

junto, se sitúan en la misma posición estratigráfica que la unidad C.5 aquí definida.

Por encima, coronando la serie, aflora un potente tramo de calizas bien estratificadas que denominamos C.7 y que es equiparable a la Formación Calizas y Brechas de la Sierra de Utiel.

Las unidades C.5, C.6 y C.7 constituyen la formación Sierra de la Solana, definida por Vera *et al.* (1982) para la Zona Prebética.

Conclusiones

La Sierra de las Moratillas se sitúa al sur del umbral que separa la Cuenca Bética y el Surco Ibérico para la transgresión del Cenomaniense superior (Giménez *et al.*, 1988). En la serie que allí aflora se ha reconocido los principales episodios sedimentarios descritos para el Cretácico Medio y Superior de la Ibérica Meridional, así como distintas unidades litoestratigráficas que, en su mayor parte, encuentran del mismo modo su equivalente en las de dicha cuenca, aunque con

algunas variaciones: las unidades C.1.2 y C.2 presentan un carácter más carbonatado que los correspondientes Mb. Margas de Losilla y Fm. Margas de Chera. Por otro lado se reconoce la unidad C.5 constituida por calizas muy recristalizadas que no encuentran equivalente litológico al norte del mencionado umbral. El análisis sedimentológico de esta unidad ha permitido, sin embargo, reconocer una megasecuencia deposicional que abarca esta unidad y la parte inferior de C.6, que sí es equiparable al ciclo definido para la Ibérica Meridional (Giménez, 1987), que comprende las Formaciones Calizas y Margas de Casa Medina, Dolomías de la Ciudad Encantada y parte de las Margas de Alarcón, y que refleja, del mismo modo, un episodio de colmatación. Esta megasecuencia se reconoce en otros puntos del Prebético Externo, como las Sierras del Cuchillo, Láceras y del Príncipe (Martín Chivelet, trabajo en curso).

De esto se deduce que la rápida transgresión del Cenomaniense Superior descrita para la Ibérica también tuvo lugar en la Cuenca Bética, si

bien, como se ha mostrado, la respuesta sedimentaria es distinta. Asimismo esto permite confirmar el origen supracuencal de estas secuencias mayores del Cretácico Superior. Causas inherentes a cada cuenca provocan, por el contrario, que el conjunto de las facies sea distinto.

Trabajo realizado dentro del proyecto 452 del CSIC-CAYCIT.

Referencias

- Giménez, R. (1987): *Tesis doctoral*. Univ. Compl. Madrid (inédito), 225 p.
 Giménez, R.; Arias, C. y Vilas, L. (1988): *Geogaceta*, 4, 23-24.
 Vera, J. A.; García Hernández, M.; López Garrido, A. C.; Comas, M. C.; Ruiz Ortiz, P. A. y Martín Algarra, A. (1982): *El Cretácico de España*. Univ. Compl. Madrid, 515-631.
 Vilas, I.; Más, R.; García, A.; Arias, C.; Alonso, A.; Meléndez, N. y Rincón, R. (1982): *El Cretácico de España*. Univ. Compl. Madrid, 457-508.

Recibido el 22 de septiembre de 1988
 Aceptado el 10 de octubre de 1988

Una modificación al modelo genético para la Formación Molicias (Tortonense superior, Depresión de Guadix, S de España)

J. A. Vera. Departamento Estratigrafía y Paleontología e IAGM. Facultad de Ciencias. Universidad. 18071 Granada.

J. Rodríguez-Fernández. Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. CSIC-Universidad de Granada y Departamento Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. 18071 Granada.

ABSTRACT

The Molicias Formation has traditionally been interpreted as being a basinward prograding, platform-talus-basin system, deposited in a relatively rising-sea-level environment. The proposed modification to this model is that the greater part of the turbidite at the result of brusque drops in sea level which caused erosion of part of the platform and the consequent redeposition of reworked material within the deeper parts of the basin.

Vera, J. A. y Rodríguez-Fernández, J. (1988): Una modificación al modelo genético para la Formación Molicias (Tortonense superior, Depresión de Guadix, S de España), *Geogaceta*, 5, 26-29.

Key words: *Bioclastic calcarenites, Tortonian, Shelf, Turbidites, coarsening upward sequences, Sea-level fall.*

Introducción

La Formación Molicias (Rodríguez-Fernández, 1982), de edad Tortonense superior, aflora ampliamente

en el borde suroeste de la Depresión de Guadix (fig. 1A), mostrando excelentes cortes en los cauces de los ríos Fardes y Morollón. Esta formación se dispone discordante sobre los materia-

les del Tortonense inferior o sobre los del substrato alpujárride (fig. 1B) y muestra un dispositivo claramente progradante, desde el SW al NE, que comprende facies calcareníticas de

plataforma, facies turbidíticas y facies de cuenca (Rodríguez-Fernández, 1982; Rodríguez-Fernández y Vera, 1983; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1984). Este dispositivo geométrico muestra una gran semejanza (de menor escala) con las imágenes sísmicas de los materiales pliocenos y cuaternarios del Mediterráneo español (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1984).

El modelo sedimentario propuesto anteriormente (fig. 2A) para esta formación, en esta localidad, es muy sugestivo (Rodríguez-Fernández, 1982; Rodríguez-Fernández y Vera, 1983; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1984) y está basado especialmente en la geometría de los cuerpos sedimentarios observados en los afloramientos y en la distribución de facies en la cliniformas. La progradación se produce en un contexto de subida relativa del nivel del mar, debido a la importante subsidencia, con gran cantidad de

aportes desde el borde de la cuenca, que genera secuencias negativas, con una megasecuencia general regresiva.

Las facies marinas someras son calciruditas y calcarenitas bioclásticas que muestran (fig. 2A-Z) secuencias negativas (*coarsening-upward sequences*) de 5 a 20 m de espesor, con intercalaciones margosas exclusivamente en las partes más distales. Las facies turbidíticas evolucionan desde las más proximales (fig. 2A-Y) en las que los bancos de ruditas y arenitas tienen 0,5-2 m de espesor, con estructuras de escape de agua, y no muestran intercalaciones de margas; se trata de facies B de Mutti y Ricci-Lucchi (1975). Lateralmente, hacia el interior de la cuenca, pasan a turbiditas (fig. 2A-X) en las que la relación arena/lutita oscila de 6/1 a 3/1, con bancos de areniscas cuyo espesor varía de 0,2 a 1,5 m; corresponden a las facies C-2 de Mutti y Ricci-

Lucchi (1975). Las facies más distales (fig. 2A-W) presentan una relación arena/lutita inferior a 1/20 y bancos de areniscas de 10-20 cm; se trata de facies D-2 de Mutti y Ricci-Lucchi (1975). Las facies de cuenca son margas azules con abundantes foraminíferos planctónicos y con algunas intercalaciones finas de areniscas turbidíticas.

Modelo sedimentario

En el modelo sedimentario anterior (fig. 2A) se considera que el depósito de todos los materiales se realizó simultáneamente, de tal manera que las turbiditas se depositaron en el talud por efecto de flujos de alta densidad a partir del material «sobrante» de la plataforma. La modificación que aquí se plantea consiste en considerar a gran parte de las turbiditas

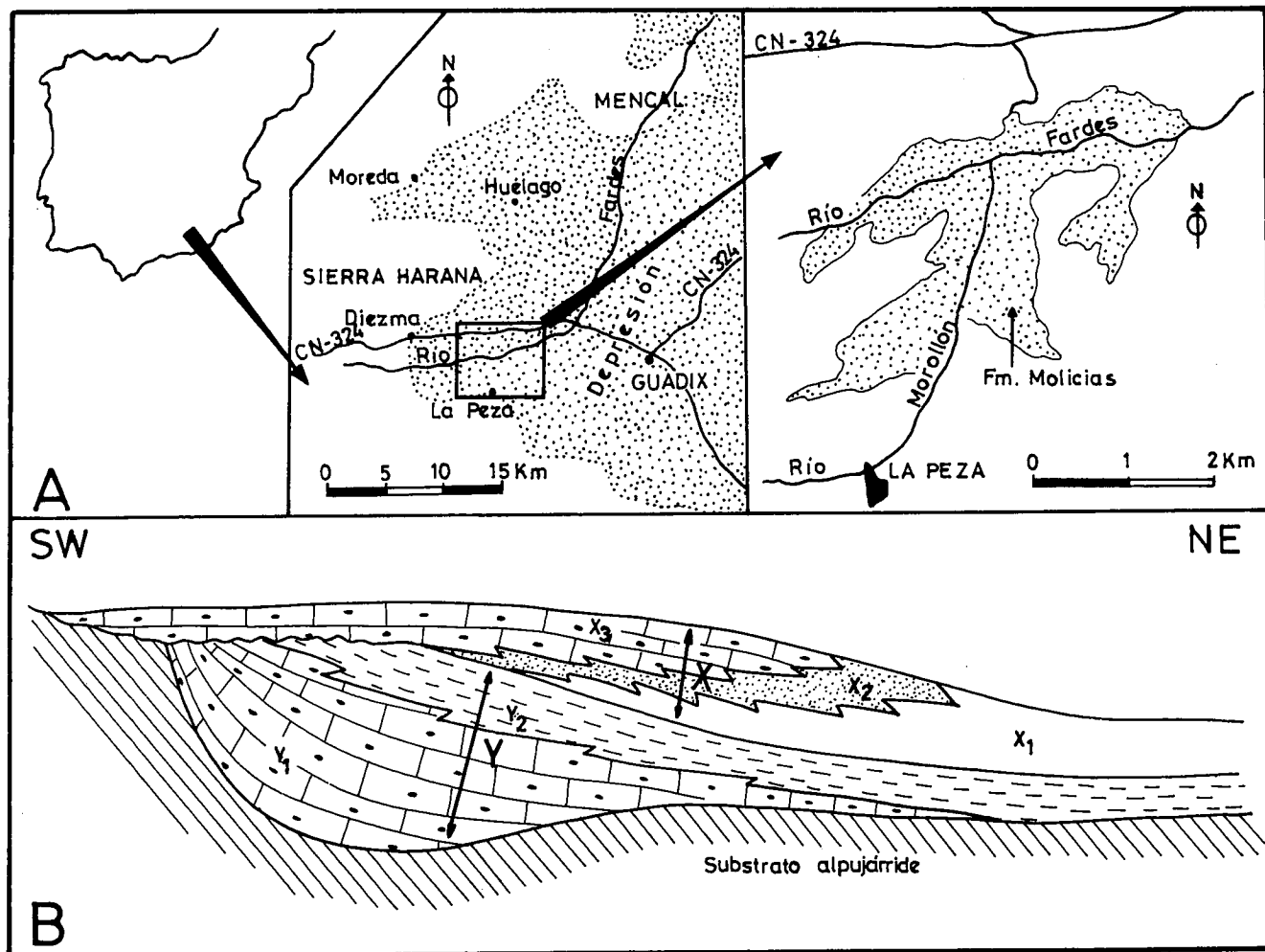


Fig. 1.—A) Localización del área estudiada. B) Esquema de la relación entre la Fm. Molicias (X) del Tortoniano superior y la Fm. Morollón (Y) del Tortoniano inferior, ligeramente modificado de Rodríguez-Fernández (1982). Miembros de ambas formaciones: X₃: Facies de plataforma. X₂: Facies turbidíticas. X₁: Facies de cuenca. Y₁: Miembro calcarenítico. Y₂: Miembro margoso.

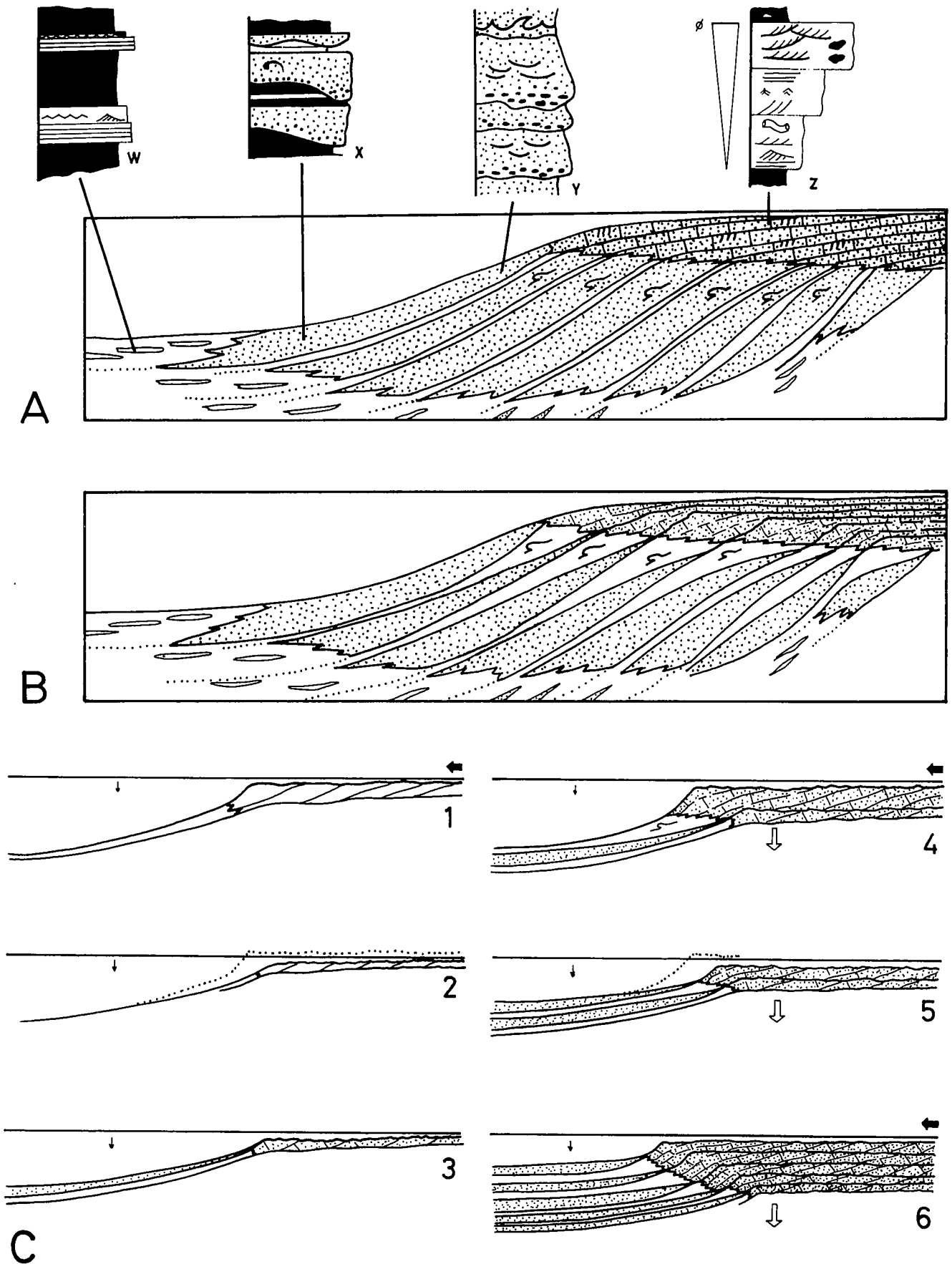


Fig. 2.—Modelo sedimentario de la Fm. Molicias. A) Modelo anterior (Rodríguez-Fernández, 1982; Rodríguez-Fernández y Vera, 1983; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1984); B) Modelo propuesto en el presente trabajo. C) Evolución genética (explicación en el texto).

como depósitos catastróficos relacionados con bajadas bruscas del nivel del mar, que han producido la erosión de importantes volúmenes en la plataforma. En este nuevo modelo (fig. 2B) se diferencian dos grandes conjuntos de facies turbidíticas, desde el punto de vista genético. El primero, marcado con punteado en la figura, corresponde a los depósitos catastróficos de redepósito de los materiales erosionados en la plataforma durante las bajadas del nivel relativo del mar; equivalen a los sistemas turbidíticos de tipo I y II del modelo de Mutti (1985). El segundo grupo de turbiditas, con abundantes estructuras *slumps*, son los depósitos simultáneos a la progradación de la plataforma, en la pendiente adyacente a la misma y equivalen al sistema turbidítico de tipo III del modelo de Mutti (1985).

Los argumentos en lo que se basa esta nueva interpretación son diversos:

- La gran proximidad de los depósitos turbidíticos y los de plataforma, sin que medien unas facies propias de talud.
- El gran volumen de material turbidítico depositado en relación con el volumen de los depósitos de plataforma.
- Similitud con modelos actualistas donde en momentos de bajadas bruscas del nivel del mar se producen estos depósitos.
- Presencia en las turbiditas de frecuentes bioclastos procedentes de la plataforma (ostreas, briozoos, rodolitos, etcétera).
- La geometría de los cuerpos turbidíticos y la evolución lateral de facies similar a la descrita por Mutti (1985).

El modelo genético propuesto se representa en la figura 2C en seis etapas sucesivas. Se iniciaría (fig. 2C-1) con las condiciones normales reinan-

tes en la cuenca con importantes depósitos en la plataforma, progradantes en régimen regresivo (pero ligados a subidas lentas del nivel relativo del mar). Estas condiciones se alcanzaron en áreas fuertemente subsidentes y con un gran volumen de aportes que tienden a colmar la cuenca. Lateralmente se pasaría, hacia el talud, a materiales propios del sistema turbidítico de tipo III de Mutti (1985), consistentes en secuencias de turbiditas de grano fino en las que se observan frecuentes *slumps*. En la figura 2C-2 se representa la situación en la que quedaría la cuenca tras una bajada brusca del nivel relativo del mar, que conlleva la erosión de parte de los depósitos de la plataforma (se marca con puntos la morfología anterior). En la figura 2C-3 se indica la posición que ocuparían los depósitos turbidíticos producto del redepósito de los materiales erosionados; se trata de materiales correspondientes a los sistemas turbidíticos de los tipos I y II de Mutti (1985). En ellos las partes más proximales presentan turbiditas en estratos gruesos no canalizadas (tipo I) o turbiditas canalizadas (tipo II), que en ambos casos hacia el interior de la cuenca evolucionan a turbiditas finamente estratificadas (*thin-bedded turbidites*) propias del borde de lóbulo. La figura 2C-4 representa una nueva etapa de progradación de la plataforma y del talud sobre los materiales anteriores. La figura 2C-5 marca una nueva etapa de bajada relativa del nivel del mar, con erosión en la plataforma y depósito de turbiditas de los sistemas de tipo I y II. Finalmente la figura 2C-6 muestra el efecto de la repetición de estos fenómenos en un régimen de subida permanente del nivel relativo del mar y progradación del conjunto sedimentario, en la que ocasionalmente acaecen fenómenos de bajadas bruscas del nivel del mar y las consiguientes fases

de erosión y depósito turbidítico de tipo I y II (*sensu* Mutti, 1985).

Un modelo actualista análogo es el que proponen (Coleman *et al.*, 1984) para el Cuaternario del área adyacente a la desembocadura del Mississippi, en la que, en los momentos de bajadas del nivel del mar (glacioeustáticas), se han producido importantes depósitos catastróficos de turbiditas del tipo I de Mutti (1985), mientras que en las etapas normales de subida del nivel de mar se producen facies turbidíticas del tipo III. Por su parte, Farrán (1988), para el área próxima a la desembocadura del Ebro, establece una correlación entre superficies erosivas en los materiales de la plataforma y los depósitos turbidíticos lenticulares del ascenso continental adyacente.

Este trabajo se ha realizado dentro del Proyecto 84-0079-CO-03, financiado por la CAICYT y el CSIC.

Referencias

- Coleman, J. M.; Prior, D. B. y Lindsay, J. F. (1983): *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Spec. Pub., 33, 121-137.
- Farrán, M. (1988): *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, Simposios, 327-331.
- Mutti, E. (1985): En: G. G. Zuffa (ed.): *Provenience of Arenites*, NATO-Asi, Serie C, Reidel Publ., 65-93.
- Mutti, E. y Ricci-Lucchi, F. (1975): *IX Inter. Congr. Sedimen.*, Nice, Guidebook Field Trip 11, 21-36.
- Rodríguez-Fernández, J. (1982): *Tesis Doctoral*, Univ. Granada, 379. 224 pp.
- Rodríguez-Fernández, J.; Martínez del Olmo, W.; Garrido Megías, A. y Vera, J. A. (1984): *I Congr. Esp. Geol.*, Segovia, 3, 279-288.
- Rodríguez-Fernández, J. y Vera, J. A. (1983): *X Congr. Nac. Sedim.*, Mahón, 2, 19-22.

Recibido el 30 de septiembre de 1988
Aceptado el 10 de octubre de 1988

Significado paleogeográfico de las texturas y acumulaciones de carbonatos en perfiles edáficos de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid (prov. de Guadalajara)

A. M. Alonso-Zarza. Inst. Geología Económica. CSIC. Facultad de C. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.
M. A. García del Cura. Inst. Geología Económica. CSIC. Facultad de C. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.
J. P. Calvo. Dept. de Petrología y Geoquímica. Facultad de C. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.