

ESTUDIO SEDIMENTARIO DEL NEOGENO DE LA SUBCUENCA DE ALCOLEA DE CALATRAVA (CIUDAD REAL, ESPAÑA)

G. Sainz Nergaard*, A. Díez Ruiz** y J. Sánchez Vizcaíno***

RESUMEN

La subcuenca de Alcolea de Calatrava (Ciudad Real, España) se compone exclusivamente de depósitos neógenos y cuaternarios, consistentes los primeros en sedimentos detríticos, palustres y laguneros, marcadamente influenciados por el vulcanismo de la región (vulcanismo del Campo de Calatrava). Estos materiales neógenos se han dispuesto, merced al estudio de numerosas secciones estratigráficas, en tres unidades informales: detrítica, carbonatada y detrítica-carbonatada, que se suceden de forma gradual excepto la última, limitada en su base por una discordancia relacionada con colapsos volcánicos. En conjunto representan una sucesión sedimentaria que comienza con la formación de abanicos aluviales que evolucionan lateral y verticalmente hacia zonas pantanosas con mayor o menor exposición subaérea, cuya etapa final, compuesta por sedimentos lacustres de pequeña extensión, corresponde a antiguas lagunas instaladas en el interior de las depresiones o «cubetas» surgidas a partir de los colapsos. En una de ellas se emplazan los importantes restos de vertebrados fósiles encontrados en la finca de Las Higuieruelas.

Palabras clave: *Neógeno, lacustre, palustre, lagunas, hidromagmático, Las Higuieruelas, Campo de Calatrava.*

ABSTRACT

The sub-basin of «Alcolea de Calatrava» (Ciudad Real, Spain) is composed exclusively of Neogene and Quaternary deposits, the first consisting of detrital, palustrine and lacustrine materials, notably influenced by the volcanism of the region (volcanism of «Campo de Calatrava»). These Neogene materials have been arranged in three informal stratigraphic units: detrital, carbonate and detrital-carbonate; which follows one another in a gradual way except the latter, limited underneath by a discontinuity related to volcanic collapses. Altogether these units represent a sedimentary succession which starts with the accumulation of alluvial fan deposits that evolve laterally and vertically to marshy sediments with more or less subaerial exposure features and finally to lacustrine sediments of small extent, which correspond to ancient ponds installed inside the depressions formed by volcanic collapses. The important mammal locality of «Las Higuieruelas» is located in one of these depressions.

Key words: *Neogene, lacustrine, palustrine, ponds, hydromagmatic, Las Higuieruelas, Campo de Calatrava.*

Introducción

Este trabajo se incluye en el proyecto «Geología y Paleontología del Campo de Calatrava», dirigido desde 1984 por la doctora Ana V. Mazo, del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, cuyo punto

de partida fueron las excavaciones del yacimiento de vertebrados fósiles de Las Higuieruelas, Alcolea de Calatrava. De ahí, y debido a la necesidad de conocer el entorno geológico de esta y otras localidades fosilíferas incluidas en el proyecto, se realizó un estudio geológico de toda el área abarcada por la

* Confederación Hidrográfica del Tajo. Av. Bruselas, 39, 1.º izda. 28028 Madrid. E-mail: gsainz@vodafone.es

** Initec Industrial. Camino del Campillo, n.º 5, 3 P.A. 13002 Ciudad Real.

*** Universidad de Castilla-La Mancha (E.T.S.I. de Caminos y Canales y Puertos). Avda. Camilo José Cela, s/n. 13071 Ciudad Real. E-mail: jesus.svizcaino@uclm.es

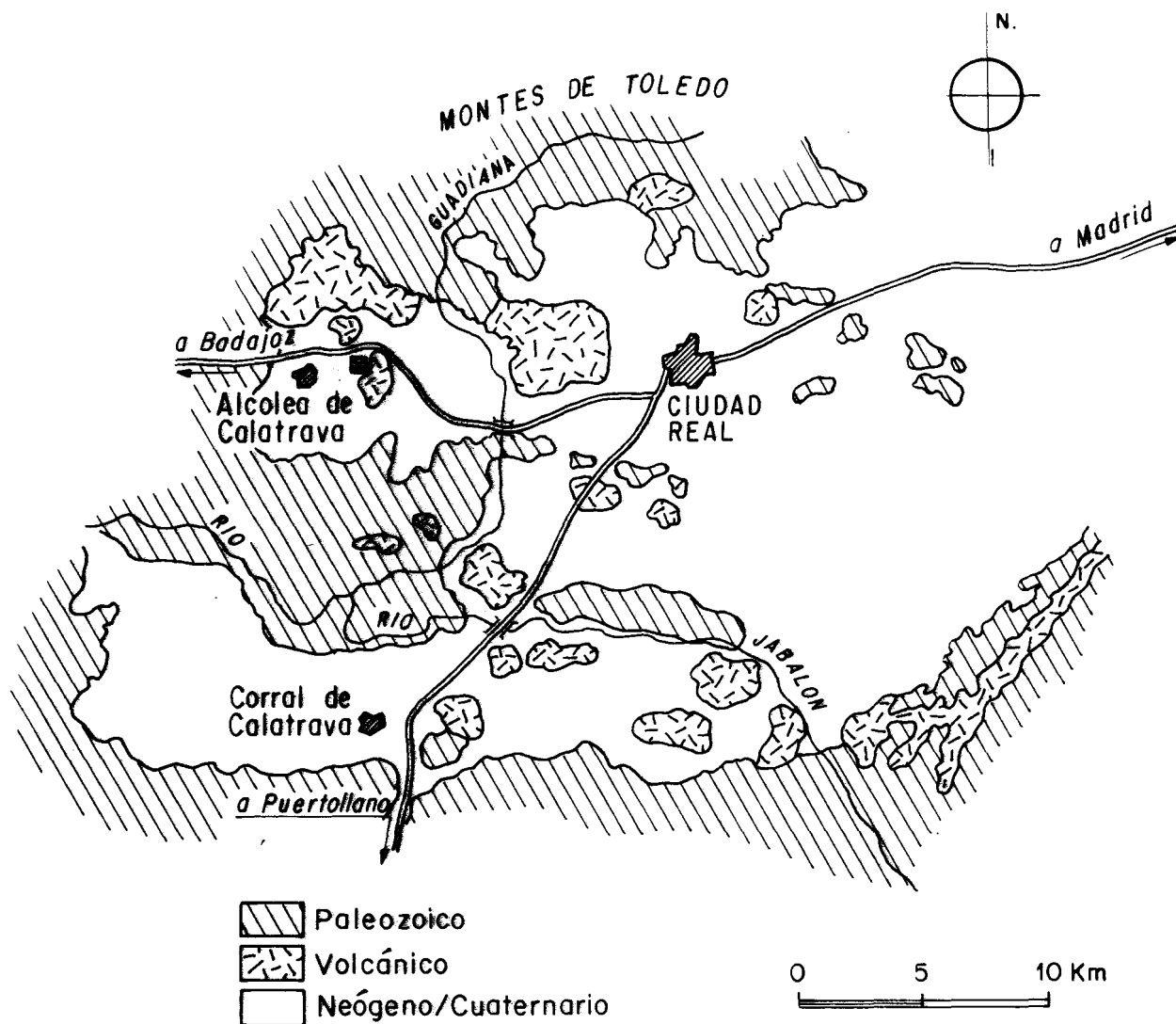


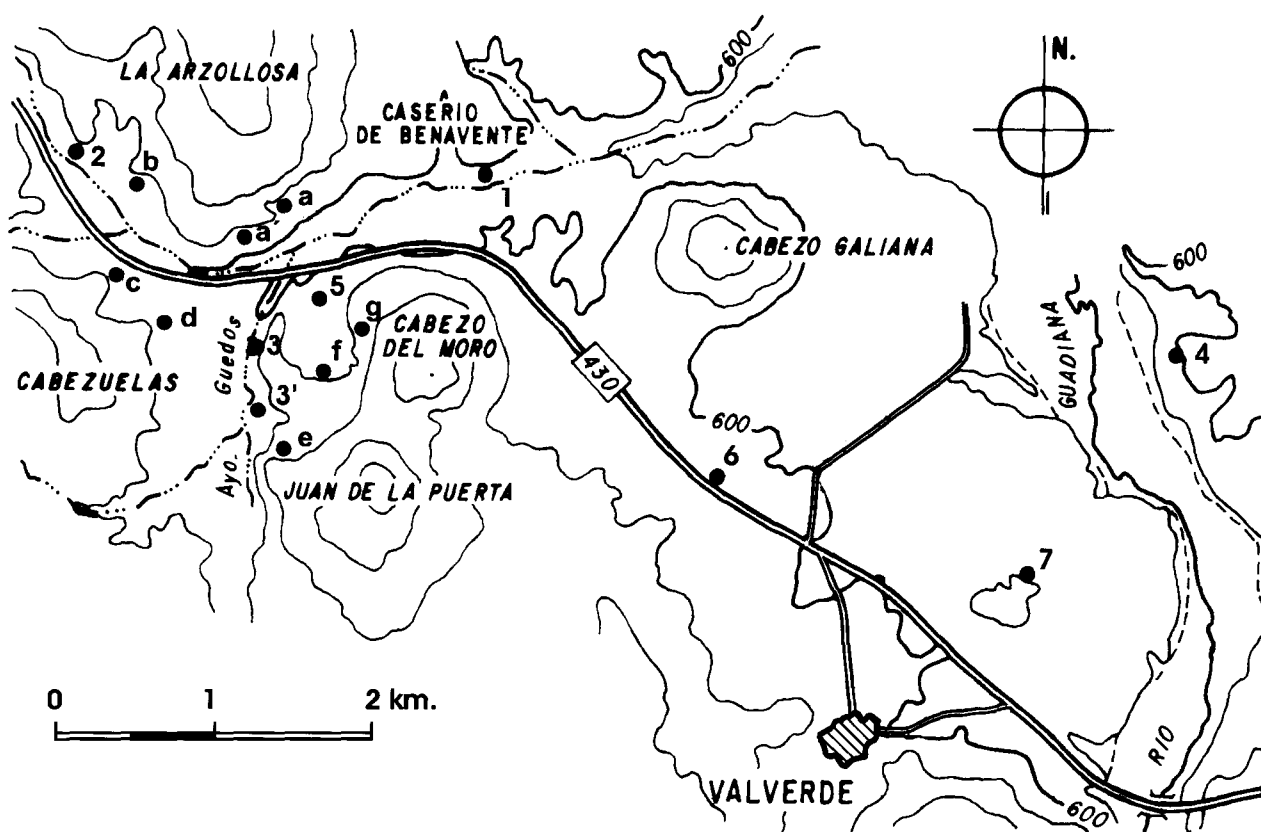
Fig. 1.—Esquema geológico general de la subcuenca de Alcolea de Calatrava y alrededores.

subcuenca de Alcolea de Calatrava (fig. 1), entidad geológica bien definida y con características propias dentro de la región del Campo de Calatrava (Ciudad Real), compuesta casi exclusivamente de depósitos del Neógeno superior. En esta investigación cabe resaltar la interrelación de procesos sedimentarios (palustre-lacustres) y volcánicos, con importantes restos de vertebrados asociados a ambos eventos, que acentúan la complejidad de la subcuenca, a pesar de la escasa representación temporal de su registro.

El método de trabajo utilizado fue el habitual para estos casos, consistente en la recopilación y estudio de la bibliografía existente, análisis fotogeológico, trabajo de campo (con levantamiento de sec-

ciones estratigráficas, fig. 2, y toma de muestras) y la elaboración de un mapa geológico a escala 1:25.000. Ultimamente, y debido a que estos trabajos se realizaron en sucesivas campañas a finales de los ochenta, se efectuó una nueva revisión bibliográfica y la modificación cartográfica de las áreas volcánicas a partir de los últimos mapas editados (IGME, 1988 y 1989).

Existen publicaciones sobre el Terciario de la provincia de Ciudad Real desde el siglo pasado, por ejemplo, Cortázar (1880) describe una serie compuesta por margas blanquecinas y yesos arcillosos, arcillas y margas rojizas y bancos de calizas lacustres amarillentas, no mayor de 40 m de potencia total. Desde entonces se sucedieron algunos estu-



AFLORAMIENTOS PUNTUALES

- a y a'.- Ladera S del volcán de La Arzollosa
- b.- Cerro Semicircular
- c.- Cerro de la Gasolinera
- d.- Cerro del Olivar
- e.- Ladera W del volcán Juan de la Puerta
- f.- Borde S de Las Higuieruelas
- g.- Borde E de Las Higuieruelas

SECCIONES ESTRATIGRAFICAS

- 1.- Ruinas de Benavente
- 2.- Fuente del Pez
- 3.- Arroyo de los Guedos
- 3'.- *Idem* (tramos 1 y 2)
- 4.- Los Corrales
- 5.- Fuente del Piojo
- 6.- Galiana
- 7.- Cantera de Valverde

Fig. 2.—Situación de los diferentes afloramientos y columnas estratigráficas.

dios (Hernández-Pacheco, 1932, y otros) relacionados con diferentes aspectos de la geología del Campo de Calatrava, pero no es sino hasta 1974 cuando Molina describe explícitamente y con profundidad la sedimentación neógena de la subcuenca de Alcolea, información recogida más tarde por Pérez-González (1981) en su tesis doctoral sobre la llanura manchega, donde además se formulan ideas sobre su relación con la sedimentación global en los territorios adyacentes. Torres *et al.* (1986) aportan nuevos datos sobre la sedimentación terciaria de La Mancha, apoyándose en numerosos sondeos, esta-

bleciendo tres unidades litoestratigráficas informales. Posteriormente, se editan las hojas Magna de Ciudad Real y Piedrabuena (IGME, 1988 y 1989) más recientes, que cubren la Cartografía y Geología general a gran escala con nuevos datos e interpretaciones de relevancia. Por lo demás, también se pueden consultar datos sobre distintos aspectos del vulcanismo de la zona en Ancochea (1983), entre otros, y cuestiones puntuales sobre diferentes materias relacionadas con el yacimiento paleontológico de Las Higuieruelas en Hoyos *et al.* (1984), Bonadonna y Villa (1984), Alberdi *et al.* (1984), Mazo

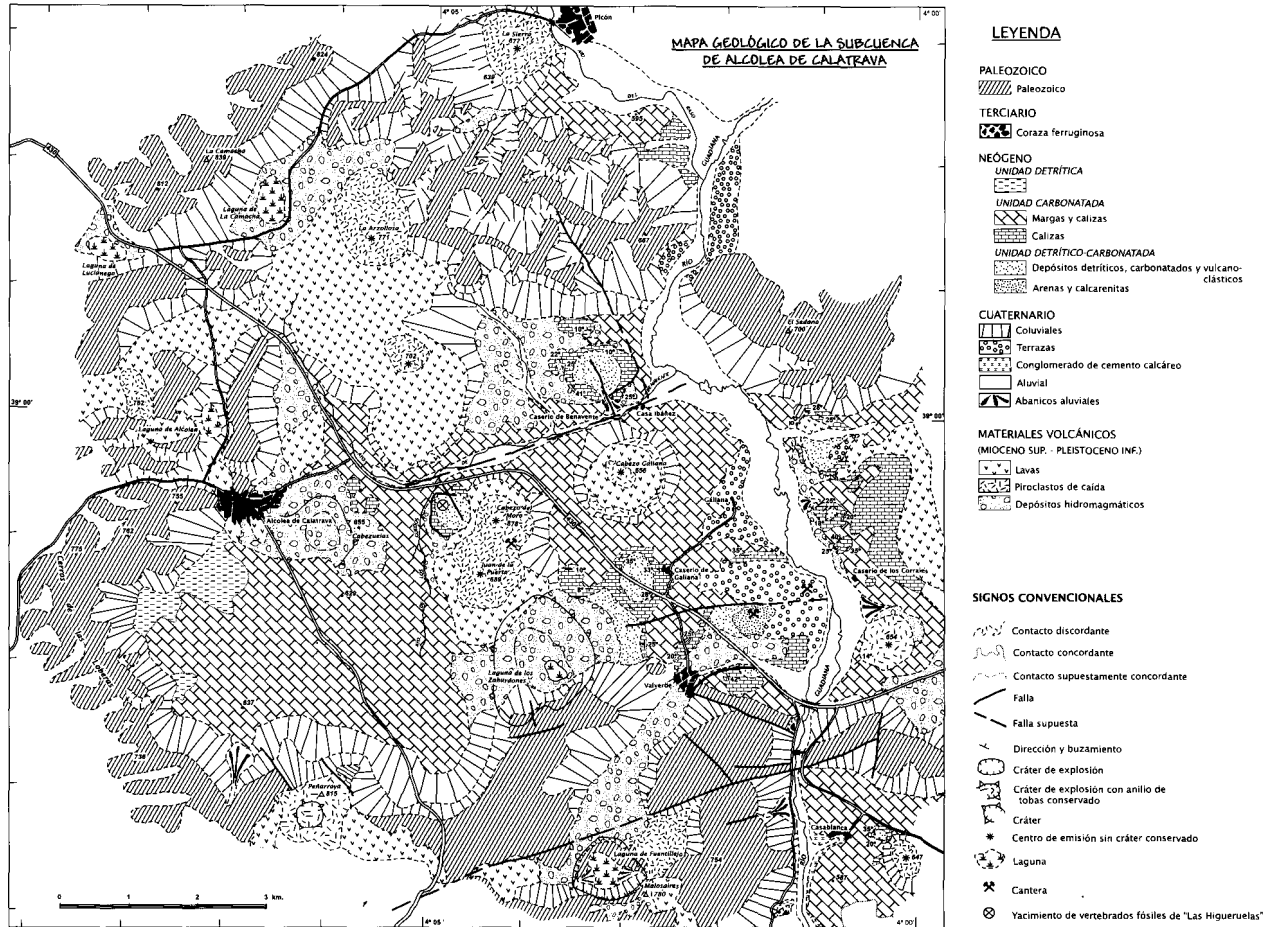


Fig. 3(1).—Mapa geológico de la subcuenca de Alcolea de Calatrava.

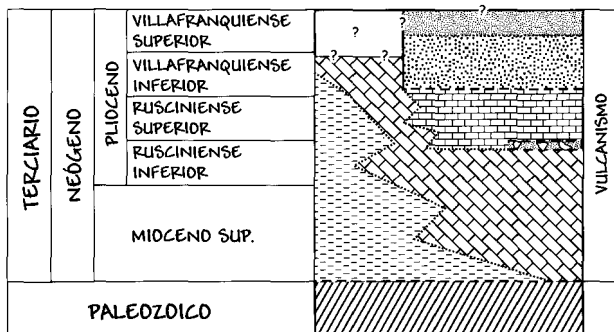


Fig. 3(2).—Sucesión temporal de los depósitos neógenos (sin incluir productos volcánicos no sedimentarios o de escasa entidad). Los materiales de la unidad detrítico-carbonatada están separados lateralmente por una línea continua del resto que indica su sedimentación en cubetas independientes.

Las rocas volcánicas que ayudan a precisar más las dataciones existentes.

Descripción del área estudiada

La zona de estudio (fig. 1), situada en la región volcánica del Campo de Calatrava (Ciudad Real), queda delimitada al W por la Sierra de la Cruz y los Cerros de las Loberas, al S por la Sierra de Medias Lunas, al E por el río Guadiana a su paso por las proximidades de Valverde, y al N por las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo.

La red hidrográfica principal está formada por el río Guadiana, que atraviesa la zona por el borde oriental y meridional, y en el que desembocan diversos arroyos, entre los que destaca el de Benavente. El núcleo de población más importante es Alcolea de Calatrava, aunque existen también otras localidades más pequeñas, como Valverde o Picón

(1993, 1995 y 1996), etc. En el último trabajo publicado hasta la fecha, Gallardo Millán *et al.* (1998), realizan análisis paleomagnéticos de diver-

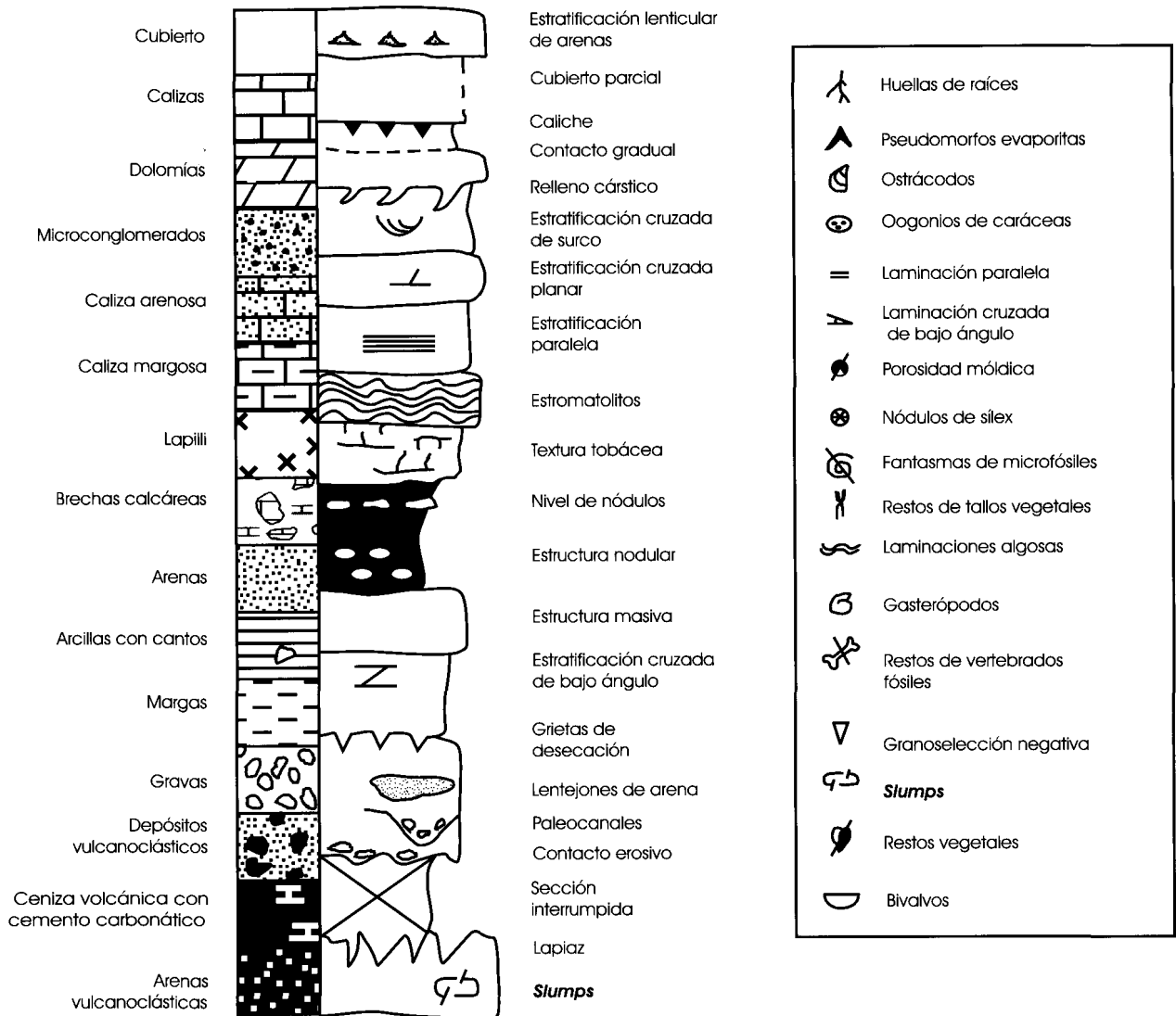


Fig. 4.—Clave de signos estratigráficos.

(esta última fuera de la subcuenca, pero incluida en el mapa de la fig. 3).

La subcuenca de Alcolea de Calatrava está situada en la zona Centro-ibérica de la división adoptada por el mapa tectónico de la Península Ibérica, por Julivert *et al.* (1972), para el Macizo Hespérico. Se trata, a grandes rasgos, de una depresión terciaria rellena de materiales sedimentarios con numerosos edificios volcánicos en su interior y flanqueada por el S, N y W por sierras paleozoicas. Afloran terrenos que pertenecen al Ordovícico, Neógeno y Cuaternario, así como materiales volcánicos cuya edad se extiende regionalmente desde el Mioceno superior al Pleistoceno

inferior. Las series ordovícicas flanquean el área por sus bordes N, S y W, dibujando un gran anticlinorio abierto hacia el E cuyo núcleo ocupan en discordancia los materiales terciarios y cuaternarios, fig. 3(1). El Terciario, del que sólo está representado el Neógeno, aflora por todo el centro del área estudiada, así como en su borde oriental. Dentro del área se encuentran islotes paleozoicos y edificios volcánicos que rompen la monotonía del paisaje alomado terciario.

El relieve paleozoico actual es de tipo «apalachense», resultado de la acción de varios ciclos de erosión-sedimentación y reactivación orogénica, en el que se distinguen varias superficies de arrasa-

miento en las que se ha ido encajando la red hidrográfica actual y sobre las que destacan los relieves de la cuarcita Armoricana, que dan las cotas más altas (839 m en el pico de La Camacha, dominando la laguna del mismo nombre). Por último, hay que resaltar la existencia de numerosas lagunas de origen volcánico, que ocupan en ocasiones el interior de antiguos *maares* (lagunas de Fuentillejo, Los Zahurdones, etc.).

Sucesión estratigráfica

El Paleozoico está restringido en la zona a los materiales ordovícicos, que son fundamentalmente detríticos: cuarcitas, areniscas, conglomerados y pizarras, entre los que en ocasiones se intercalan rocas volcánicas y subvolcánicas. Incluye tres conjuntos diferentes (que no se han diferenciado en la cartografía por no ser objeto de este estudio): Tremadoc-Arenigiense («serie detrítica de la base» y «nivel rojo» de Bouyx, 1970), Arenigiense (Cuarcita Armoricana) y Arenigiense-Llanverniense (estratos Pochicos).

Los materiales que componen el Terciario son fundamentalmente detríticos y carbonatados, semejantes a los que se hallan en otras subcuencas cercanas y en la llanura manchega, con «pasadas» volcánicas de diferente naturaleza. Representan, a grandes rasgos, un episodio de relleno de depósitos de abanicos aluviales en los márgenes de la subcuenca que evolucionan lateral y verticalmente a sedimentos carbonatados palustres y lacustres, fig. 3(2). Sobre ellos, se establece una serie de lagunas en estructuras de colapso que dan lugar a nuevos sedimentos carbonatados y detríticos, estos últimos debidos a una cierta influencia fluvial. No se han incluido, por su exigüidad, las corazas ferruginosas citadas en otros trabajos (Molina, 1974, Torres *et al.*, 1986-1987, Poblete, 1989, etc.), de las que únicamente se halló un pequeño afloramiento al lado del puente de Alarcos, encima de materiales paleozoicos. En conjunto se han determinado tres unidades estratigráficas informales para el Neógeno: una unidad detrítica (correspondiente a las unidades detrítica de la base y lutítica roja intermedia, establecidas por Torres *et al.*, 1986-1987, para la sedimentación terciaria de La Mancha), una unidad carbonatada (afín a la unidad carbonatada superior de los mismos autores) y, discordante sobre esta última, una unidad detrítico-carbonatada.

La sedimentación cuaternaria comprende coluviales, aluviales y terrazas, ya extensamente descritos en Molina (1974) e IGME (1988 y 1989). Interesa resaltar, sin embargo, el yacimiento de restos

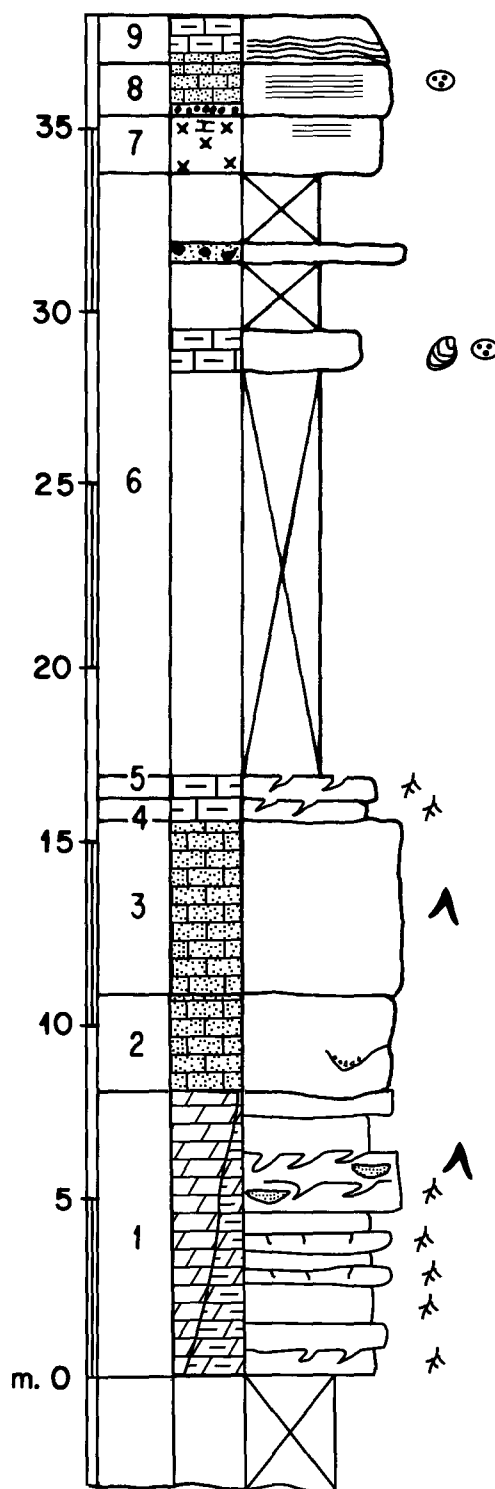


Fig. 5.—Columna estratigráfica de Ruinas de Benavente, tomada en la ladera S del cerro donde se asientan las ruinas del caserío de Benavente (coordenadas aproximadas: 38° 59' 54" N y 04° 03' 54" W). La sección continúa por la margen izquierda del pequeño arroyo que bordea las ruinas por el W. Interpretación: margas y calizas de la unidad carbonatada.

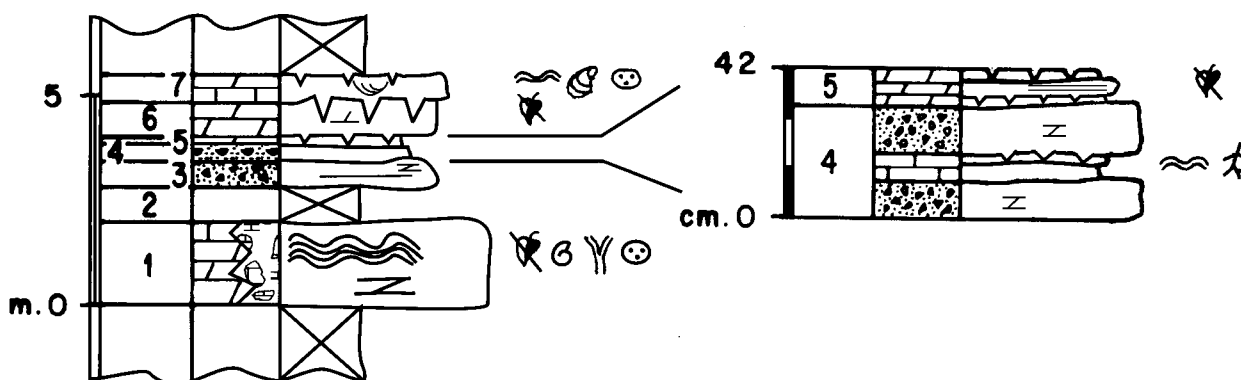


Fig. 6.—Columna de Fuente del Pez, coordenadas: 38° 58' 39" N y 04° 05' 59" W, situada junto a la fuente del Pez, al N de la CN-430 y en las proximidades de un desvío que une dicha carretera con Alcolea de Calatrava. Interpretación: margas y calizas de la unidad carbonatada.

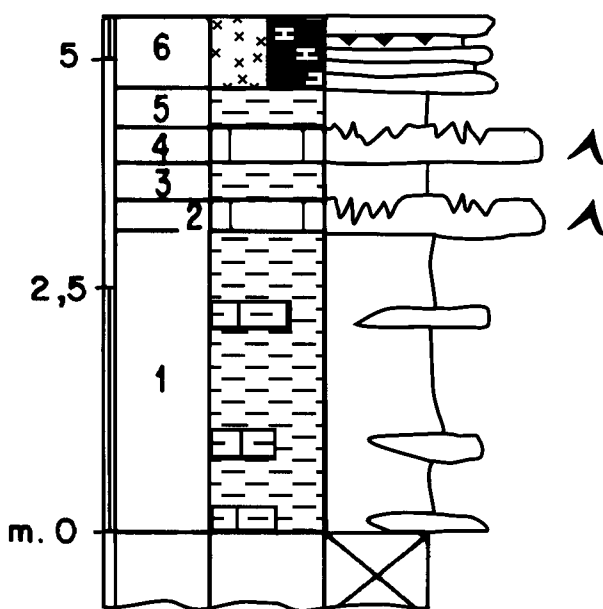


Fig. 7.—Columna de Picón. Aunque esta columna queda fuera de la subcuenca, resulta de interés ya que se realizó en el miembro de margas y calizas de la unidad carbonatada, de escasísimos afloramientos en toda la zona. Está situada en una pequeña excavación a unos centenares de metros al sur del km 13 de la carretera de Picón a Ciudad Real y sus coordenadas son: 39° 02' 12" N y 04° 02' 55" W.

fósiles de mamíferos de Valverde de Calatrava I, encontrado en sedimentos aluviales (probablemente pertenecientes a una terraza, según Molina, *op. cit.*) en un pozo cercano al río Guadiana y atribuidos al Pleistoceno inferior. Se citan restos de *Mammuthus meridionalis*, *Equus cf. mosbachensis*, *Hippopotamus amphibius major*, *Cervus (Euctenoceros) dicranios* y *Leptobos etruscus* (Hernández-Pacheco, 1921; Schaub, 1925; Crusafont, 1961).

Unidad detrítica

Representa el tramo detrítico de Molina (1974) y los materiales cartografiados con el n.º 23 en IGME (1988), donde se describen más extensamente. Representa la zona basal del relleno neógeno de la subcuenca y está muy mal representada en la hoja, su presencia se reduce al borde occidental de la subcuenca, por lo que hay que remitirse a los cortes geoelectrónicos y sondeos de estudios hidrogeológicos realizados en este área (citados en IGME, 1988, donde puede encontrarse su descripción completa y ubicación cartográfica). No obstante, se pueden diferenciar morfológicamente de los glaciares y piedemontes de las sierras paleozoicas, ya que forman una superficie claramente horizontal de aspecto arcilloso y rojizo. Por la información obtenida de estos sondeos es posible establecer una potencia de hasta 85 m, aunque sólo en zonas puntuales, debido al marcado paleorrelieve del zócalo paleozoico. Comienzan con 1 ó 2 paquetes, que no siempre aparecen, de 3 a 9 m de gravas cuarcíticas, seguidos de otros más numerosos de arcillas rojizas y pardas (regionalmente conocidas como «fangos variolados») con cantos dispersos de cuarcitas y pizarras. Son frecuentes las intercalaciones de areniscas, arenas y gravas canalizadas y las de «pasadas» volcánicas de distintos tipos. En la pequeña cuenca adyacente de Piedrabuena se han descubierto fósiles de vertebrados en los fangos variolados a los que se le ha atribuido una posición temporal: «[...] en el tránsito Rusciniense/Villafranquiense o en los niveles más bajos del Villafranquiense» (Mazo, 1993); es decir, muy cercana a la del yacimiento de Las Higuieruelas, situado en la unidad detrítico-carbonatada. Al N de Valverde y cercano a la carretera de Ciudad Real a Piedrabuena, se realizó antiguamente un sondeo para prospección hullera (Coello, 1902)

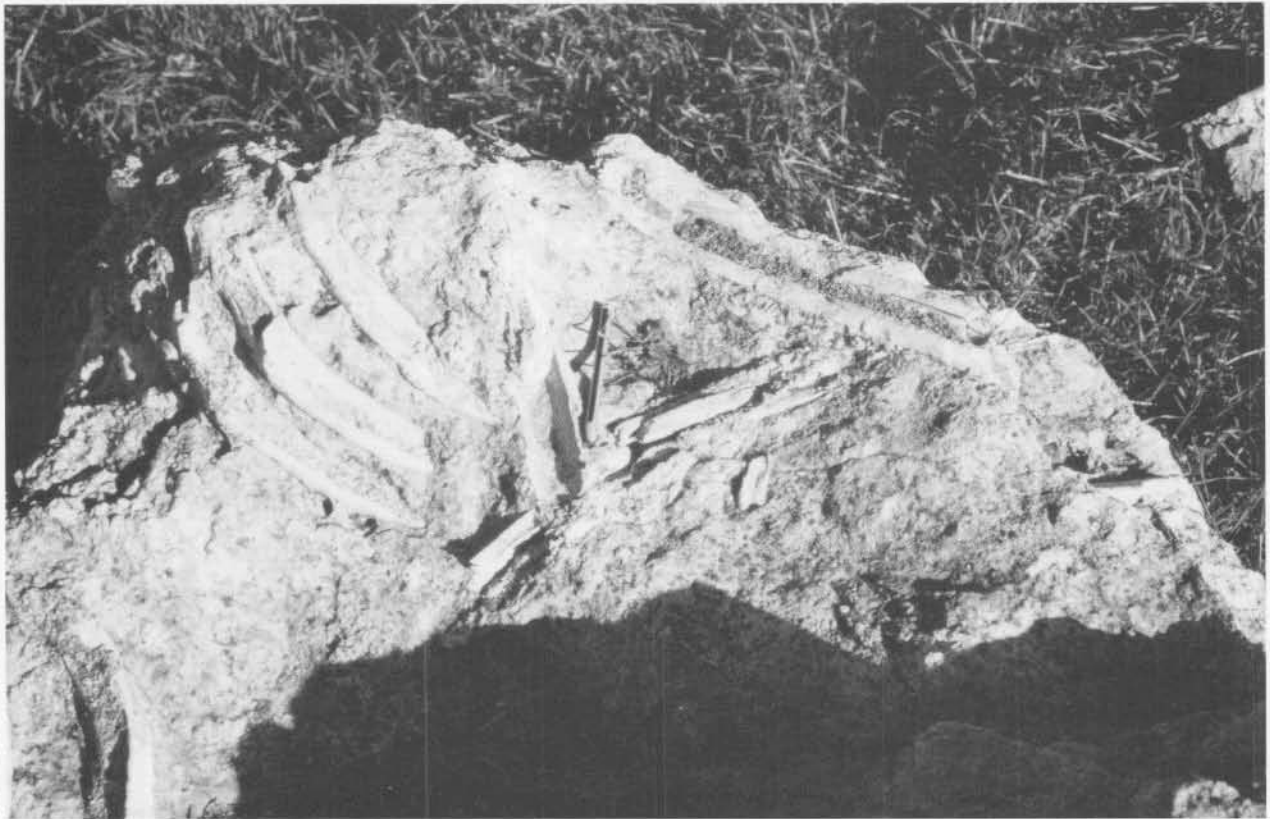


Fig. 8.—Restos de costillas de *Anancus* en el miembro de margas y calizas de la unidad carbonatada.

en el que se cortaron por debajo de 14,6 m de calizas muy duras y fosilíferas, 3,2 m de arenisca rojiza mezclada con arcillas (greda) grises, 28,7 m de arenisca calcárea arcillosa (maciño) con algunos cantos sueltos en las capas inferiores, 4,9 m de maciño de grano muy fino con algún guijarrillo y 4,4 m de conglomerado poligénico (gonfolita), antes de llegar a las cuarcitas del zócalo.

Unidad carbonatada

Margas y calizas

Superpuesto y contiguo al tramo detrítico aparece un paquete horizontal, a veces ligeramente ondulado, de margas y calizas, que se extiende por toda la subcuenca de Alcolea y otras zonas del mapa, fig. 3(1). Lamentablemente, presenta escasos afloramientos de calidad, y sólo de los tramos superiores (columnas de Ruinas de Benavente, Fuente del Pez y Picón; figs. 5, 6 y 7, respectivamente), por lo que su representación cartográfica es a veces difícil e imprecisa. Sin embargo, con la ayuda de los sondeos mencionados, se

puede deducir la sucesión general de este paquete, constituido por margas blanquecinas y pulverulentas, en la base, que van haciéndose progresivamente más calcáreas hacia techo, culminando en calizas y calizas margosas y arenosas blancas o amarillentas en sus tramos más altos. Existen también varios niveles de cenizas y lapillis intercalados en la secuencia sedimentaria. Los niveles calcáreos presentan fenómenos de disolución/precipitación y rellenos cársticos, así como texturas tobáceas y formas lapiáceas (Picón, fig. 7). También son frecuentes los niveles micríticos que desaparecen lateralmente. Las calizas se presentan en bancos decimétricos y hacia el techo de la serie se pueden apreciar restos de estructuras estromatolíticas muy borradas por fenómenos de recristalización y carstificación. Al microscopio se observan abundantes pseudomorfos de yeso, fenómenos de removilización de fango, porosidad de retracción y terrígenos. Por los datos obtenidos de sondeos este paquete podría tener una potencia media de unos 55 m, valor aproximado y variable según las zonas. Durante la exploración de campo encontramos restos de *Anancus* (identificado por A. Mazo, com. oral) en un bloque calizo levantado por el arado en los aledaños del cabezo Galiana (fig. 8).

Depósitos hidromagmáticos

Se incluyen en este apartado los depósitos hidromagmáticos de oleadas piroclásticas que normalmente aparecen a techo del miembro anterior, pero que, según la zona, también pueden corresponder a otras épocas de emisión, fig. 3(1). Son de carácter tobáceo, alternándose materiales volcánicos (normalmente lapilli y cenizas, y esporádicamente bombas) con fragmentos angulosos y heterométricos de materiales paleozoicos, terciarios (calizas) y enclaves ultramáficos. Presentan estratificación fundamentalmente paralela, a veces cruzada de bajo ángulo, y si bien sus clastos se encuentran desordenados caóticamente, en ocasiones se aprecia cierta granoselección negativa. Estos depósitos se pueden observar en Las Higuieruelas y al NE de Casa Ibáñez, que aunque sean cercanos, queda por determinar si provienen de un mismo centro de emisión, de una misma oleada piroclástica y si son o no de la misma edad. Se han realizado dataciones radiométricas en los depósitos de la sección de Arroyo de los Guedos (fig. 9), que dieron una edad de 4,7 Ma (Bonadonna y Villa, 1984), que concuerda con los resultados de los análisis paleomagnéticos realizados recientemente por Gallardo Millán *et al.* (1998).

Calizas

Se pueden observar, sobre todo, por encima de los depósitos hidromagmáticos mencionados de la sección de Arroyo de los Guedos (fig. 9), y también en las de Los Corrales y Fuente del Piojo (figs. 10 y 11). Este miembro comprende la mayor parte de los relieves de calizas de la subcuenca, concretamente los farallones y capas que rodean las características depresiones circulares en forma de plato, donde presentan buzamientos de 0° a 65° (fig. 12) y se apoyan en discordancia sobre los depósitos hidromagmáticos, donde existen. Sin embargo, en los casos en los que se asientan directamente sobre el miembro carbonatado anterior, no se aprecia disconformidad (más adelante se discutirá el tema de la discordancia D₁, que Molina, 1974, establece en este contacto). Los primeros bancos suelen ser de areniscas y calizas arenosas con niveles de conglomerados y estratificación cruzada planar de bajo ángulo, son de orden decimétrico y métrico, color ocre a «hueso», y hacia arriba pasan a tener una estructura tableada cada vez más marcada. Las calizas van haciéndose progresivamente menos arenosas hacia el techo de la sección, con zonas asociadas a vegetación (calizas tobáceas y bioconstrucciones de algas). Finalmente, los últimos tramos son predominantemente dolomíticos y se presentan en bancos mayores de un metro. Los niveles

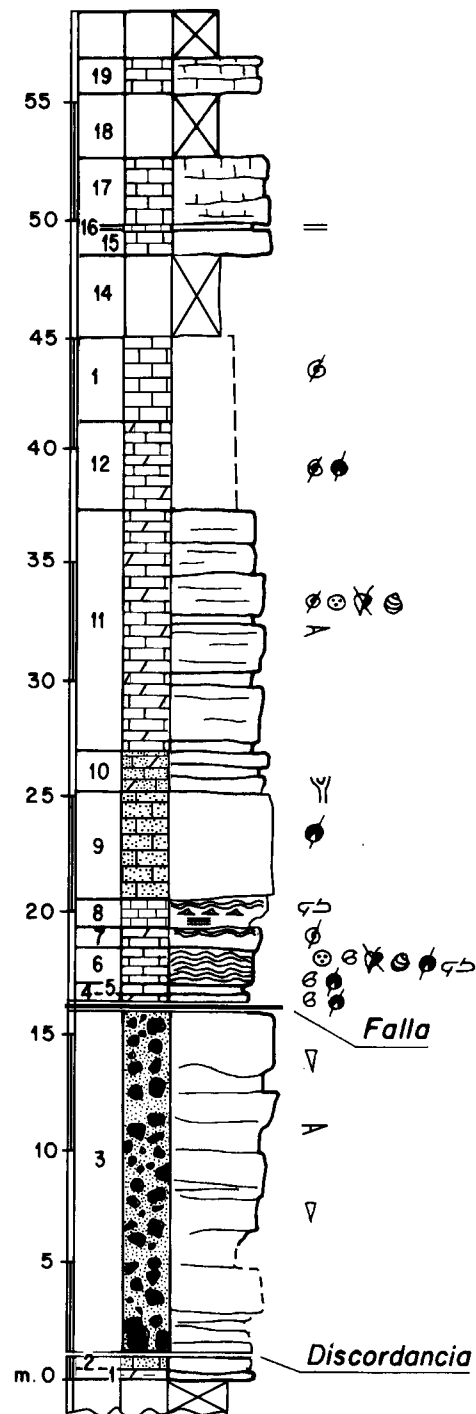


Fig. 9.—Columna estratigráfica de Arroyo de los Guedos. La parte basal de esta serie (tramos 1 y 2), corresponde al primero de los dos miembros de la unidad carbonatada, y se ha estudiado en un afloramiento, de coordenadas 38° 59' 06" N y 04° 04' 57" W, que está situado en la margen derecha del arroyo. El resto de la serie se ha realizado en el farallón que limita la depresión de Las Higuieruelas por el W en un afloramiento situado al N del anterior, cuyas coordenadas aproximadas son: 38° 59' 29" N y 04° 04' 58" W, y corresponde al miembro de calizas.

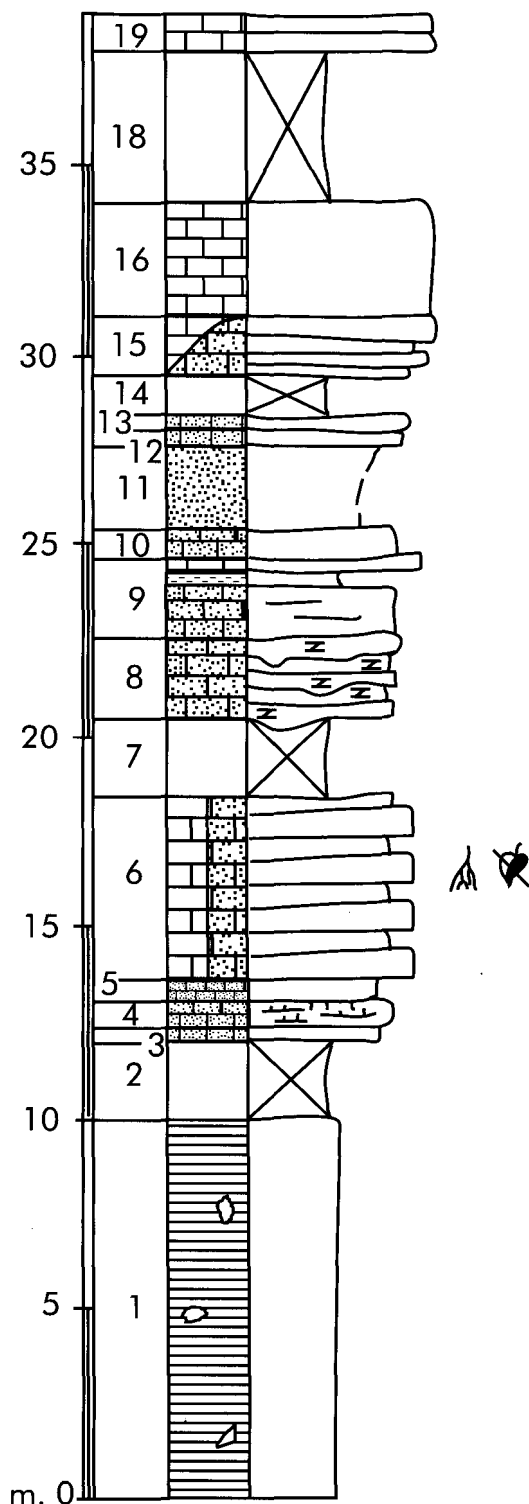


Fig. 10.—Columna de Los Corrales. Se encuentra aproximadamente a 1 km al norte del caserío de los Corrales (margen este del mapa), siguiendo la orilla izquierda del río Guadiana. Sus coordenadas son: 38° 59' 11" N y 03° 00' 58" W. Interpretación: calizas de la unidad carbonatada.

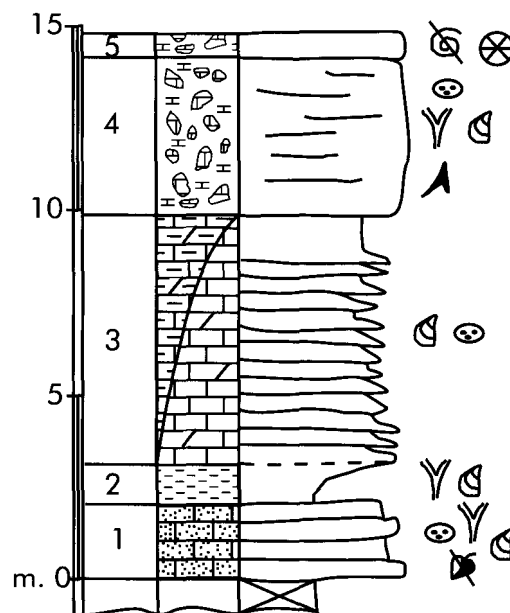


Fig. 11.—Columna de Fuente del Piojo, realizada en la trinchera del camino de acceso a la finca de Las Higuieruelas, en un afloramiento de coordenadas: 38° 59' 33" N y 04° 04' 47". Los primeros tramos de la sección aparecen varias veces repetidos debido a pequeñas fracturas de dirección aproximada E-W. Interpretación: calizas de la unidad carbonatada.

conglomeráticos de los tramos basales ocupan el fondo de paleocanales y presentan cantos cuarcíticos, pizarrosos y volcánicos, de aspecto anguloso y heterométrico. Su matriz es arcillosa y no suelen estar cementados. Al microscopio se han podido diferenciar, como rasgos destacables, niveles con ostrácodos y carofitas, así como mallas de algas. También aparecen con relativa abundancia granos de cuarzo, anfíbol y, en menor proporción, de fragmentos de rocas metamórficas (FRM) y volcánicas (FRV). La potencia de esta unidad es muy variable y va desde los 3 ó 4 metros, de algunos crestones cercanos a Valverde, a los 45 metros de Arroyo de los Guedos (fig. 9). En este lugar la secuencia está infradatada por el depósito vulcanoclástico que la separa del miembro anterior y supradatada por los fósiles y bombas volcánicas del yacimiento de Las Higuieruelas, por lo que se puede considerar íntegramente del Rusciniense superior.

Unidad detrítico-carbonatada

Depósitos detríticos, carbonatados y vulcanoclásticos

Estos materiales aparecen relleno de las cubetas y depresiones circulares formadas por los colapsos del miembro de calizas de la unidad anterior. Corres-

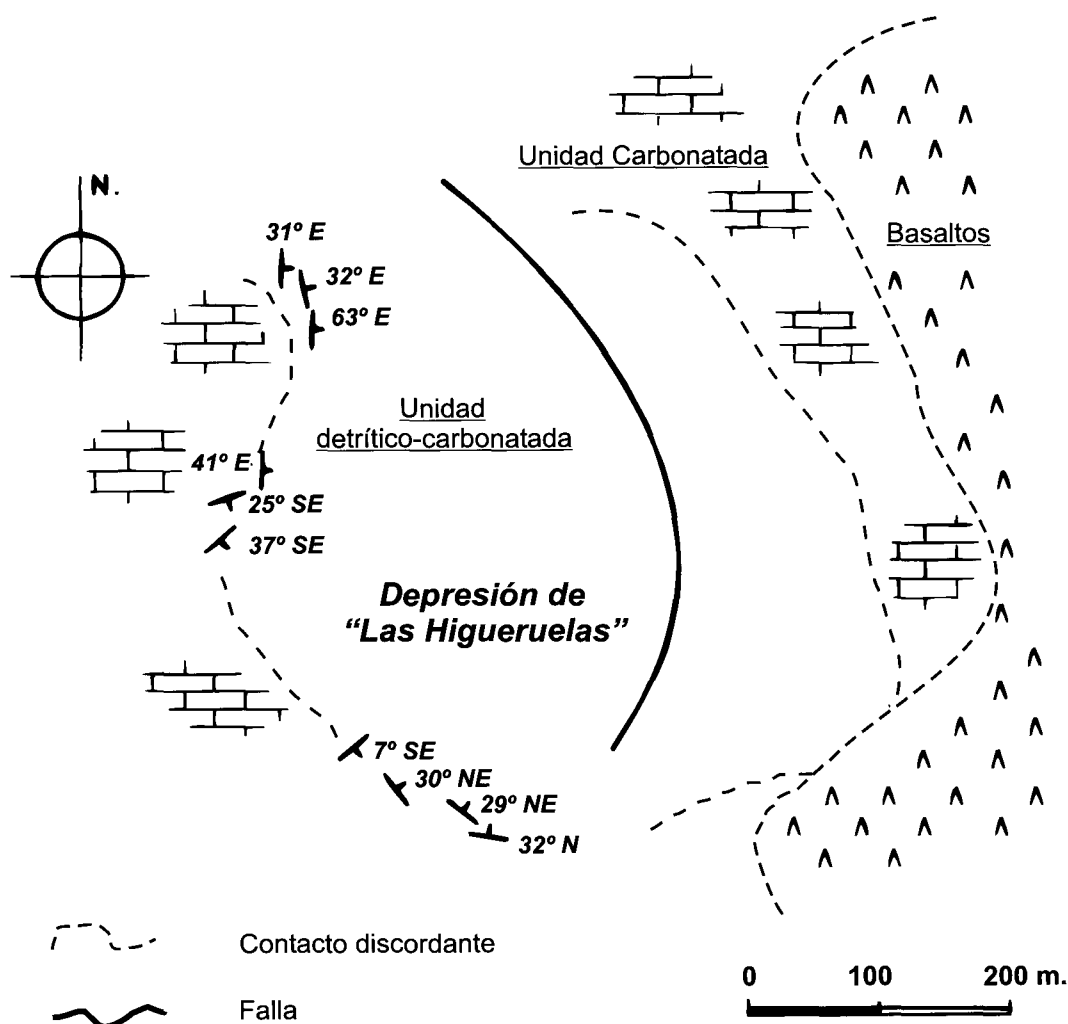


Fig. 12.—Dirección y buzamiento del miembro de calizas de la unidad carbonatada en el borde W de la «cubeta» de Las Higuieruelas.

ponden a los depósitos de las cubetas del caserío de Galiana y de Las Higuieruelas. Aunque las facies que se han podido identificar en ambas no coinciden plenamente entre sí, se han preferido incluir en un mismo apartado, ya que representan lo mismo: depósitos de un medio lagunero. El problema estriba en que, debido a la escasez de afloramientos, sólo es posible estudiar zonas muy puntuales de las cubetas, en las que hay una gran variabilidad de facies (que en general se deben a zonas laguneras de diferente profundidad, o ribereñas), lo que, unido a la desigual influencia volcánica, provoca cierta confusión.

Aunque el contacto basal está siempre cubierto, en las excavaciones del yacimiento de Las Higuieruelas se puede apreciar que las capas más próximas de esta unidad al farallón de calizas (de la unidad carbonatada) presentan un buzamiento considerablemente menor (unos 20°) que estas últimas

(fig. 13), por lo que se infiere la existencia de una discordancia angular o progresiva (esta inclinación de 20° podría explicarse por un nuevo hundimiento de la cubeta). Asimismo, en otras depresiones, como la del caserío de Galiana o la de la cantera de Valverde, se observan capas horizontales en el interior rodeadas por una orla de calizas con buzamiento centrípeto, por lo que se ha supuesto el mismo esquema anterior para todas ellas.

En Las Higuieruelas el relleno es arcilloso, arenoso y carbonatado, alternando con intercalaciones de conglomerados volcánicos y de materiales piroclásticos englobados en una matriz arenoso-arcillosa, con algunas bombas volcánicas interrumpiendo los planos de estratificación. En cambio, en el caserío de Galiana (fig. 14) el relleno es básicamente de areniscas blanquecinas, arcillas y margas. La importancia de estas facies viene asociada a los yacimien-

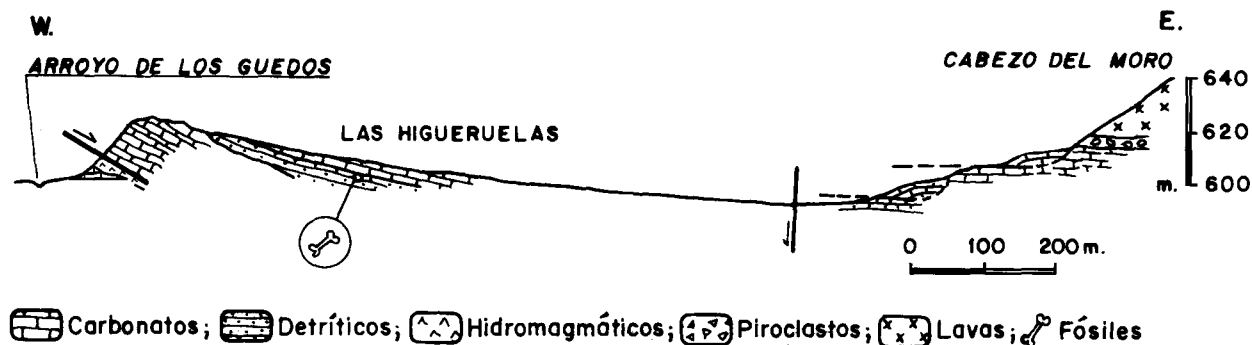


Fig. 13.—Corte esquemático de la «cubeta» de Las Higuieruelas.

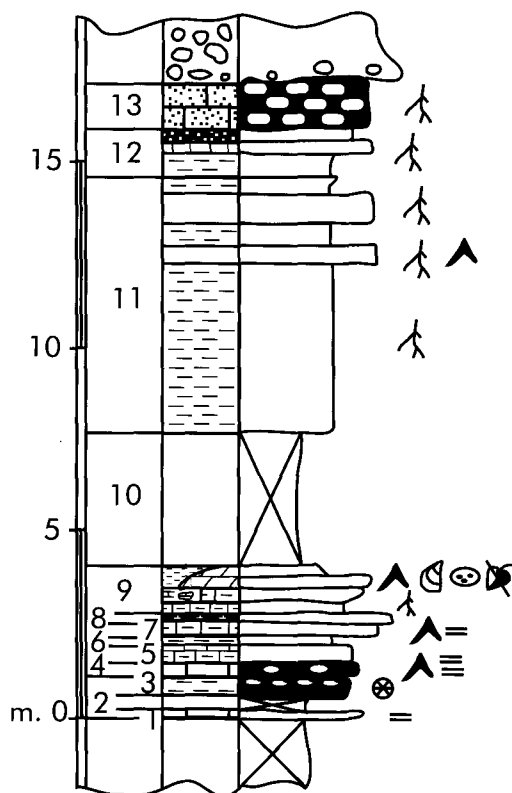


Fig. 14.—Columna estratigráfica de Galiana, tomada entre los km 294 y 295 de la carretera N-430, aprovechando indistintamente los afloramientos de las trincheras de ambos lados de la carretera. Las coordenadas aproximadas de la base son: 38° 59' 54" N y 04° 03' 54" W, y las del techo: 38° 58' 49" N y 04° 02' 54" W. Interpretación: depósitos detríticos, carbonatados y vulcanoclásticos de la unidad detrítico-carbonatada.

tos paleontológicos que encierran. En Las Higuieruelas han sido hallados restos muy significativos de *Hipparion* y de roedores, como el *Stephanomys amplius*, que han permitido datar el yacimiento como Villafranquiense basal, entre los 3,1 y 2,9 Ma

(en Mazo, 1995, se puede encontrar la relación faunística completa). Por otro lado, análisis paleomagnéticos recientes en las bombas volcánicas que aparecen junto a los fósiles (Gallardo Millán *et al.*, 1988) han dado como resultado una polaridad inversa equivalente a los subcronos 2An.1r= (3,054-3,127 Ma.) o 2An.2r= (3,221-3,325 Ma.), que coincide con la datación paleontológica.

Arenas y calcarenitas

Corresponden a los depósitos más modernos del interior de las cubetas. Sólo se han encontrado en una cantera situada al NE de Valverde (fig. 15) y, al contrario que los anteriores, se hallan en una zona alta, y no en una depresión. Sin embargo, conservan la característica común de estar rodeadas, al menos parcialmente, por un anillo de calizas buzando hacia el interior. Esto no implica, de todos modos, que se trate de sedimentos de relleno de una cubeta aislada, ya que por su altitud pudieron desbordar sus límites. Aparecen, de muro a techo, un paquete de arenas finas grisáceas y blanquecinas de hasta 1.5 m de potencia visible, un pequeño nivel de conglomerado deleznable de cantos de cuarcita y caliza, un paquete de arenas calcáreas con lentejones de conglomerados y otro final de caliza arenosa, con paleocanales y zonas conglomeráticas con cemento carbonático. En estos dos últimos paquetes se han podido diferenciar al microscopio abundantes granos de cuarzo (Q) y terrígenos, así como restos de ostrácodos. La potencia total de esta secuencia es de algo más de 4 metros. Al pie de la cantera, descrita por primera vez por Aguirre (1971), se extrajo un diente de caballo (*Equus stenorhis*) que podría corresponder a la primera inmigración de caballos en Europa, por lo que en Alberdi *et al.* (1984) se datan estos depósitos como Villafranquiense medio, aunque con las justas reservas, al basar esta edad en un solo ejemplar.

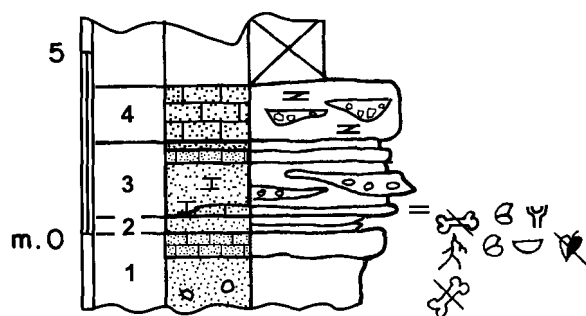


Fig. 15.—Columna estratigráfica de Cantera de Valverde, realizada en una cantera abandonada situada a unos 750 m al NE de la N-430, a la altura del km 296. Se accede a ella por el camino de la finca Cantarranas. Sus coordenadas aproximadas son: 38° 58' 58" N y 04° 01' 21" W. Interpretación: arenas y calcarenitas de la unidad detrítico-carbonatada.

Análisis de facies

En el cuadro descriptivo de facies (fig. 16) se han incluido tanto datos de observaciones de campo como de lámina delgada, a efectos de precisar lo más posible las características, dado que la gran complejidad y variabilidad del medio (palustre-lacustre asociado a procesos volcánicos) y la escasez y mala calidad, en general, de los afloramientos así lo requiere. De todos modos, la diversidad es tan alta, que no se ha pretendido más que interpretar algunos subambientes representativos en cada unidad sedimentaria (en las descripciones siguientes se emplean los códigos de facies que aparecen en la figura 16).

Margas y calizas

Estos depósitos provienen de zonas de encharcamientos palustres con frecuentes períodos de exposición, como parece indicar el predominio de los niveles en los que han intervenido procesos edáficos, con huellas de raíces carstificadas a techo de bancos carbonatados, facies Cv (fig. 16), tramos 1, 4 y 5 de Ruinas de Benavente. Asimismo, debieron darse aportes detríticos ocasionales, con abundantes componentes volcánicos, procedentes de cursos efímeros, como se infiere de la existencia de facies Am (fig. 16), que afloran en las secciones de Ruinas de Benavente y Fuente del Pez. También existen casos especiales, como el de los cuerpos de calizas con techo convexo que afloran en el primer tramo de la sección de Fuente del Pez (facies Cl). Aunque su alto grado de recristalización no permite confirmarlo en lámina delgada, la abundancia de restos vegetales, fundamentalmente algas —no sólo oogonios, sino también fragmentos muy numerosos de talos— y huellas de raíces, hace pensar que se trata

de carbonatos atrapados y fijados por la vegetación, dando probablemente formas «de montículo», no biogénicas, a las que se adaptarían canales de pequeña entidad. Por último, la elevada recristalización presente puede ser un síntoma de diagénesis aérea de los fangos micríticos, que quedarían expuestos por ligeras variaciones del nivel del agua. En resumen, estas facies Cl podrían representar áreas relativamente estables de zonas palustres, alternativamente sumergidas y expuestas, y algo elevadas respecto a las de encharcamiento más permanente.

Depósitos hidromagmáticos

Hacia el techo de los depósitos palustres, representados por el miembro de margas y calizas, tuvo lugar un vulcanismo de tipo freatomagmático, que se manifiesta, entre otras particularidades, en una serie de depósitos vulcanoclásticos de gran extensión superficial (facies Bv, fig. 16). Por su composición y estructura interna —estratificación paralela y cruzada de bajo ángulo, granoselección negativa, abundancia de matriz, presencia de cantos «flotados», contenido en piroxenos idiomorfos— pueden interpretarse como depósitos de tipo «base surge» (oleadas piroclásticas), similares a los descritos por Moore (1967). Estos materiales provienen de flujos por gravedad de materiales piroclásticos formados en el colapso hidromagmático de aparatos volcánicos, a partir de nubes eruptivas saturadas en vapor de agua que se desplazan radialmente sobre la superficie. La mayor proporción relativa de clastos cuarcíticos y pizarrosos frente a los volcánicos a lo largo de un mismo depósito (menor en los afloramientos del arroyo de los Guedos que en los de la ladera W del volcán Juan de la Puerta), indica menor distancia al foco emisión.

Calizas

En la zona de la finca de Las Higuieruelas (columnas de Arroyo de los Guedos y Fuente del Piojo, figs. 8 y 10) se han podido reconocer diferentes facies que representan zonas laguneras de distinta profundidad. De este modo, entre las áreas más someras y marginales se encuentran las facies Ct, que revelan condiciones carbonatadas de bastante energía con terrígenos, FRV y FRM, asociados a canales efímeros y divagantes (directamente relacionados con el depósito vulcanoclástico precedente), en la que se instalaría cierta vegetación de carceas en las áreas menos agitadas. La considerable presencia de bioclastos indica también transporte por oleaje o corrientes de zonas más profundas. En áreas algo menos someras, y bien oxigenadas, se

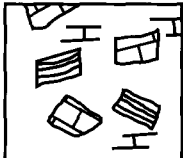

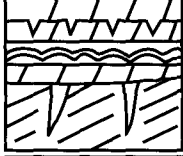

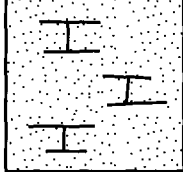


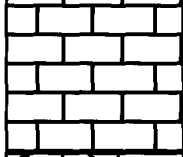








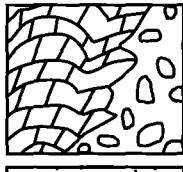



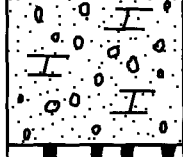


		DESCRIPCIÓN	INTERPRETACIÓN
		Facies Bc: Brechas calcáreas de cantos, a veces planos, de calizas laminadas y calizas arenosas con pseudomorfos de evaporitas, que también aparecen en la matriz calcárea. Silicificaciones.	Zonas marginales de lagunas con exposición frecuente
		Cg: Dolomías laminadas con grietas de retracción. Eventualmente, laminaciones de algas, huellas de raíces y restos vegetales. Estratificación cruzada planar y curva ocasionales.	Zonas palustres de exposición frecuente
	 	Cz: Calizas masivas y fetidas, con cierto contenido arenoso en bancos decimétricos. Niveles finos de conglomerados y arenas. Restos de talos y oogonios de caráceas.	Zonas laguneras tranquilas
	  	Ct: Calizas tableadas con terrígenos, fragmentos de rocas metamórfica y volcánica dispersos. Bioclastos de caráceas.	Zonas laguneras someras con cinturón de carofitas
	  	Ca: Calizas con laminaciones de algas, talos, oogonios de caráceas y otros restos vegetales. Intercalaciones lenticulares de conglomerados.	Zonas laguneras litorales con influencia detrítica alóctona y flora
		Bv: Brechas, microconglomerados y areniscas de fragmentos volcánicos y de cuarcita y pizarra. Matriz abundante. Buena estratificación, a veces, cruzada de bajo ángulo. Granoselección negativa frecuente. Piroxenos idiomorfos.	Coladas de nube hidromagmática tipo <i>base surge</i>
	  	Cl: Calizas dolomíticas en lentejones de orden métrico con ostracodos, gasterópodos y oogonios y talos de caráceas. Huellas de raíces. Estas facies pasan lateralmente a brechas calcáreas.	
		Am: Areniscas y microconglomerados de cantos de cuarcita, pizarra y fragmentos volcánicos. Cemento carbonático.	Zonas palustres con influencia de canales
		Cv: Calizas y dolomías con estructuras verticales carstificadas asociadas a raíces.	Zonas palustres con periodos de exposición de cierta duración y creación de cubierta vegetal

Fig. 16.—Tipos de facies de la unidad carbonatada.

desarrolló una importante franja vegetal formada fundamentalmente por caráceas (facies Ca), que impediría en cierta medida la influencia detrítica, aunque continuarían formándose pequeños canales ocasionales y lentejones de arenas. No obstante, seguiría tratándose de zonas someras de la laguna, incluso con cierta agitación, como así lo indica la relativa abundancia de intraclastos, algunos con envueltas micríticas, bioclastos y terrígenos. Por otro lado, la presencia de costras travertínicas y porosidad móldica de tallos vegetales subraya la influencia vegetal en estas facies. Por último, se distinguen facies Cz correspondientes a zonas más profundas y tranquilas, con una presencia de terrígenos mucho más dispersa, con condiciones algo anóxicas en la superficie agua-sedimento.

Por la disposición de estas facies en la sección de Arroyo de los Guedos se induce un cierto aumento progresivo de la profundidad hacia arriba, siempre en zonas litorales, con etapas intermedias más someras producto de ciclos de colmatación. En efecto, la parte basal está dominada por facies de tipo Ct, lagunero somero agitado (tramos 4 y 5 de A. de los Guedos), que anteceden a otras de tipo Ca, lagunero somero (tramos 6-8), que evolucionan posteriormente a facies de calizas masivas y fétidas (facies Cz, tramos 9-11), propias de aguas más tranquilas. Los últimos tramos de esta serie, muy recristalizados, no permiten una atribución de facies fiable.

El trecho final de esta sucesión en la zona de Las Higuieruelas, representado en la columna de la Fuente del Piojo (tramos 4 y 5, fig. 11), acaba con facies de tipo Bc (lagunero marginal de exposición frecuente), que indican condiciones salinas, con generación de evaporitas debido a procesos de desecación. Un caso particular, es el de los canales carbonatados de más o menos entidad, que atraviesan las franjas vegetales, representados por tramos de calizas con estratificación cruzada (facies Cg, tramos 5-7 de Fuente del Pez). En ellos, el nivel de agua debió de ser muy variable, como lo demuestra la presencia de grietas de retracción y laminaciones algosas recubriendo posibles niveles de arrastre, y debieron ser de régimen irregular, con posibles épocas de estancamiento, como así lo indican el carácter micrítico de las muestras y la presencia de algas.

Unidad detrítico-carbonatada

Corresponde a los diferentes depósitos de relleno independientes de las pequeñas cubetas de hundimiento. Se han distinguido dos asociaciones de facies diferentes, carbonatadas y detrítico-carbonatadas, equivalentes, respectivamente, a los depósitos encontrados en las cubetas de Las Higuieruelas y

el caserío de Galiana, por un lado, y de la cantera de Valverde, por otro, estos últimos correspondientes a un medio sedimentario diferente y posterior en el tiempo, según los fósiles encontrados hasta ahora.

Depósitos detríticos, carbonatados y vulcanoclásticos

Cubeta del caserío de Galiana: Predominan las facies laguneras carbonatadas sobre las relacionadas con procesos volcánicos (fig. 17). La columna de Galiana (fig. 14), ubicada en esta depresión, incluye una sucesión de facies, Mf, Cf, Ce, y Cm, con una pequeña intercalación de facies Mc. Las dos primeras (tramos 3 y 5 de la sección de Galiana, respectivamente) son de un alto contenido en materia orgánica, con buena laminación y restos vegetales bien conservados, y corresponden a zonas laguneras tranquilas, sin agitación, y algo alejadas de los márgenes. La fina laminación observada puede relacionarse con diferentes épocas de productividad de carbonatos de procedencia orgánica, probablemente algas, controladas climáticamente; mientras que la presencia de materia orgánica (calizas fétidas) sugiere, por otro lado, condiciones algo anóxicas. Las facies Cm deben referirse a zonas someras bien oxigenadas, que aúnan condiciones favorables para la supervivencia de ostrácodos y caráceas. Los pseudomorfos de evaporitas agrupados en núcleos, que en ocasiones aparecen en el techo de algún banco, podrían estar relacionados con raíces (Hoyos, com. oral), en cuyo caso indicarían exposiciones subaéreas ocasionales. Dentro de las facies Ce, se han incluido un conjunto de tramos que presentan niveles compactos bien estratificados de brechas calcáreas, calizas margosas y margas, que indican zonas muy someras sometidas a frecuentes desecaciones. Los pseudomorfos lenticulares que contienen se interpretan como el resultado de una diagénesis temprana sobre los fangos carbonatados de la franja marginal de la laguna. Esta clase de pseudomorfos se forma dentro del sedimento, bien por ascenso capilar de agua con alta concentración salina, o bien por aumento de esta concentración en el agua intersticial durante los períodos de estiaje. Por último, a estas zonas de facies Ce llegaron esporádicamente materiales de origen volcánico (facies Mc), representados por un tramo de cenizas, finas y gruesas y microconglomerados de fragmentos volcánicos. Su escaso espesor no permite precisar un mecanismo concreto de transporte.

Cubeta de Las Higuieruelas: Las facies que corresponden a los depósitos que constituyen el yacimiento de vertebrados están compuestas por niveles de conglomerados y microconglomerados asociados a un pequeño «fan delta» que desembocaba en una

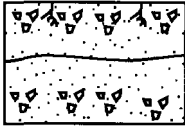
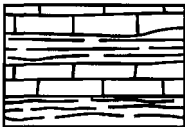







		DESCRIPCION	INTERPRETACION
		Facies Mc: Cenizas y microconglomerados de fragmentos volcánicos (vidrio fundamentalmente)	
		Cm: Calizas margosas y margas con oogonios de caráceas y ostrácodos. Pseudomorfos de evaporitas, escasos, a techo de algún banco	Zonas de laguna someras bien oxigenadas, con vegetación
		Ce: Calizas margosas, margas y brechas calcáreas con pseudomorfos de evaporitas, formando niveles o con disposición caótica, a techo de algunos bancos	Zonas de laguna muy someras con frecuentes desecaciones
		Cf: Calizas margosas fétidas, en lajas y bien laminadas, con restos vegetales abundantes y bien conservados. Nódulos disueltos de anhidrita	Zonas tranquilas de laguna
		Mf: Margas, a veces fétidas, bien laminadas, con nódulos y niveles laminares de sílex	Zonas tranquilas de laguna

Fig. 17.—Tipos de facies de la unidad detrítico-carbonatada en la «cubeta» del caserío de Galiana.

laguna, y que presenta carbonataciones y silicificaciones secundarias. A techo se encuentran unos niveles erosionados de calizas tableadas laguneras.

Arenas y calcarenitas

La parte basal de la serie correspondería a zonas de encharcamiento colonizadas por plantas superiores (se han encontrado restos de hojas), con suficiente lámina de agua como para permitir la existencia de gasterópodos y pequeños bivalvos. Los sedimentos de estas charcas, que forman niveles carbonatados discontinuos, debieron ser erosionados parcialmente, debido posiblemente a la migración de pequeños canales con carga arenosa gruesa y microconglomerática, dando lugar a los cantos blandos que engloban los carbonatos. El aumento del tamaño medio de grano del muro al techo de la

cantera, y la abundancia de paleocanales, arenas, cantos y terrígenos en la parte superior de la serie, parecen señalar que el ambiente palustre inicial entró en relación progresivamente con un medio fluvial de cierta entidad. Estos materiales se encuentran topográficamente por encima de la primera terraza del Guadiana, que de hecho se encaja en ellos. Esto indica que son anteriores a las primeras fases de la encajadura de la red fluvial, y que pueden representar, por su proximidad, los primeros estadios de la sedimentación fluvial relacionados con el rejuvenecimiento de los relieves paleozoicos.

Evolución ambiental

En la descripción de la secuencia sedimentaria de la zona cartografiada, se ve como desde el Ordovícico inferior no existen rastros de materiales hasta

bien entrado el Neógeno. No obstante, Molina *et al.* (1985) realizan un esquema provisional para esa época de la evolución global del relieve en las zonas limítrofes entre el zócalo hercínico y las cuencas terciarias del sector castellano-extremeño, abordando también la historia climática y ambiental. Estos autores, estudiando los mantos de alteración de los pedimentos del macizo hespérico, llegan a la conclusión de que el paisaje de tipo sabana del Neógeno inferior evolucionó hacia ambientes más áridos, con la consecuente disminución de vegetación. La ausencia de ésta y, sobre todo, la reactivación del zócalo hercínico durante el Mioceno, fases sávida y estairica, pudieron ser los desencadenantes del comienzo del relleno de la subcuenca, probablemente en el Mioceno superior o Plioceno inferior, coincidiendo con el principio de la sedimentación en el resto de las cuencas manchegas. El hecho de haber encontrado cenizas volcánicas en la base de algún sondeo, en contacto con el Paleozoico, refuerza esta idea, ya que las dataciones radiométricas de K/Ar realizadas por Ancochea (1983) y Bonadonna y Villa (1984) para el inicio de la primera etapa de actividad volcánica en la zona, nos dan una edad no anterior al Mioceno superior (8,7-6,4 Ma).

De los datos de los sondeos practicados se desprende que los primeros estadios de sedimentación dieron lugar a facies detríticas, que aparecen también en la subcuenca de Corral de Calatrava y en la depresión de Piedrabuena, donde se interpretaron como facies distales de abanicos aluviales con cauces anastomosados (IGME, 1988) y pequeños abanicos aluviales de clima árido, con coladas fangosas y canales efímeros (Torres y Mazo, 1991), respectivamente. Estos depósitos evolucionaron lateralmente y hacia arriba a otros progresivamente más carbonatados, propios de un medio palustre que fue ganando en extensión a medida que se colmataba la subcuenca. Debido a cambios climáticos ocurrirían frecuentes y duraderas variaciones de la lámina de agua que dejarían expuestas grandes áreas de la superficie pantanosa, donde se establecería cierta vegetación subaérea más o menos desarrollada.

Seguidamente tuvo lugar, en el Rusciniense medio, un vulcanismo explosivo hidromagmático generalizado (comienzo del segundo período de actividad volcánica plio-pleistoceno, 4,7-1,7 Ma del Campo de Calatrava, Ancochea, 1983, y Bonadonna y Villa, 1984) que modificó completa e instantáneamente la fisonomía de la subcuenca. Con él se pasó bruscamente, según queda reflejado en algunas secciones estudiadas, a un medio lagunero con cinturón ribereño de carofitas, y por ello es muy posible que estas lagunas nacientes ya quedaran emplazadas (al igual que muchas actuales) en depresiones surgidas en estructuras de *maar* colapsadas o inclu-

so de nueva ocurrencia. Por último, ya en el límite Rusciniense-Villafranquiense aproximadamente, tendrían lugar nuevos colapsos de los que surgirían las lagunas más recientes, de menor entidad, donde abrevaría la numerosa fauna hasta ahora encontrada en los distintos yacimientos.

Discusión

Molina (1974) divide el Neógeno de esta subcuenca en dos unidades: inferior y superior, basándose en la existencia de una supuesta discordancia D_1 , consecuencia de una fase tectónica F_1 , entre los miembros de margas y calizas, debajo, y el de las calizas que componen los relieves de buzamiento centrípeto. Sin embargo, en las zonas de la subcuenca de Alcolea donde este límite es visible, se observa que o bien está ocupado por depósitos hidromagmáticos, o es una fractura debida a procesos de colapso. Además, en las escasas ocasiones en que el miembro de calizas aparece horizontal, no es posible apreciar diferencia de buzamiento con el paquete de margas y de calizas margosas y arenosas inferior. Molina (1974, pág. 41) cita un afloramiento en la subcuenca adyacente de Corral de Calatrava, en el que la unidad inferior «[...] aparece inclinada hacia el NE y se introduce justo por debajo de las mesas calizas de la unidad estratigráfica superior, al N de Corral», pero no se ha podido confirmar este extremo. Por tanto, y siguiendo a IGME (1988), se ha preferido no considerar esta discordancia, ni las unidades propuestas por Molina, y sí las establecidas por Torres *et al.* (1986), aunque éstas son de carácter informal y mucha mayor extensión.

El tema del origen de las cubetas no ha sido tratado con profundidad o de forma conveniente hasta ahora, pero merece al menos algún comentario ya que éstas son responsables de la sedimentación de la unidad detrítico-carbonatada. Hoyos *et al.* (1984) e IGME (1988) lo atribuyen a hundimientos de antiguas calderas volcánicas y a procesos de colapso de caldera subsiguientes a las erupciones explosivas, respectivamente. Poblete (1991) critica en cambio el uso del término «caldera» y propone la hipótesis de un *maar* con dos fases explosivas, justificando el buzamiento centrípeto de los farallones de calizas por un hundimiento de los márgenes del cráter, provocado por la dislocación y comportamiento disarmónico de las oleadas piroclásticas húmedas y la distensión posteruptiva. Concluye diciendo que «[...] es impropio referirse a ese tipo de proceso como si se tratase de un colapso o desplome general del techo de la cámara magmática, tras el vaciamiento del reservorio, común en las formaciones de calderas [...]». La apreciación de que estas depresio-

nes no deban considerarse «calderas» por sus pequeñas dimensiones es acertada, y tampoco es descabellado pensar que estén relacionadas con *maares* cubiertos por las calizas del Rusciniense superior, dada su profusión en la zona; sin embargo, es imprudente negar que puedan deberse a fenómenos de subsidencia de mayor escala. Si bien Ollier (1967) apunta que en los *maares* el colapso juega sólo un papel menor y es sólo causante de corrimientos en las capas de tobas inclinadas hacia el interior del cráter, que debieron existir en un principio, Francis (1970), sugiere que dichos corrimientos pueden estar subordinados y ser consecuentes con una subsidencia a mayor escala. Existen numerosos trabajos (Frechen, 1962, Johns, 1959; Noll, 1967, citados en Lorenz, 1973) en los que se mencionan fenómenos de subsidencia en *maares* debidos al hundimiento del techo de la cámara de erupción, que Lorenz, *op. cit.*, incluso considera intrínsecos a su origen, y los atribuye a una disminución de la presión en la cámara al término de la actividad, con ulterior formación de una falla anular de subsidencia. Precisamente este autor expone que «[...] si no hay más aportación de magma, al final de la actividad freatomagmática, la subsidencia continuará durante un tiempo prolongado a lo largo de la falla anular, junto a la erosión y hundimiento (*slumping*) de los depósitos del borde del cráter, hasta que la cámara eruptiva y las rocas suprayacentes se compacten», y cita el caso del *maar* villafranquiense de Senèze, mundialmente famoso por su contenido en vertebrados fósiles, donde Ehrlich (1968), estudiando las diatomeas en varios niveles de los sedimentos de su laguna interior, llega a la conclusión de que se produjeron aumentos de la profundidad de la laguna, presumiblemente debido a la subsidencia del fondo del cráter. Según Lorenz (1973), el descubrimiento posterior de una falla anular explica fácilmente esta prolongada subsidencia. Existen, por lo demás, otros ejemplos de *maares* con capas de calizas lacustres con buzamiento centrípeto debido a procesos de colapso volcánico, *maares* Coliseum y Morale Claim en Arizona, entre otros, Ulrich *et al.* (1989).

En la cubeta de Las Higuieruelas se puede observar una fractura de hundimiento en el margen derecho del arroyo de Los Guedos, entre los depósitos hidromagmáticos (que hacen de superficie de despegue) y las calizas del farallón (fig. 18), en las cuales se pueden distinguir estructuras de *slumps*, consecuencia posible de fenómenos de deslizamiento debidos al colapso de un antiguo *maar* arrasado y luego cubierto por las calizas ruscinienses. Más arriba, las capas de relleno de la depresión poseen un buzamiento menor que las calizas subyacentes del farallón, debido probablemente a una nueva

etapa de colapso, o a la inclinación original de las capas dentro de un pequeño abanico formado por procesos de *debris flow*. Este modelo podría ser extrapolable, a grandes rasgos, al resto de las cubetas, aunque posiblemente en Las Higuieruelas el colapso sea atípico debido a la existencia de una falla central que provoca el «basculamiento» de las calizas del margen W (Hoyos *et al.*, 1987, figs. 14 y 15), mientras que las del margen oriental permanecen horizontales (no se han encontrado capas inclinadas en la parte E, como apunta Poblete, 1991, sino tobas calcáreas con morfología en cascada; y tampoco parece que los depósitos hidromagmáticos al sur de la depresión sean posteriores a las calizas ruscinienses, como también destaca, sino continuidad lateral de los que aparecen hacia la base de la sección de Arroyo de los Guedos, fig. 9, y por tanto, anteriores). Se descarta, por otra parte, la hipótesis de un hundimiento o subsidencia de origen cárstico (en la subcuenca de Corral de Calatrava aparecen dolinas en este paquete calizo, aunque de edad pleistocena, y existen cubetas, como la del caserío de Galiana, con una intensa carstificación) ya que estos procesos no dan semejantes buzamientos en las calizas.

Conclusiones

Se establece una nueva división en unidades informales para el Neógeno de la subcuenca: detrítica, carbonatada y detrítico-carbonatada, esta última separada por una discordancia. La primera unidad es equivalente a las unidades detrítica de la base y lutítica roja intermedia, definidas por Torres *et al.* (1986-1987) para la sedimentación terciaria manchega, mientras que la segunda es correlacionable con la unidad carbonatada superior. La tercera unidad es sólo característica del Campo de Calatrava y está íntimamente relacionada con pequeñas depresiones formadas por colapsos volcánicos.

La evolución sedimentaria es típica de un relleno de depósitos de abanicos aluviales que evolucionan a otros característicos de medios palustres y laguneros hacia el centro de la cuenca, los cuales avanzan en extensión a medida que ésta se va colmatando. Sin embargo, la segunda fase volcánica de la región, que comienza hace 4,7 Ma con un gran evento explosivo, durante el que se depositaron los sedimentos hidromagmáticos intercalados entre los dos miembros de la unidad carbonatada, condiciona de forma determinante la sedimentación posterior. En primer lugar, se acelera el proceso de colmatación de la cuenca, marcando un paso más brusco de los depósitos palustres a las calizas micríticas de los ambientes laguneros. En segundo lugar, probable-



Fig. 18.—En primer término, depósitos hidromagmáticos buzando suavemente hacia la derecha de la foto. Detrás, y separada por una factura de hundimiento, el miembro de calizas de la unidad carbonatada, con mucha más inclinación en el mismo sentido (sección de Arroyo de los Guedos).

mente se generaron o reactivaron estructuras tipo *maar* que, merced a diversas reactivaciones, provocarían los colapsos del miembro de calizas de la unidad carbonatada.

La unidad carbonatada es transgresiva y se divide en dos conjuntos litológicos distintos: uno de margas y calizas, y otro solo de calizas. Las primeras pertenecen a un medio palustre colonizado por vegetación caracterizado por encharcamientos con frecuentes períodos de exposición y aportes detríticos ocasionales. Las calizas, en cambio, son propias de un ambiente lagunero con varios ciclos de colmatación, en los que se alternan facies de riberas marginales con condiciones salinas (presencia de evaporitas) y exposición subaérea frecuente, facies de áreas muy someras con franja vegetal y pequeños canales, sometidas a esporádicas desecaciones, facies someras de cierta agitación con gasterópodos y ostrácodos y facies de calizas fétidas de zonas profundas y tranquilas.

La unidad detrítico-carbonatada corresponde a materiales de relleno de las cubetas de hundimiento y en ella se han distinguido dos conjuntos litológicos diferentes: depósitos detríticos, carbonatados y

vulcanoclásticos, y arenas y calizas arenosas. Los primeros corresponden a dos asociaciones de facies distintas pertenecientes a dos cubetas diferentes, en una son predominantes las facies laguneras carbonatadas, y en otra los depósitos volcánicos y de tipo «fan delta». Las arenas y calizas arenosas corresponden a otra cubeta distinta y en ellas se observa el paso progresivo de facies laguneras a otras de mayor influencia fluvial, siendo posteriores a los depósitos anteriormente citados.

AGRADECIMIENTOS

Al doctor Manuel Hoyos, del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, del que conservamos un grato recuerdo, supervisor y colaborador de este trabajo; a la doctora Ana V. Mazó, perteneciente al mismo organismo y directora de las excavaciones paleontológicas de Las Higuieruelas, que conservó y aportó los sucesivos informes geológicos que se realizaron y facilitó los medios para desarrollarlos, y a don José Arroyo, delineante del Museo Nacional de Ciencias Naturales, por su inestimable colaboración en el dibujo de los mapas y gráficos.

El proyecto en el que se incluye este trabajo fue financiado por la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, la Diputación Provincial de Ciudad Real y la Fundación Cultural del Banco Exterior de España.

Referencias

- Aguirre, E. (1971). Datos para la historia terciaria del Campo de Calatrava. *Cuad. Estudios Manchegos*, 2, 159-171.
- Alberdi, M. T.; Jiménez, E.; Mazo, A. V.; Morales, J.; Sese, C. y Soria, D. (1987). Paleontología y biostratigrafía de los yacimientos villafranquienses de Las Higuieruelas y Valverde de Calatrava II (Campo de Calatrava, Ciudad Real). *I Reunión Est. Reg. Castilla-La Mancha (Albacete, mayo, 1984)*, 3, 255-257, 7 figs. *Serie Actas*, 5. *Espacio y Sociedad*.
- Ancochea, E. (1983). *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 675 págs.
- Bonadonna, F. P. y Villa, J. M. (1987). Estudio geocronológico del vulcanismo de Las Higuieruelas. *I Reunión Est. Reg. Castilla-La Mancha (Albacete, mayo, 1984)*, 3, 249-253. *Serie Actas*, 5. *Espacio y Sociedad*.
- Bouyx, E. (1970). Contribution a l'étude des formations ante-orдовicienue de la Meseta Meridionale (Ciudad Real y Badajoz). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 73, 1-263.
- Coello, C. (1902). Sondeo de Valverde (Ciudad Real). *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 26, 253-256.
- Cortázar, D. (1880). Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real. *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, 7, 289-329.
- Crusafont, M. (1961). El Cuaternario español y su fauna de mamíferos. *Speleon*, 12, 1-21.
- Ehrlich, A. (1968). Les diatomées fossiles des sédiments villefranchiens de Sèzeze (Haute-Loire, Massif Central français). *Bull. Assoc. Franc. Etude de Quaternaire*, 5 ann., 17, 267 págs.
- Frechen, J. (1962). *Führer zu vulkanologisch-petrographischen Exkursionen im Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet und Margebiet der Westeifel, (Schweizerbart)*. Stuttgart, 151 págs.
- Gallardo Millán, J. L.; Gomis Coll, E.; Dinarés Turell, J. y Pérez-González, A. (1998). Relaciones entre las polaridades paleomagnéticas y las edades radiométricas del volcanismo de Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Geogaceta*, 23, 55-58.
- Hernández-Pacheco, F. (1921). El yacimiento de mamíferos cuaternarios de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de Ciudad Real. *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. cincuentenario, 98-114.
- Hernández-Pacheco, F. (1932). Estudio de la región volcánica central de España. *Mem. Acad. Cienc. Exac. Fís. y Nat.*, 235 págs.
- Hoyos, M.; Bonadonna, F. P.; Ancochea, E.; De La Rubia, R. y Marfil, R. (1987). Características geológicas del yacimiento de Las Higuieruelas (Ciudad Real). *I Reunión Est. Reg. Castilla-La Mancha (Albacete, mayo, 1984)*, 3, 231-247. *Serie Actas*, 5. *Espacio y Sociedad*.
- IGME (1988). *Mapa Geológico de España E: 1:50.000. Hoja n.º 784. Ciudad Real*. I.G.M.E., Madrid.
- IGME (1989). *Mapa Geológico de España E: 1:50.000. Hoja n.º 759. Piedrabuena*. I.G.M.E., Madrid.
- Johns, H. (1959). Collapse depressions of the Pinacate volcanic field, Sonora, México. *Arizona Geol. Soc., Southern Ariz. Guidebook* 2, 165-184.
- Julivert, M.; Fontboté, J. M.; Ribeiro, A. y Conde, L. (1972). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Balears, E: 1:1.000.000. Memoria explicativa*. I.G.M.E., Madrid.
- Lorenz, V. (1973). On the formation of Maars. *Bull. Volcanol.*, 37, 183-204.
- Mazo, A.V. (1993). Piedrabuena y Las Higuieruelas: aportación a la cronoestratigrafía del Villafranquiense del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Rev. Esp. Paleont.*, 8, 133-139.
- Mazo, A.V. (1995). *Stephanorhinus etruscus* (Perissodactyla, Mammalia) en el Villafranquiense inferior de Las Higuieruelas, Alcolea de Calatrava (Ciudad Real). *Estudios Geol.*, 51, 285-290.
- Mazo, A.V. (1996). Nuevos datos sobre el yacimiento de vertebrados pliocenos de Las Higuieruelas (Ciudad Real, España). *Boll. Mus. reg. Sci. nat. Torino*, 14 - N. 1, 1-8.
- Molina, E. (1974). *Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 347 págs.
- Molina, E.; Blanco, J. A.; Pellitero, E.; Cantano, M. y Jordá, J. (1985). Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño. *Studia Geol. Salmant.*, 20, 115-126.
- Moore, J. G. (1967). Base surge in recent volcanic eruptions. *Bull. Volcanol.*, 30, 337-363.
- Noll, H. (1967). Maare und maar-ähnliche Explosionskrater in Island. Ein Vergleich mit dem Maarvulkanismus der Eifel. *Sonderveröff. des Geol. Inst. der Univ. Köln*, 11, 1-117.
- Ollier, C. D. (1967). Maars, their characteristics, varieties and definition. *Bull. Volcanol.*, 31, 45-73.
- Pérez-González, A. (1981). *Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 787 págs.
- Poblete, M. A. (1989). Contribución al estudio geomorfológico de las costras ferromagnesíferas del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Actas del XI Congreso Nacional de Geografía*, Madrid, 2, 326-335.
- Poblete, M. A. (1991). Morfología de los cráteres explosivos pliocenos del Campo de Calatrava (Ciudad Real): subcuenca de Corral de Calatrava-Poblete y de Alcolea de Calatrava. *Eria*, Oviedo, 179-198.
- Schaub, S. (1925). Die mamsterartigen Negatiere des Tertiars und ihre ubenden Verwandten. *Abh. Schweiz. Paleontol. Ges.*, 45
- Torres, T. y Mazo, A.V. (1991). El yacimiento plioceno del pozo de Piedrabuena (Campo de Calatrava, provincia de Ciudad Real): Geología, Paleontología y análisis paleoambiental. *Estudios Geol.*, 47, 339-348.
- Torres, T.; Sánchez, A.; Crespo, A. y Zapata, J. L. (1986-1987). Nuevos datos sobre la sedimentación terciaria en La Mancha (Ciudad Real). *Acta Geol. Hispánica*, 21-22, 443-447.
- Ulrich, G. E.; Condit, C. D.; Wenrich, K. J.; Wolfe, W. E.; Holm, R. F.; Nealy, L. D.; Conway, F. M.; Aubele, J. C. y Crumpler, L. S. (1989). Excursion 5A: Miocene to Holocene volcanism and tectonicism of the southern Colorado Plateau, Arizona. In: *Field excursions to volcanic terrens in the western United States*, Volume 1: *Southern Rocky Mountain region* (C. E. Chapin. y J. Zidek, edit.). New Mexico Bureau of Mines & Mineral resources, 1-41.

Recibido el 8 de enero de 2001.
Aceptado el 4 de noviembre de 2002.