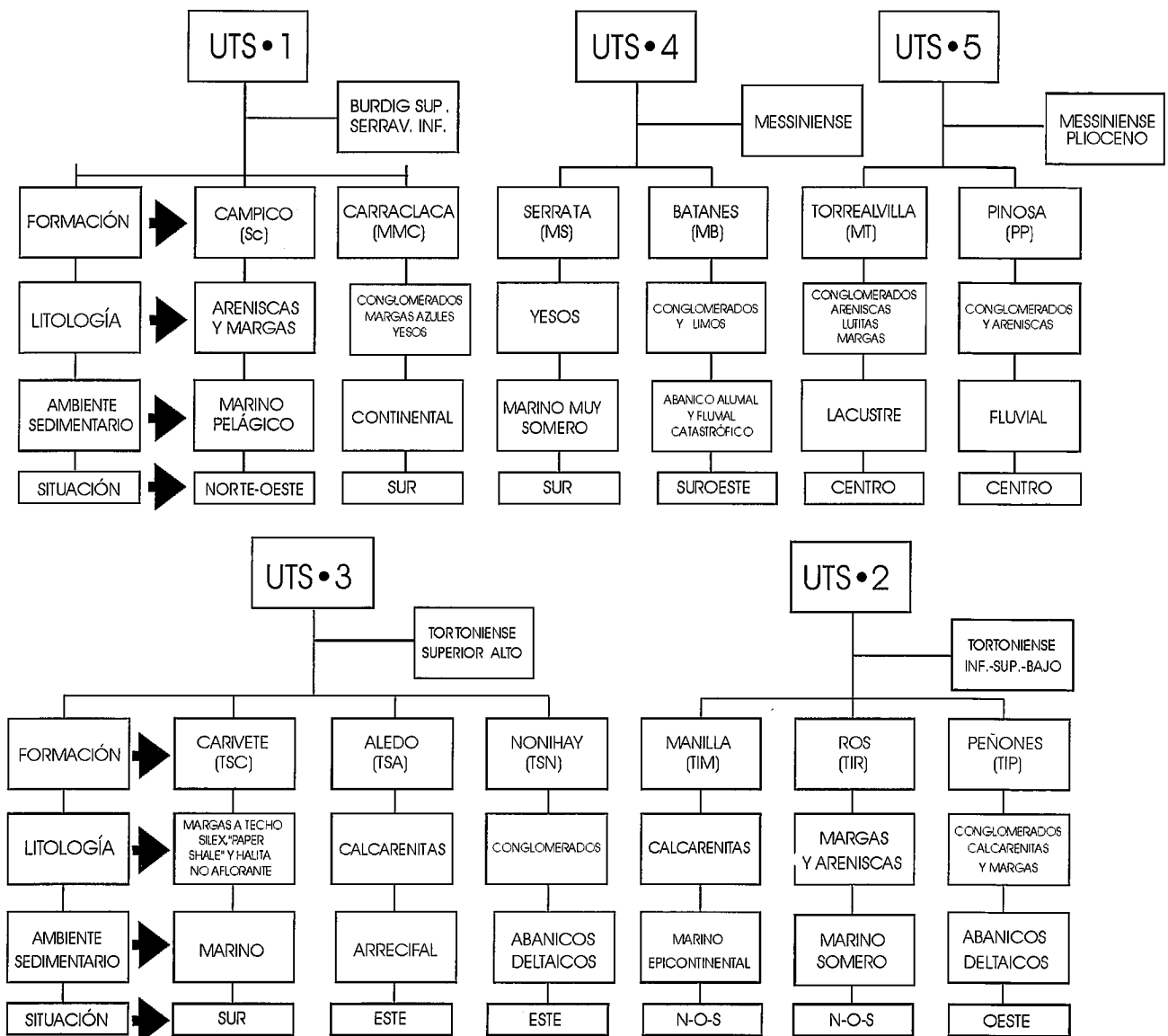


Fig. 1.- Unidades tectosedimentarias y formaciones de la Cuenca de Lorca.

Fig. 1.- Tectosedimentary units and formations of the Lorca Basin.

TB2 y TB3 de la curva EXXON (Haq *et al.*, 1.988), que produjo la emersión y erosión de parte de la UTS•1. Este evento fue inmediatamente seguido por una repentina transgresión (coincidente cronológicamente con el ciclo de segundo orden TB3.1) que dio lugar al depósito de la UTS•2.

La UTS•2 es cronoestratigráficamente semejante a otras definidas por distintos autores en cuencas cercanas. Así, coincide con el Tortoniense I de Montenat (1.977), con la secuencia de Ugijar, definida por Ortega Huertas *et al.*, (1.985) en el Corredor de la Alpujarra, con la UTS-II descrita por Guerra Merchán y Serrano (1.994) en la Cuenca de Serón/Huércal-Overa y es muy similar a la UTS-Ne-3 de Megías *et al.*, (1.983), si bien la isocrona que delimitan en su parte inferior, no concuerda con la encontrada en la

Cuenca de Lorca, ya que estos autores incluyen los materiales del Serravaliense.

UTS•3. Tortoniense superior alto

Viene definida en la base por la formación de Carivete y a techo por las de Aledo y Nonihay, si bien es la primera la que confiere una gran relevancia a dicha UTS dado su mayor desarrollo. Está formada esencialmente por margas (con diatomitas, sílex y halita en los niveles superiores) y en menor grado por calcarenitas y conglomerados en la margen nororiental de la cuenca, materiales éstos propios de un medio mixto (marino que hacia techo pasa a ser confinado con bordes continentales). Aparece representada únicamente en la mitad sur de la Cuenca de Lorca y ocupa un área de 35 Km² (15 % de la superficie total) y alcanza potencias próximas a los 700 m en el Llano de La

Serrata. Desaparece por fenómenos erosivos, en la zona de Rambla de los Diecisiete Arcos al suroeste de Lorca, y también en la zona de la Quinta (al este de Lorca) aunque vuelve a aparecer hacia Aledo. El hecho de que no se halle en la parte septentrional de la cuenca, a pesar de la enorme potencia que alcanza en el sur, induce a pensar en la existencia en profundidad de un accidente tectónico denominado Falla del Centro de la Cuenca de Lorca (F.C.C.L.) que divide a esta en dos partes y que pudo actuar sinsedimentariamente con el depósito de la unidad como se puede observar en el corte geológico I (Rodríguez Estrella *et al.*, 1.992). Esta unidad, tanto en la base como en el techo, presenta unas rupturas formadas por discordancias cartográficas y reposa sobre la UTS•2 o incluso directamente sobre los materiales del Complejo Malá-

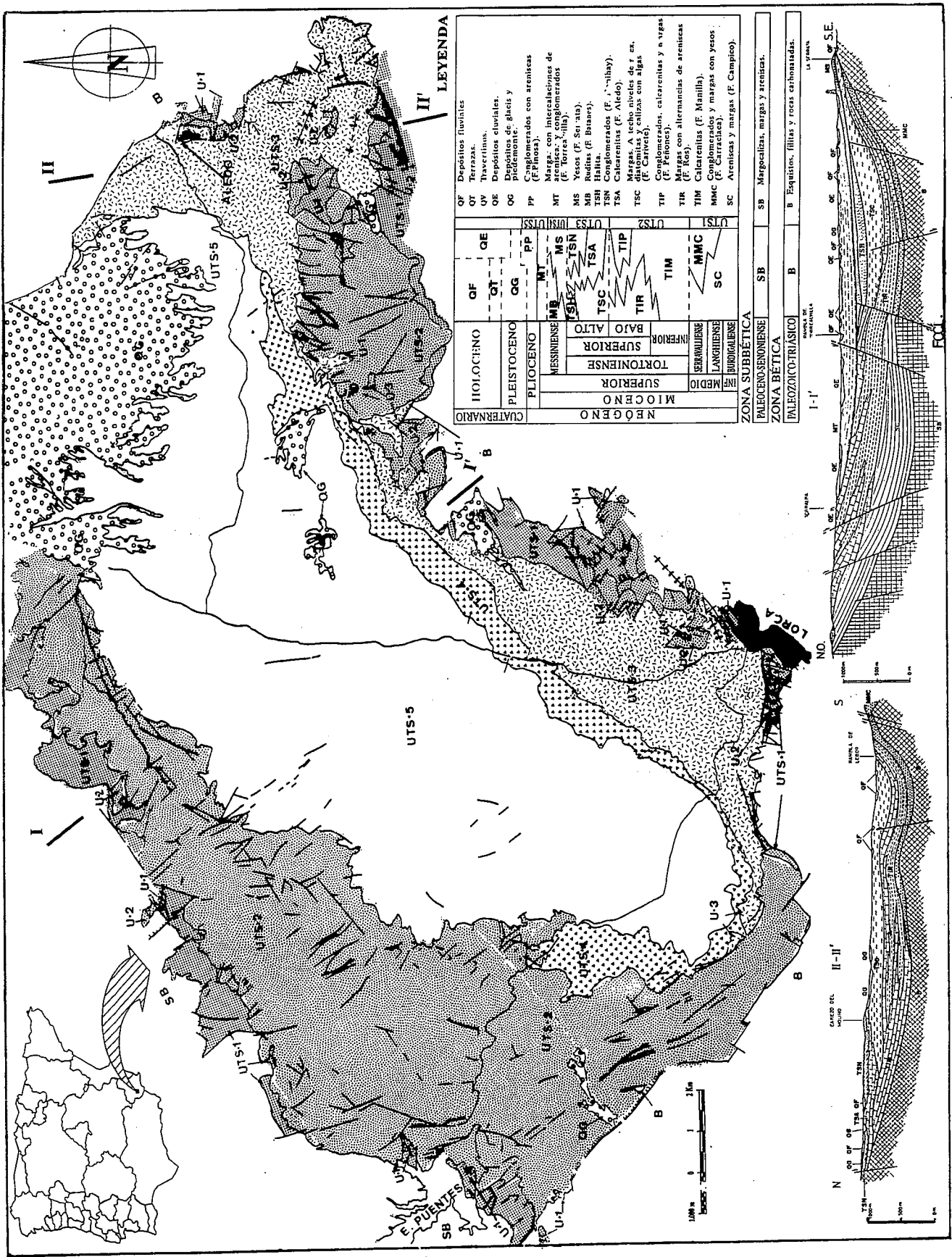


Fig.2.- Mapa de Unidades tectosedimentarias y cortes geológicos (incluyendo formaciones) de la Cuenca de Lorca.

Fig.2.- Map of tectosedimentary units and geological cross sections (including formations) of the Lorca Basin.

guide del dominio Bético, si bien en el campo estas discontinuidades aparecen como paraconformidades. Esta discordancia intra-Tortonense se reconoce en varios sectores de las Cordilleras Béticas (Fourcade, 1.970; Rodríguez Estrella, 1.979; Estévez *et al.*, 1.982) y corresponde a un episodio de deformación tectónica coetáneo con el límite de los ciclos de segundo orden TB 3.1 y TB 3.2 de Haq *et al.*, (1.987, 1.988). Este diastrofismo ocasionó, consecuentemente un levantamiento espectacular de los relieves que bordean algunos de las cuencas neógenas, y en nuestro caso el de la Sierra de la Tercia.

La UTS•3 se corresponde, cronoestratigráficamente, con el Tortonense II de Montenat (1.977), con la UTS-Ne-4 de Megías (1.983) y con la base de la secuencia de Yátor del Corredor de la Alpujarra (Ortega Huertas *et al.*, 1.985) y con la UTS-III de la Cuenca de Serón/Huércal-Overa (Guerra Merchán y Serrano, 1.994).

UTS•4. Messiniense inferior

Incluye esta unidad a las formaciones Serrata y Batanes, que están formadas principalmente por yesos aflorantes en la mitad sur de la Cuenca de Lorca y en menor escala por conglomerados y brechas que ponen de manifiesto la existencia de un medio marino somero (tipo sabkha y lagoon) que pasa a continental en sus bordes. Con tan sólo 12 km² de superficie, representa el 5 % del total, y no muestra grandes espesores (70 m como máximo), llegando incluso a desaparecer por fenómenos erosivos cerca del pueblo de Nonihay en el paraje del Chopo (al este de la cuenca) y por causas tectónicas (producidas por los movimientos compresivos tortonienses de la F.C.C.L. aguas arriba de la Rambla de los Canales, (al oeste de la zona de estudio). Sus límites se presentan en el campo bien como una discordancia angular bajo la formación Batanes, o como una paraconformidad bajo y sobre la formación Serrata; en la cartografía geológica la ruptura se muestra como una clara discordancia cartográfica, pudiendo llegar incluso a superponerse esta unidad sobre los materiales béticos en el paraje de la Quinta. En profundidad se piensa que estaría al menos disconforme sobre la serie halítica de la UTS•3. Esta ruptura que se presenta en la Cuenca de Lorca durante el límite de la UTS•3 y UTS•4 (Tortonense terminal - Messiniense), pudo ser debida a cambios eustáticos producidos por la desconexión más o menos completa entre el Atlántico y el Mediterráneo en este tiempo, lo que dio lugar por un lado, al descenso del nivel del mar en el Mediterráneo originando la formación de los conocidos

depósitos evaporíticos (Sanz de Galdeano y Vera, 1.991), y por otro, a que se produjera en muchas otras cuencas neógenas de las Cordilleras Béticas, además de la de Lorca, un registro estratigráfico discontinuo entre los sedimentos del Tortonense y Messiniense.

La discontinuidad que separa la UTS•3 y la UTS•4 está en consonancia con el esquema tectosedimentario "offshore" del Neógeno reciente que presentan Megías *et al.*, (1.983), donde la ruptura la sitúan entre el yeso y la halita, si bien en el "onshore", para estos autores, no existe discordancia entre el yeso y los materiales inferiores, situándose los niveles yesíferos del sureste español en el techo de la unidad evaporítica inferior del Mediterráneo profundo, descrita por otros autores como Decima and Wezel (1.973) y Montadert *et al.*, (1.978) bajo una importante discontinuidad que separa esta unidad (con halita) de otra denominada por estos mismos autores como "unidad evaporítica superior". Pero dada la presencia de halita en profundidad en la Cuenca de Lorca, se piensa que la UTS•4 es equivalente a la unidad evaporítica superior del Mediterráneo profundo, idea que es compartida por otros autores como Esteban (1.979), Dabrio (1.981) y García Veigas *et al.*, (1.991) para cuencas afines a la de Lorca.

UTS•5. Messiniense superior-Plioceno

Culminando e incluso, posiblemente, rebasando la sedimentación neógena en la Cuenca de Lorca, aparece esta unidad tectosedimentaria que recubre a todas las demás en el centro de la zona de estudio. Originada en ambientes fluvio-lacustres y con facies mayoritariamente detríticas, ocupa un área de 76 km² (35 % del total). Está compuesta por las formaciones Torrealvilla y Pinosa y posee su mayor depocentro en la parte septentrional de la cuenca con un espesor de más de 350 m en el cerro de La Pinosa, debido a los movimientos distensivos de la F.C.C.L durante el Messiniense. La UTS•5 está discordante sobre la UTS•4, pero además, reposa directamente, en la parte septentrional de la zona de estudio, sobre la UTS•2, e incluso sobre la UTS•3 en las proximidades de Aledo; por tanto, forma una clara discordancia cartográfica con el resto de la unidades, si bien en el campo se manifiesta mediante una paraconformidad. La ruptura intra-Messiniense se debe a la interrupción sedimentaria de los depósitos evaporíticos coincidente aparentemente con una caída del nivel marino, aproximadamente coetánea con el límite entre los ciclos de segundo orden TB 3.3 y TB 3.4 (Sanz de Galdeano y Vera, 1.991) que produjo una erosión parcial de los materiales de la UTS•4.

Referencias

- Dabrio, C.; Esteban, M.; y Martín, J. M. (1.981). *Jour. Sed. Petrol.*, 51, 2: 521-539.
- Decima, A. y Wezel, F. C. (1.973). *Init. Repts. D. S. D. P., U. S. Govt. Print Of., Washington D. C.*, XIII, 2: 1.234-1.240.
- Esteban, M. (1.979). *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleocol.*,: 29.
- Estévez, A.; Rodríguez Fernández, J.; Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1.982). *Estudios Geol.*, 38 (1-2): 55-60.
- Fourcade, E. (1970). Tesis, Fac. Sc. de Paris: 427 pp.
- García-Cortés, A.; Mansilla, H. y Quintero, I. (1.991). *Bol. Geol. Min.*, 102-4: 524-535.
- García Veigas, J.; Ortí, F. y Rossell, I. (1.991). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 14-1: 122-123.
- Garrido-Megías, A. (1.973). Tesis, Univ. de Granada. 395 pp.
- Guerra-Merchán, A. y Serrano, F. (1.994). 2° Congr. del G. E. T., comunic.: 125-128.
- Guillén Mondéjar, F. (1.994): Tesis, Univ. de Murcia, 467 pp.
- Haq, B.U. Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1.987). *Science*, 235: 1.156-1.167.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1.988). En: Sea-level changes.- Anintegrated 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.
- Megías, A. G.; Leret, G.; Martínez del Olmo, W. y Soler, R. (1.983). *Mediterránea Ser. Geol.* 1: 83-103.
- Montadert, I.; Letouzey, J. y Mauffret, A. (1.978). *Init. Repts. D. S. D. P., U. S. Govt. Print Of., Washington D. C.*, 42, 1: 1.037-1.050.
- Montenat, C. (1.977). *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 69: 345 pp.
- Ortega Huertas, M.; Nieto García, F.; Rodríguez Fernández, J. y López Garrido, A. C. (1.985). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 8: 307-318.
- Rodríguez Estrella, T. (1.979). Tesis, IGME. *Colección Mem.*, 97: 566 pp.
- 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.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera J. A. (1.991). *Acta Geol. Hisp.*, 26 (3-4): 205-227.