

Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la zona prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. Interés minero.

Por E. ELIZAGA (*) y J. P. CALVO SORANDO (**)

RESUMEN

Las cuencas neógenas continentales del Prebético presentan un relleno sedimentario potente que aparece estructurado en dos unidades tectosedimentarias superpuestas, las cuales abarcan una gran parte del Mioceno Superior (Vallesiense Medio-Turolense). Dichas unidades están compuestas esencialmente por sedimentos lacustres, diferenciándose en ellas cinco tramos caracterizados por facies diferentes. En la unidad tectosedimentaria inferior se distinguen: Facies A, constituidas por cuerpos conglomeráticos tabulares que intercalan niveles de lutitas laminadas; Facies B, formadas fundamentalmente por areniscas canalizadas, lutitas y margas; Facies C, caracterizadas por niveles evaporíticos (yesos con nódulos de azufre) que evolucionan en la vertical a margas y carbonatos con presencia creciente de niveles diatomíticos. Por su parte, la unidad tectosedimentaria superior está formada por: Facies D, constituidas por depósitos slumpizados y turbiditas; y Facies E, consistentes en una sucesión monótona de diatomitas y carbonatos con intercalaciones de porcelanitas.

Las dos unidades distinguidas están separadas por una discontinuidad de carácter regional que está en relación con un evento sísmico importante, con manifestaciones volcánicas asociadas de carácter lamproítico. Como resultado del análisis del relleno de las cuencas, se distinguen dos etapas distensivas dentro del contexto extensional general del área bética durante el Mioceno Superior: una primera etapa distensiva que condiciona la formación de estas cuencas durante el Tortonense, y una segunda etapa, intra-Messiniense, que supone una reactivación importante en su relleno, con incidencia de eventos sísmicos y vulcanismo. Dichas etapas, marcadas por discontinuidades mayores, tienen su equivalente correlativo en otras cuencas neógenas de la Península.

ABSTRACT

Continental Neogene basins of the Prebetic zone contain a thick sedimentary fill consisting of two superimposed tectono-sedimentary units, roughly upper Miocene in age. These units are essentially composed of lacustrine sediments, where five different facies levels have been distinguished. In the lower tectono-sedimentary unit the following facies may be discerned: Facies A, formed by tabular conglomeratic bodies in which horizons of laminated lutites are inserted; Facies B, basically constituted by channeled sandstones, lutites and marls; Facies C, characterized by evaporite horizons and sulphur nodules within gypsum, in which marls and carbonates become more abundant to the top of the sequence together with increasing presence of diatomite levels. The upper tectono-sedimentary unit is formed by: Facies D, with turbidites and slump deposits, and Facies E, consisting of a monotonous alternation of diatomites and carbonates.

These two main units are separated by a discontinuity which has been also recognized in other regions. The discontinuity is marked by an important seismic event with associated volcanism of lamproitic character. As a result of the undertaken analysis two distensive stages are distinguished within the general extensive context. The first one took place during the Tortonian and it corresponds to the initial configuration of the basins. During the second stage (intra-Messinian) the filling of this basin was significantly stimulated by seismic activity with associated volcanism. These two stages can be correlated with similar events in other Neogene basins of Iberia.

(*) Instituto Geológico y Minero.

(**) Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense.

Dedicatoria a L. Jerez Mir

Es deseo de los autores dedicar este trabajo al Dr. Luis JEREZ MIR, como homenaje al entrañable recuerdo del que fue maestro, compañero y amigo, además de geólogo clave en el conocimiento de esta región, cuya tesis, realizada en 1973, es obra fundamental y de consulta obligada para todos aquellos que quieran profundizar en el saber geológico y minero de la zona Prebética.

INTRODUCCION

Las cuencas continentales estudiadas se desarrollaron durante el Mioceno Superior, iniciándose con una etapa distensiva generalizada, en la parte más septentrional (externa) de las Cordilleras Béticas (Zona Prebética) (fig. 1). Los límites de estas cuencas están definidos por fallas normales, las cuales siguieron siendo activas durante la sedimentación, favoreciéndose así un régimen netamente subsidente. Las cuencas se ubicaron en la mayor parte de los casos sobre estructuras sinformes, previamente establecidas y reflejo de una paleomorfología más antigua, que afectaba a formaciones de edad Triásico Superior (arcillas y yesos), Jurásico (dolomías, margas y calizas), Cretácico (terrigenos y diferentes materiales carbonatados) y Mioceno en facies marinas (calcarenitas y margas) (fig. 2). El desmantelamiento de parte de estas formaciones contribuyó en mayor o menor medida según los puntos al relleno de terrígenos en las cuencas continentales estudiadas. Jun-



Figura 1.—Esquema de situación de la zona estudiada.

to a estos aportes detríticos procedentes de los relieves circundantes, las litofacies más frecuentes dentro del Mioceno continental están constituidas por carbonatos, depósitos silíceos (diatomitas) y yesos.

ANTECEDENTES

Algunos de los materiales presentes en estas cuencas continentales, como es el caso de los niveles con diatomeas, fueron reconocidos desde antiguo (AREITIO, 1873), siendo recogidos más tarde en otros trabajos de índole esencialmente paleontológica (AZPEITIA, 1911; MARGALEF, 1953). En este último trabajo se hace hincapié, además, en las características sedimentológicas y paleoecológicas de esos niveles. Por otra parte, los depósitos de azufre nativo de Las Minas fueron estudiados desde un punto de vista minero por MESEGUER PARDO (1924).

Los rasgos geológicos del área en que se encuentran ubicadas las cuencas objeto de este estudio han sido analizados por JEREZ MIR (1973, 1980), quien señala el carácter postorogénico de las formaciones lacustres y su indentación hacia el Oeste con facies fluviales. Les atribuye en conjunto una edad Mioceno Superior-Plioceno. Posteriormente, anotaciones similares algo más detalladas se encuentran en la Hoja núm. 868, Isso, del Mapa Geológico Nacional 1/50.000 (IGME, 1984).

La edad de estas cuencas lacustres, tanto las consideradas en el presente trabajo como otras que se extienden en la Zona Prebética, ha sido precisada por CALVO et al. (1978), concluyéndose que la sedimentación en estas cuencas tuvo lugar en un intervalo comprendido entre el Vallesiense Superior y el Tuoliense Superior. Los datos radiométricos obtenidos a partir de coladas volcánicas intercaladas entre los sedimentos lacustres confirman la edad deducida a partir de las asociaciones de faunas de vertebrados (BELLON et al., 1981).

Los estudios más recientes sobre estas cuencas corresponden a CALVO y ELIZAGA (1985, 1987), quienes definen de forma más detallada las pautas evolutivas mayores del relleno sedimentario. Este aspecto es desarrollado más detenidamente en el presente trabajo.

ESTRATIGRAFIA

Materiales infrayacentes a los depósitos continentales

Tal como se ha señalado anteriormente, los sedimentos continentales estudiados se dispusieron discordantemente sobre materiales de diferentes edades (triásicos, jurásicos, cretácicos y terciarios). De entre éstos, los que más frecuentemente forman el yacente son sedimentos marinos (conglomerados, calcarenitas y margas), cuyos términos más altos tienen una edad Tortonense Inferior (CALVO et al., 1978; BELLON et al., 1981). Esta situación de discordancia de los depósitos miocenos continentales sobre los materiales infrayacentes es particularmente visible en el borde sur de la Cuenca de Las Minas, donde el Mioceno continental se apoya en discordancia angular tanto sobre facies marinas margosas y calcareníticas miocenas como sobre niveles carbonáticos cretácicos (figura 2).

Los materiales correspondientes al Mioceno en facies marina fueron afectados por la última fase de compresión regional del Mioceno Superior (Tortonense), contemporánea al «cierre del Estrecho

Nord-Bético» (CALVO et al., 1978). Con esta etapa de compresión finalizó la sedimentación en un medio con influencia marina neta, iniciándose inmediatamente después una primera etapa distensiva y la sedimentación de los depósitos continentales.

Litoestratigrafía

La máxima potencia reconocida en el conjunto de las cuencas estudiadas (cuenca de Las Minas, Cenajo, Elche de la Sierra), supera los 450 m. Dicha potencia corresponde a una de las secciones levantadas en el borde occidental de la cuenca situada en las proximidades del Embalse del Cenajo (fig. 2). Esta sección, por ser una de las más completas, se ha tomado como modelo general para describir la evolución sedimentaria de las cuencas aludidas. Los rasgos fundamentales de esta sección se han reconocido de forma más o menos completa en todas las otras secciones estudiadas (doce en total, con espesores que oscilan entre los 40 y 460 m.), posibilitando así una neta correlación entre ellas y la que se toma como referencia.

ESQUEMA GEOLOGICO DE LAS CUENCAS TERCIARIAS CONTINENTALES DEL EMBALSE CENAJO Y EMBALSE CAMARIÑAS MODIFICADO DE LAS HOJAS GEOLOGICAS, E. 1:50.000 (ISSO 868 Y CALASPARRA 890) MAGNA. I.G.M.E.

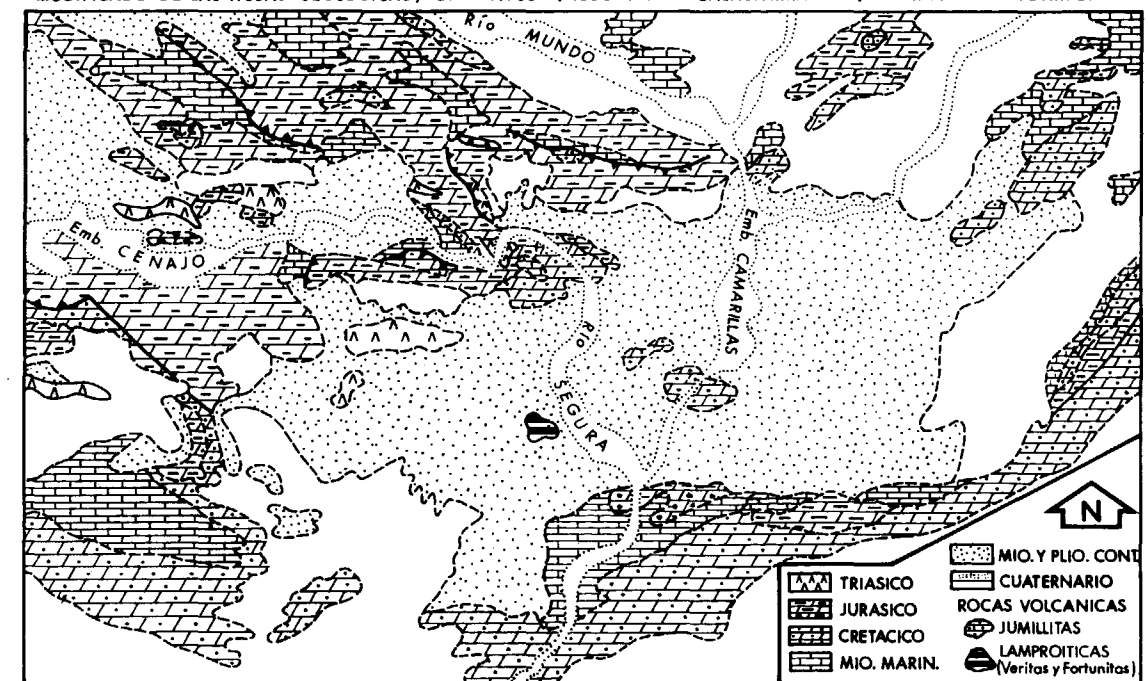


Figura 2.—Esquema geológico de las cuencas de Las Minas y Cenajo (modificado a partir de IGME, 1973, 1984).

La sección del Cenajo (fig. 3) está constituida por dos unidades tectosedimentarias (MEGÍAS, 1973, 1982) o secuencias deposicionales (VAIL et al., 1977). Ambas están separadas por una discontinuidad que está en relación con un evento sísmico importante, con manifestaciones volcánicas asociadas que se reconocen de forma directa en la Cuenca de Las Minas (Cerro del Monagrillo).

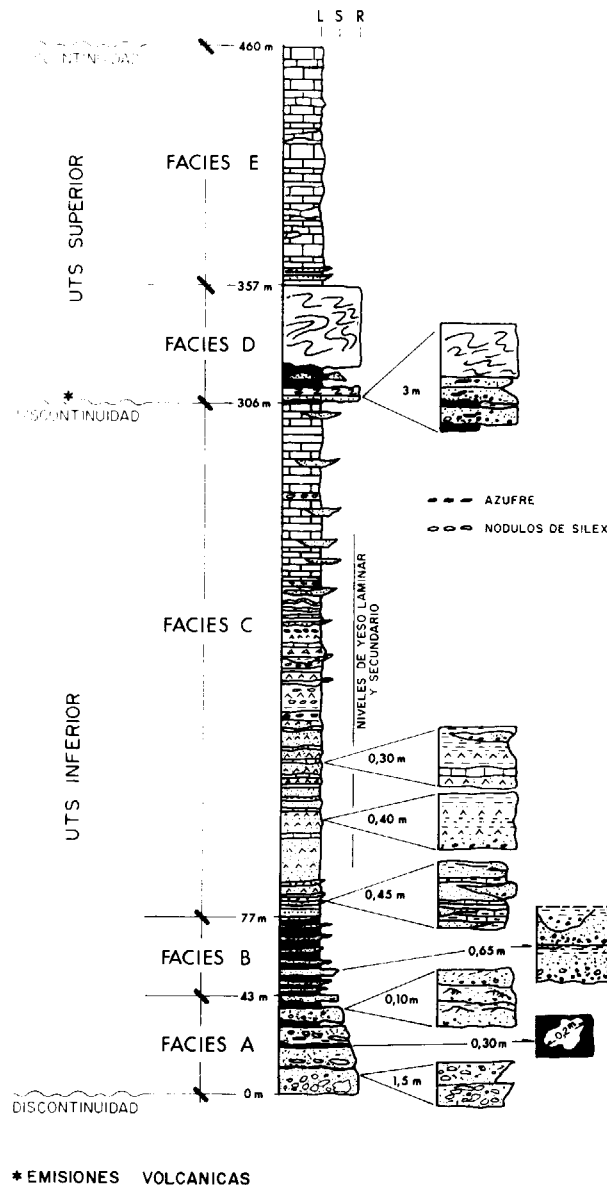


Figura 3.—Columna estratigráfica de la sección situada junto al embalse del Cenajo, con indicación de las unidades tectosedimentarias y facies distinguidas.

La consecuencia general del evento sísmico dentro de la evolución del relleno sedimentario de las cuencas fue el deslizamiento gravitacional de parte de los materiales previamente depositados, dando lugar a un nivel de depósitos «slumpizados» y/o terrígenos que separa las dos unidades tectosedimentarias. Estas, definidas como *inferior* y *superior*, se describen a continuación:

La *unidad tectosedimentaria inferior* está constituida por tres tramos caracterizados por facies diferentes, cuya potencia de capas y granulometría decrecen hacia el techo, dentro de cada tramo y para los tres tramos. Sus características más relevantes son las siguientes:

Facies A

Caracterizan el tramo inferior. Están constituidas por conglomerados en capas, a grandes rasgos tabulares, de potencia y granulometría decreciente hacia el techo. Las capas conglomeráticas, a veces amalgamadas, están comúnmente separadas por capas de lutitas en láminas finas sobre cuyo techo se sitúa en contacto neto la capa conglomerática suprayacente (fig. 4). Dentro de cada capa los cantos son angulosos, sin orientación ni imbricación bien definidas, y la fábrica es de soporte por clasto. Estos corresponden predominantemente a fragmentos carbonáticos jurásicos y, con carácter subordinado, miocenos y cretácicos. La matriz es arenosa. Es frecuente que los techos de las capas conglomeráticas terminen gradualmente en areniscas o materiales más finos, aunque en las capas basales lo usual es encontrar organizaciones granocrecientes.

El conjunto de estas capas se interpreta como depósitos correspondiente a un «fan delta» lacustre.

Facies B

Caracterizan al tramo siguiente (horizontal) o superpuesto (vertical), en transición gradual con el anterior. Están constituidas por cuerpos arenosos en capas canalizadas (fig. 5), lutitas tanto laminadas como masivas, y niveles episódicos de conglomerados cuyos cantos son de pequeño tamaño (2,4 cm.). Hacia el techo del tramo tiene lugar una disminución paulatina de los niveles arenosos, a la vez que aumentan en frecuencia y espesor los lutíticos. Son frecuentes los niveles ricos



Figura 4.—Aspecto de la parte superior del tramo definido por facies A, mostrando la alternancia de cuerpos conglomeráticos groseramente tabulares y lutitas laminadas.

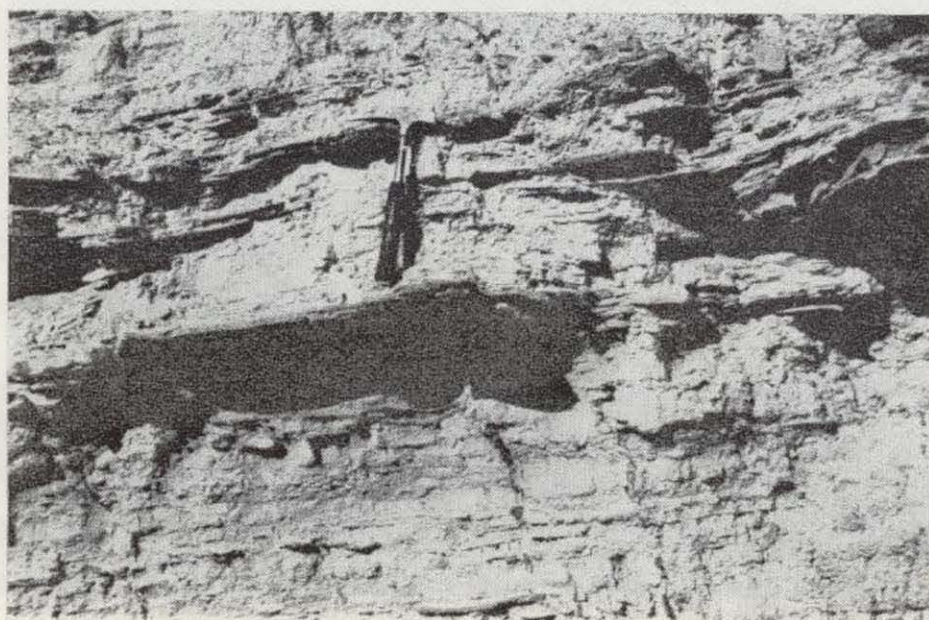


Figura 5.—Facies B. Areniscas en cuerpos canalizados de pequeño espesor intercalados entre lutitas y margas.

en materia orgánica y nódulos silíceos entre las arcillas.

La asociación de facies observada, particularmente la frecuencia de cuerpos arenosos canalizados en la parte inferior del tramo, implica por comparación con las facies A una somerización acusada del ámbito lacustre que, no obstante, siguió sometido a oscilaciones, con depósito de lutitas laminadas en los estadios de ascenso del nivel del agua en el lago. Esta dinámica debe a su vez combinarse con una disminución progresiva de los relieves circundantes. Dicha somerización creó las condiciones ambientales adecuadas para la sedimentación evaporítica que caracteriza la parte inferior de las facies C.

Facies C

Estas facies, que caracterizan el tercer tramo de la UTS inferior (fig. 3), están constituidas por arcillas, limos, niveles de arena, yesos y carbonatos en láminas finas. Los niveles de yesos, con estructura primaria horizontal parcialmente transformada o de carácter netamente diagenético, aparecen situados hacia la parte basal del tramo, con una potencia que supera los 30 m. (en la vecina Cuenca de las Minas el espesor se aproxima a los 100 m. visibles). Asociados a estos niveles se observan abundantes nódulos de azufre epidiagenético.

Hacia la parte superior del tramo los materiales predominantes son los carbonatos y las margas y aumenta considerablemente el contenido en nódulos silíceos y niveles diatomíticos. Este hecho está a nuestro juicio íntimamente relacionado con la presencia de erupciones volcánicas, cuyos fragmentos piroclásticos se pueden reconocer englobados dentro de los sedimentos de estas facies, a techo del tramo, en las zonas cercanas al punto de emisión (alrededores del Volcán del Monagrillo) (fig. 6). Es en esta posición, techo de las facies C, donde se sitúa la discontinuidad que separa las dos Unidades Tectosedimentarias diferenciadas. Dicha discontinuidad queda definida en el contacto del tramo descrito con la base del inmediatamente superior, representado por la facies D.

La *Unidad tectosedimentaria superior* está constituida por dos tramos caracterizados por facies diferentes. Son las siguientes:

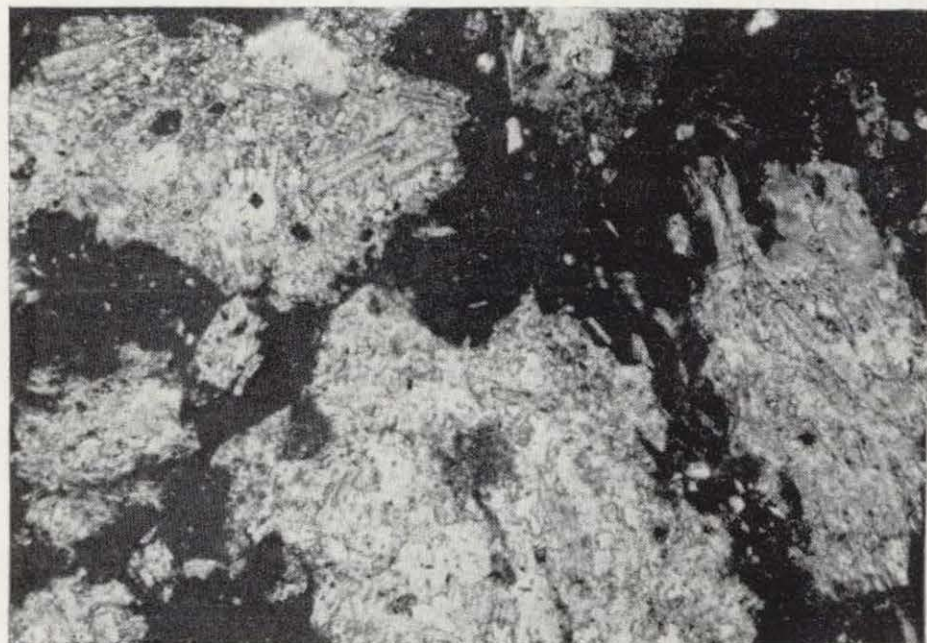


Figura 6.—Microfotografía de fragmentos piroclásticos de naturaleza lamproítica englobados por micrita.
N //, $\times 10$.

Facies D

Están formadas por los materiales anteriores (facies C) resedimentados, así como por fragmentos clásticos procedentes de los bordes y zonas marginales de la cuenca. Dentro de estas facies se pueden distinguir dos tipos de depósitos con diferente organización: *a*) cuerpos slumpizados, y *b*) niveles predominantemente terrígenos, estructurados por corrientes de turbidez.

La potencia máxima reconocida en campo de las capas slumpizadas supera los 40 m. (zona occidental de la Cuenca del Cenajo), manteniéndose este espesor muy constante a lo largo de todos los afloramientos observables en dicha cuenca (CALVO y ELIZAGA, 1985). En la Cuenca de las Minas (zona Norte) el espesor de la capa slumpizada equivalente alcanza los 30 m., mientras que en los alrededores del cerro volcánico del Monagrillo las capas slumpizadas tienen una potencia de 4 a 6 m. (fig. 7).

Por su parte, los niveles terrígenos estructurados por corrientes de turbidez se han reconocido en la parte más inferior de las facies D (fig. 3), así como en partes muy centrales de la Cuenca de las Minas o en el borde menos activo de ésta (parte Sur), no asociadas en este caso a capas slumpizadas.

Tanto la sedimentación del tramo caracterizado por la facies D como las manifestaciones volcá-

nicas inmediatamente anteriores se consideran relacionadas con un evento tectónico-distensivo común de carácter regional.

Facies E

Una vez finalizada esta perturbación mayor en las cuencas neógenas tuvo lugar en ellas una notable expansión de las áreas lacustres, desarrollándose un medio ambiente óptimo, dados los altos contenidos en sílice disuelta derivados del vulcanismo, para el desarrollo de diatomeas (BULJAN, 1972; CALVO, 1981) y consiguiente generación de potentes depósitos diatomíticos que caracterizan este tramo. Los materiales que constituyen dicho tramo consisten en una sucesión monótona de margas diatomíticas, en ocasiones muy puras (hasta más de 90% de sílice), carbonatos y niveles silicificados (porcelanitas). La mayoría de estos depósitos presentan geometría tabular a mesoescala (fig. 8) y en detalle se caracterizan por una laminación horizontal paralela muy fina, estructurándose comúnmente en varvas de algunas decenas de milímetros de espesor (fig. 9). Un estudio preliminar de la flora de diatomeas existente en estas facies (SERVANT-VILDARY, 1984) pone de manifiesto la abundancia de *Cyclotella* con diferentes tipos morfológicos. Un último aspecto a señalar son las evidencias de materia orgánica asociada a los depósitos lacustres diatomíticos («oil shales»).

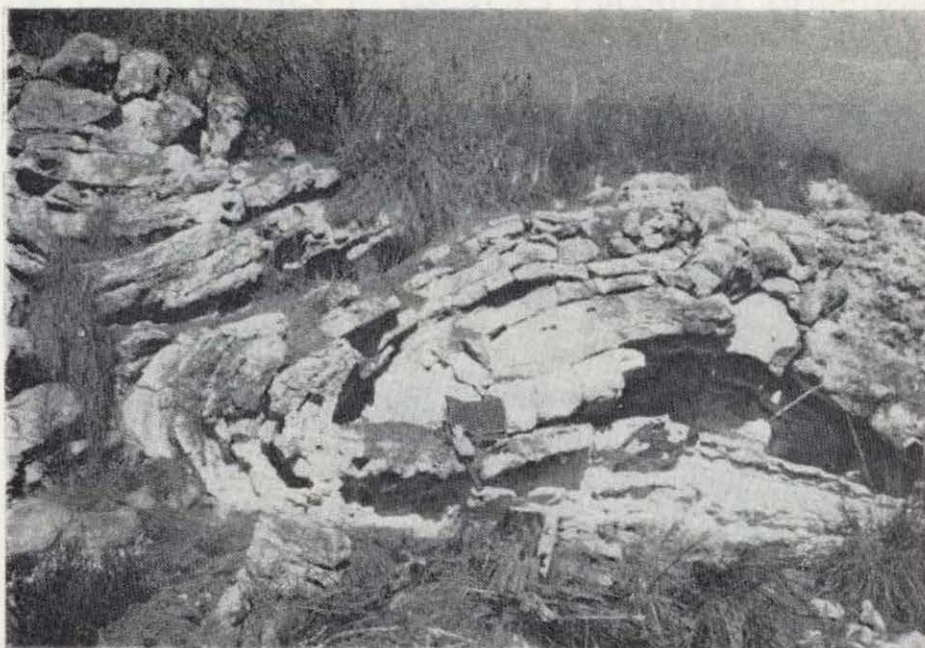
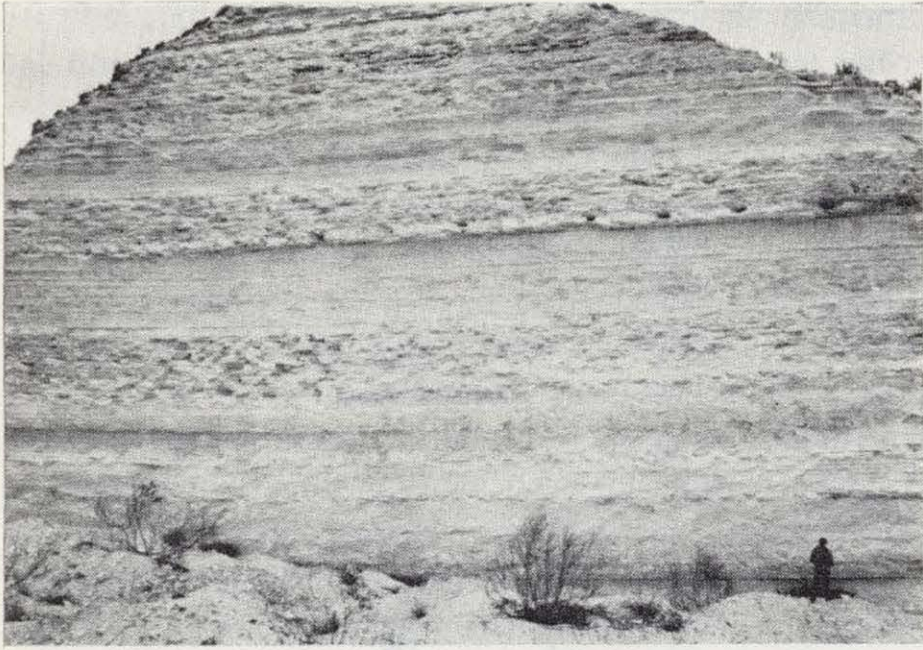


Figura 7.—Capas slumpizadas (facies D) en los alrededores del Cerro del Monagrillo. La escala viene indicada por el martillo y bolsa en la parte central de la fotografía.



Sucesión rítmica de margas diatomíticas (términos más blandos) y niveles tableados de porcelanitas (facies E). Casa de la Mina. Escala en la parte derecha inferior.

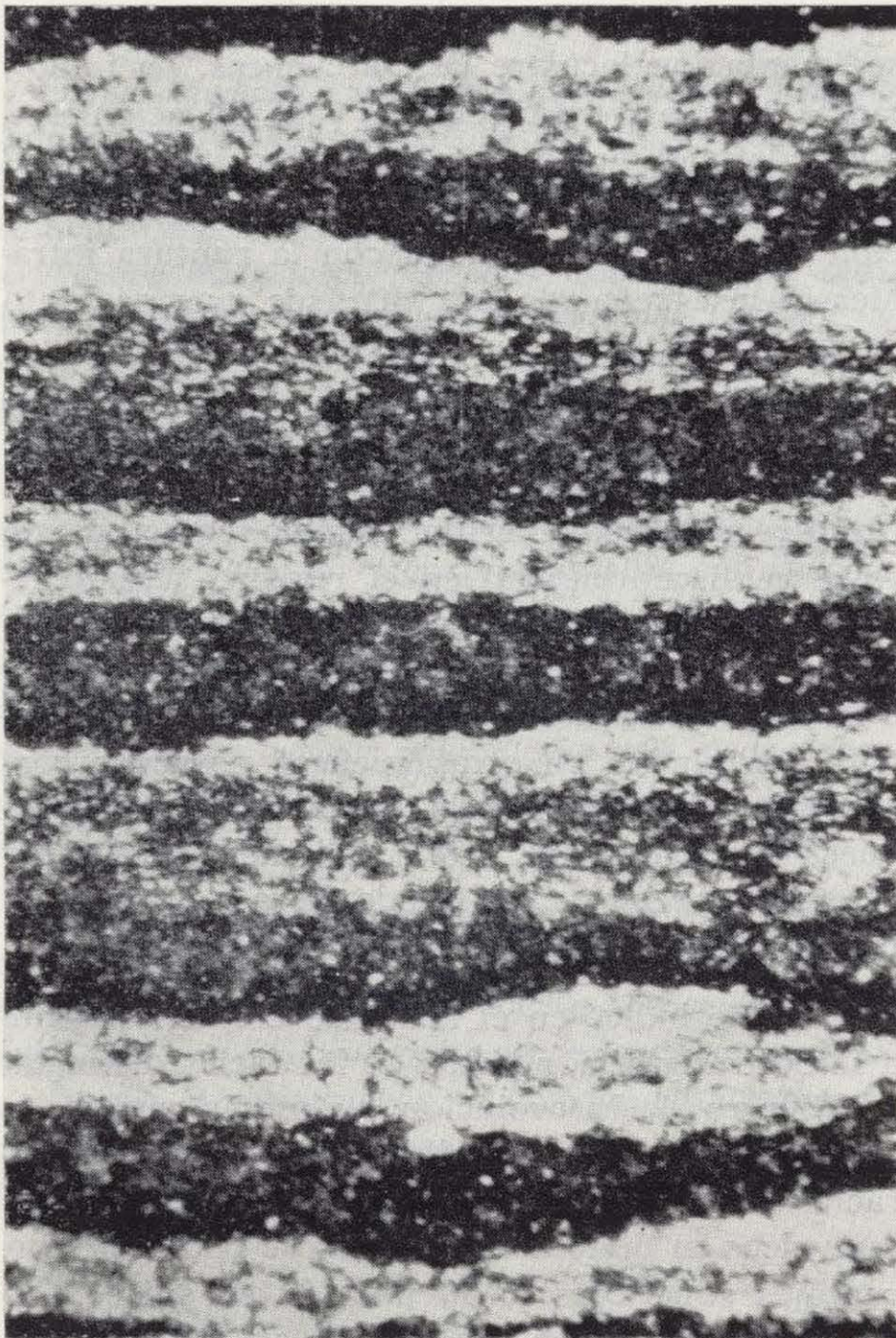


Figura 9.—Laminación varvada en sedimentos diatomíticos. Los pares de láminas tienen un espesor comprendido entre 0,20-0,30 mm. N //, $\times 25$.

El techo de este último tramo reconocible en las cuencas neógenas estudiadas se halla disectado, superponiéndose sobre él una formación conglomerática de carácter fluvial que presenta en ocasiones potencias considerables (20-40 m.). La edad de este depósito puede ser atribuida al Plioceno.

LA TECTONICA DISTENSIVA, EL VULCANISMO Y SU CORRELACION

Como ya se expuso al inicio del apartado de Litoestratigrafía, el «cierre» del Estrecho Nord-Bético, que unía la cuenca atlántica con la mediterránea, tuvo lugar durante el Tortonense Inferior Medio? debido a las últimas fases de compresión («compresiones residuales» de JEREZ MIR, 1980; fase compresiva post-serravalliense de MONTENAT, 1976, o REYES et al., 1984), acaecidas a principios del Mioceno Superior. Estas fases plegaron los depósitos marinos que forman el yacente más moderno de los sedimentos que rellenan las cuencas a que se hace referencia. Inmediatamente después, o incluso durante los últimos esfuerzos de compresión según las zonas, se inicia la primera etapa importante de distensión. Sus consecuencias son una serie de fracturas normales y «grabens» a favor de los cuales se inicia la sedimentación continental y el relleno progresivo de las cuencas.

El proceso de relleno fue interrumpido durante el Turolense Superior (Messiniense) por una nueva reactivación de la distensión en este área. Durante esta segunda etapa distensiva tienen lugar, por un lado, emisiones volcánicas de carácter lamproítico (ver descripción petrológica en BELLON et al., 1981) y, por otro, como respuesta a la actividad sísmica, el deslizamiento y transporte en masa de los últimos sedimentos lacustres depositados hacia zonas de menos gradiente potencial dentro de las cuencas, coincidiendo en general con las zonas más profundas de éstas (fig. 10).

Subrayaremos, en cualquier caso, la nitidez con que en el registro neógeno continental del Prebético aparece señalada la reactivación anteriormente señalada, pudiendo constatarse con mucha claridad la secuencialidad de eventos que acompaña a la reactivación: vulcanismo con emisiones piroclásticas, fosilización de niveles lacustres, conteniendo facies slumpizadas, cuyo origen es-

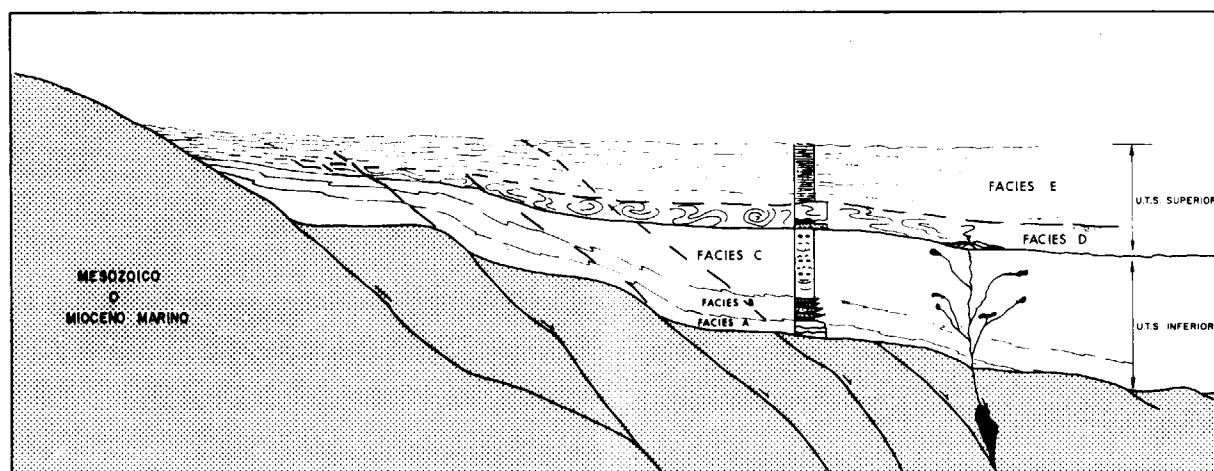


Figura 10.—Esquema interpretativo de la evolución tectosedimentaria de las cuencas estudiadas.

tuvo relacionado con la sismicidad asociada al vulcanismo, y, por último, sedimentación de importantes depósitos de diatomitas.

En resumen, el cuadro estructural de las cuencas neógenas estudiadas y el análisis tectosedimentario de los depósitos contenidos en ellas permite deducir pautas evolutivas mayores que son ampliables al entorno Bético y que también pueden ser contrastables en el marco general de la Península. La *primera fase distensiva*, que condiciona la formación de las cuencas continentales analizadas en este trabajo, se sitúa dentro del contexto extensional generalizado en el área Bética durante el Tortonense Medio, o Vallesiense Superior en la escala biostratigráfica de edades de Mamíferos (MONTENAT, 1976; REYES et al., 1984). Este evento estructural supone un cambio sustancial que se refleja en una discontinuidad de primer orden dentro del registro sedimentario neógeno, las más de las veces marcada por discordancia angular y/o erosiva. Esta discontinuidad ha sido reconocida en gran parte de las cuencas neógenas españolas (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 1985).

La *segunda etapa distensiva* se sitúa igualmente en el contexto extensional general señalado más arriba. Supone una reactivación importante relacionada con el vulcanismo ultrapotásico que se manifiesta en el área Bética durante el Messiniense (BELLON et al., 1983; LÓPEZ-RUIZ y RODRÍGUEZ BADIOLA, 1984). En las cuencas estudiadas en este trabajo, la reactivación queda bien reflejada en una discontinuidad de orden mayor, producto de

la incidencia de un fuerte «*shock*» sísmico en la sedimentación lacustre de las cuencas. La importancia de este evento tectónico y su ubicación temporal, definida por dataciones radiométricas y faunas de Mamíferos, permiten proponer la correlación de esta discontinuidad con la ruptura intra-Messiniense señalada por diversos autores tanto en las Béticas como en el «*offshore*» mediterráneo (MEGÍAS et al., 1983; SOLER et al., 1983). Ello abre una cierta perspectiva en la correlación de eventos simultáneamente acaecidos en cuencas continentales y marinas, máxime cuando, como en este caso, la discontinuidad en el registro sedimentario marino es fruto de un descenso eustático global (VAIL y HARDENBOL, 1979). Indicaremos también que la citada discontinuidad tiene su equivalente correlativo en otras cuencas neógenas continentales de la Península, tal como se señala en LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (1985). El análisis detallado de estos aspectos está siendo llevado a cabo en la actualidad por los autores de este trabajo.

Como se indicó en el apartado correspondiente a Litoestratigrafía, algunas de las facies distinguidas dentro de la evolución tectosedimentaria de las cuencas neógenas del Prebético aparecen caracterizadas por una gran abundancia de niveles muy ricos en diatomeas, algunos de ellos con porcentajes superiores al 90 por 100 en sílice. Ello ha tenido como consecuencia la apertura de numerosas explotaciones de diatomitas en la región, las cuales representan una producción anual superior a las 60.000 Tm., constituyendo así más del

80 por 100 de la producción nacional de diatomita. Los aspectos geológicos y económicos de estos yacimientos han sido tratados por los autores del presente trabajo (CALVO, 1981, 1984; CALVO y ELIZAGA, 1987). Es importante, sin embargo, reiterar que la comprensión del modelo geológico, fundamentalmente en lo que se refiere a la discriminación de las áreas con mayores aportes de terrígenos y a la determinación de los factores que influyen en la máxima eclosión de las diatomitas, son de suma importancia para el control de los yacimientos más puros, por tanto de mayor interés económico. Confiamos en que este trabajo aporte, a través de los resultados e interpretaciones en él expuestos, nuevas perspectivas en la investigación de estos yacimientos.

CONCLUSIONES

En las cuencas continentales de edad Mioceno Superior (Vallesiense-Turoliense) de la zona Prebética se puede diferenciar dos Unidades Tectosedimentarias: una *inferior*, que yace en discordancia sobre materiales plegados que incluyen sedimentos marinos de edad Tortonense Inferior, y otra *superior*, que abarca esencialmente el Turoliense Superior.

Ambas Unidades Tectosedimentarias están separadas por un suceso o evento sísmico constatable a nivel regional y correlacionable con discordancias similares en la mayoría de las cuencas continentales peninsulares. La edad de esta discordancia se sitúa aproximadamente en 6 Ma. y es a grandes rasgos coincidente con el descenso eustático reconocido a escala global dentro del Messiniense.

El evento sísmico está asociado a un vulcanismo de carácter ultrapotásico (lamproítico), cuyo resultado en las cuencas es un fuerte aporte de sílice. Ello creó un medio ambiente adecuado para la profusión de diatomeas y consiguientemente la acumulación de caparzones generando potentes bancos de diatomita.

BIBLIOGRAFÍA

ARETIO, B. (1873): *Descripción de la dusodila de Hellin*. Ann. Soc. Esp. Hist. Nat., 2:385-387, v 3:16-17.

AZPEITIA, F. (1911): *La diatomología española en los comienzos del siglo XX*. Asoc. Esp. Progr. Ciencias, 4, 320 pp.

BELLÓN, H.; BIZÓN, G.; CALVO, J. P.; ELIZAGA, E.; GAUDANT, J., y LÓPEZ-MARTÍNEZ, N. (1981): *Le volcan du Cerro del Monagrillo (Province de Murcia): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellin (Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 292, Sér. II, 1035-1038.

BELLON, H.; BORDET, P., y MONTENAT, CH. (1983): *Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale)*. Bull. Soc. Géol. France (7), 24, 205-217.

BULJAN, M. (1972): *Submarine vulcanism and oceanography*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., 14, 5-10.

CALVO, J. P. (1981): *Los yacimientos de diatomita en España*. Bol. Geol. Minero, 92, 274-284.

CALVO, J. P. (1984): *Los yacimientos españoles de diatomita*. II Curso de Rocas Industriales, Apuntes Universidad-Empresa, SICUE, Madrid, 333-347.

CALVO, J. P., y ELIZAGA, E. (1985): *Sedimentology of a neogene lacustrine system, Cenajo Basin, SE Spain*. Abstract 6th European Meeting of Sedimentology, Lleida, 70-73.

CALVO, J. P., y ELIZAGA, E. (1987): *Diatomite deposits in south-eastern Spain: geologic and economic aspects*. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 70, 537-543.

CALVO, J. P.; ELIZAGA, E.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; ROBLES, F., y USERA, J. (1978): *El Mioceno Superior continental del Prebético externo: Evolución del estrecho nord-bético*. Bol. Geol. Minero, 89, 9-28.

IGME (1973): *Hoja geológica de Calasparra (890)*. Mapa Geológico de España, serie Magna, IGME, Madrid.

IGME (1984): *Hoja Geológica de Isso (868)*. Mapa Geológico de España, serie Magna, IGME, Madrid.

JEREZ MIR, L. (1973): *Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 750 pp.

JEREZ MIR, L. (1980): *Hoja Geológica de Elche de la Sierra (867)*. Mapa Geológico de España, serie Magna, IGME, Madrid.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; AGUSTÍ, J.; CABRERA, L.; CALVO, J. P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DÍAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍNEZ, J.; MORALES, J.; PORTERO, J. M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C., y TORRES, T. (1985): *Approach to the spanish continental neogene synthesis and paleoclimatic interpretation*. Proceedings VIII RCMNS Congress. Budapest, 1985, Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 70, 383-391 (1987).

LÓPEZ RUIZ, J., y RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1984): *El vulcanismo Neógeno-Cuaternario del Borde Mediterráneo español*. En: *El Borde Mediterráneo español. Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas*. Informe Proyecto CAICYT-CSIC, pp. 115-122.

- MARGALEF, R. (1953): *Observaciones paleoecológicas y geocronológicas sobre los sedimentos lacustres miocénicos de Hellín (Albacete)*. Mem. y Com. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona, 10, 53-72.
- MEGÍAS, A. G. (1973): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. de Huesca y Lérida)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada.
- MEGÍAS, A. G. (1982): *Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas*. V Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Actas, I, 385-402.
- MEGÍAS, A. G.; LERET, G.; MARTÍNEZ DEL OLMO, W., y SOLER, R. (1983): *La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis tectosedimentario*. Mediterránea, ser. Geol., 1, 83-103.
- MESEGUER, PARDO, J. (1924): *Estudio de los yacimientos de azufre de las provincias de Murcia y Albacete*. Bol. Inst. Geol. Min., XLV, 3 Ser., 1-84.
- MONTENAT, CH. (1976): *Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères Bétiques orientales, Espagne)*. Stratigraphie, Paléogéographie et Evolution dynamique. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 69, 345 pp.
- REYES, J. L.; CRESPO, V.; FEIXAS, J. C., y ZAPATA, M. J. (1984): *La sedimentación evaporítica en las cuencas neógenas del SE peninsular*. I Congreso Español de Geología, t. II, 803-815.
- SERVANT-VILDARY, S. (1984): *Fossil Cyclotella Species from Miocene lacustrine deposit of Spain*, en M. RICARD (Ed.), Proc. 8th. Diatom Symposium, Koeltz, Koenigstein, 495-511.
- SOLER, R.; MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; MEGÍAS, A. G., y ABERGER, J. A. (1983): *Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español*. Mediterránea, ser. Geol., 1, 71-82.
- VAIL, P. R., y HARDENBOL, J. (1979): *Sea-level changes during the Tertiary*. Oceanus, 22, 71-79.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M., y THOMPSON, III, S. (1977): *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap*. En C. E. PAYTON (Ed.), *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*, Am. Ass. Petr. Geol., Mem., 26, 83-97.

Recibido: Enero de 1988.