



IGME

786

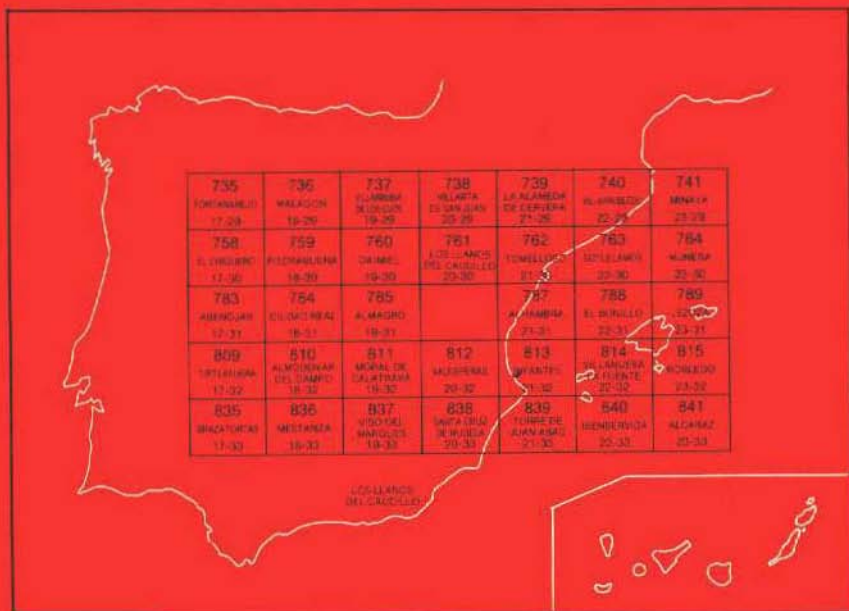
20-31

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MANZANARES

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MANZANARES

Segunda serie - Primera edición

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

HAN INTERVENIDO

Cartografía y secciones estratigráficas:	J. I. Ramírez Merino (CGS).
Geomorfología:	J. I. Ramírez
Edafología:	J. Gallardo Díaz (CSIC).
Petrología:	M. I. Aguilar Tomás (CGS) y E. Ancochea Soto (U. C. Madrid).
Micropaleontología:	M. C. Leal Martín (CGS).
Micromorfología de suelos:	E. Molina Sánchez (Univ. Salamanca).
Macrofósiles del Paleozoico:	J. C. Gutiérrez Marco e I. Rábano (Univ. Madrid).
Sedimentología de Laboratorio:	Laboratorios de CGS y Estratigrafía de Madrid.
Memoria:	J. I. Ramírez, J. M. Portero García (CGS), E. Ancochea y J. Gallardo.
Coordinación y dirección:	A. Pérez González (IGME) y J. M. Portero.

Fotocomposición: Ediciones y Promociones Molina, S.A.
Impresión: Master's Gráfico, S.A.
Depósito legal: M-37401-1988
NIPO: 232-88-005-7

INTRODUCCION

La hoja de Manzanares se sitúa en el límite entre la llanura manchega occidental y los Campos de Montiel. Administrativamente está incluida en su totalidad en la provincia de Ciudad Real.

La mayor parte de la hoja está constituida por un extenso llano, con cotas comprendidas entre los 690 y 650 m. y fisiográficamente pertenece a la Llanura manchega occidental. El cuadrante NE, terminación de los Campos de Montiel, se articula sobre materiales liásicos que presentan un relieve suavemente alomado cuya máxima cota dentro de la hoja alcanza los 840 m. La esquina SO corresponde a la parte noroccidental de una terminación en domo estructurada sobre materiales cuarcíticos paleozoicos que generan una topografía bastante más abrupta, pese a la intensa regularización de vertientes que les afecta. En esta zona se encuentran los restos de dos conos volcánicos que representan el límite oriental del vulcanismo del Campo de Calatrava. Por último, el sector SE está ocupado por los escarpes cuarcíticos de la Sierra de los Bailones y de la Sierra del Cristo, con una orientación OSO-ENE, que originan una orografía abrupta que alcanza los 1.012 m. de altitud en el vértice Cristo.

Los cursos fluviales de la hoja son escasos y generalmente de funcionamiento estacional y esporádico. Sólo el río Azuer tiene un régimen semipermanente que le permite fluir durante casi todo el año, salvo la época de estiaje.

La densidad de población es baja, concentrándose los habitantes en escasos núcleos, los más importantes de los cuales son Manzanares y La Solana. Los recursos económicos de la zona son principalmente agrícolas y ganaderos, siendo amplias las extensiones de regadío aprovechando la abundancia de aguas subterráneas. La actividad minera es escasa, reduciéndose a la explotación de materiales arcillosos del Triásico aprovechados por una industria tejera situada en Membrilla.

Desde el punto de vista geológico los materiales más antiguos existentes en la región pertenecen a la zona Centroeibérica, y constituyen una serie de sedimentos pelítico-grauwáckicos de edad precámbrica sobre los que se disponen de forma discordante formaciones ordovícicas, silúricas y devónicas de carácter detrítico con intercalaciones frecuentes de rocas volcánicas. Todos estos materiales están afectados por la orogenia hercínica, que los plegó y fracturó sin desarrollar metamorfismo. Durante las fases tardías se produjo la intrusión de masas de granitoides y se desarrolló una fase de fracturación tardihercínica.

Regionalmente se conoce la existencia de materiales del Carbonífero superior que reposan discordantemente sobre las formaciones hercínicas.

Después de una etapa de arrasamiento de edad Pérmica se depositan en discordancia angular sobre su substrato materiales triásicos y jurásicos representados por formaciones de tríticas, yesíferas y carbonatadas. Tras una laguna estratigráfica, en el Campo de Montiel, afloran materiales cretácicos, detríticos y carbonatados de facies marinas someras. Posteriormente no existe regionalmente registro estratigráfico hasta la aparición sobre el zócalo hercínico de corazas ferruginosas de edad incierta, probablemente correspondientes al lapso Paleógeno superior-Mioceno inferior, seguidas de depósitos continentales de edad Pliocena, localmente deformados en los Campos de Calatrava (hacia el E de la hoja de Manzanares), como consecuencia de la actividad volcánica existente durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno, con emisión de rocas básicas como basaltos, basanitas, limburgitas y nefelinitas y melilititas olivínicas.

A finales del Plioceno y hasta el Pleistoceno más inferior, se producen extensos aplanamientos con desarrollo de extensas superficies de erosión y erosión-depósito (superficies de La Mancha, Rañas, Glacis, etc.) que preceden a la instalación de la red fluvial actual.

1. ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Manzanares afloran materiales pertenecientes al Ordovícico, Triásico, Jurásico, Plioceno y Cuaternario, además de rocas volcánicas cuya edad regionalmente se extiende desde el Mioceno superior al Pleistoceno inferior.

1.1. ORDOVICICO

La existencia de materiales ordovícicos en esta región se conoce desde 1856, fecha en que CASIANO DEL PRADO, VERNEUIL y BARRANDE citan y describen algunos elementos de la «fauna segunda», en la cercana hoja de Ciudad Real, estableciendo a grandes rasgos la estratigrafía del Paleozoico de la zona. Estos conocimientos fueron ampliados posteriormente por CORTAZAR (1880), revisados por MALLADA (1896) y precisados más tarde por ALVARADO y HERNANDEZ PACHECO (1931), y MACHENS (1954). CIRY (1936) estableció en líneas generales la estructura de la zona de Almadén. ALMELA, ALVARADO, COMA, FELGUEROSO y QUINTERO (1962) realizan el estudio geológico de la zona de Almadén, actualizando los datos e interpretaciones estratigráficas y estructurales. Entre los trabajos de índole regional, hay que destacar los de BOUYX (1970), sobre las formaciones anteordovícicas de la submeseta meridional, TAMAIN (1972) sobre el Ordovícico y Silúrico de Sierra Morena oriental y MORENO (1977) que estudia el preordovícico y la deformación hercínica en los Montes de Toledo occidentales. WALTER (1977) publica el trabajo de MACHENS (1954), que incluye un análisis estratigráfico detallado de la sucesión ordovícica, aportando numerosos datos paleontológicos que van a servir de base a estudios posteriores de tipo bioestratigráfico, paleontológico y sedimentario entre los que cabe citar los de HAMMANN (1974, 1976, 1983), HALFTENRICHTER (1979, 1980) y GUTIERREZ MARCO *et al.* (1984). Las hojas geológicas del Plan MAGNA de Almadén (808), Valdemanco de Esteras (782) y Abenójar (783) aportan nuevos datos acerca de la estratigrafía y estructura de los materiales paleozoicos existentes en la región.

La columna estratigráfica sintética propuesta por HAMMANN (1983) para el sinclinal de Corral de Calatrava (en la hoja de Ciudad Real) queda reflejada en la figura 1. En ella se indica la nomenclatura de las diversas unidades, ninguna de ellas definida formalmente, utilizada por los diversos autores, y que figura en la síntesis de HAMMANN *et al.* (1982).

En la hoja de Manzanares afloran exclusivamente sedimentos ordovícicos

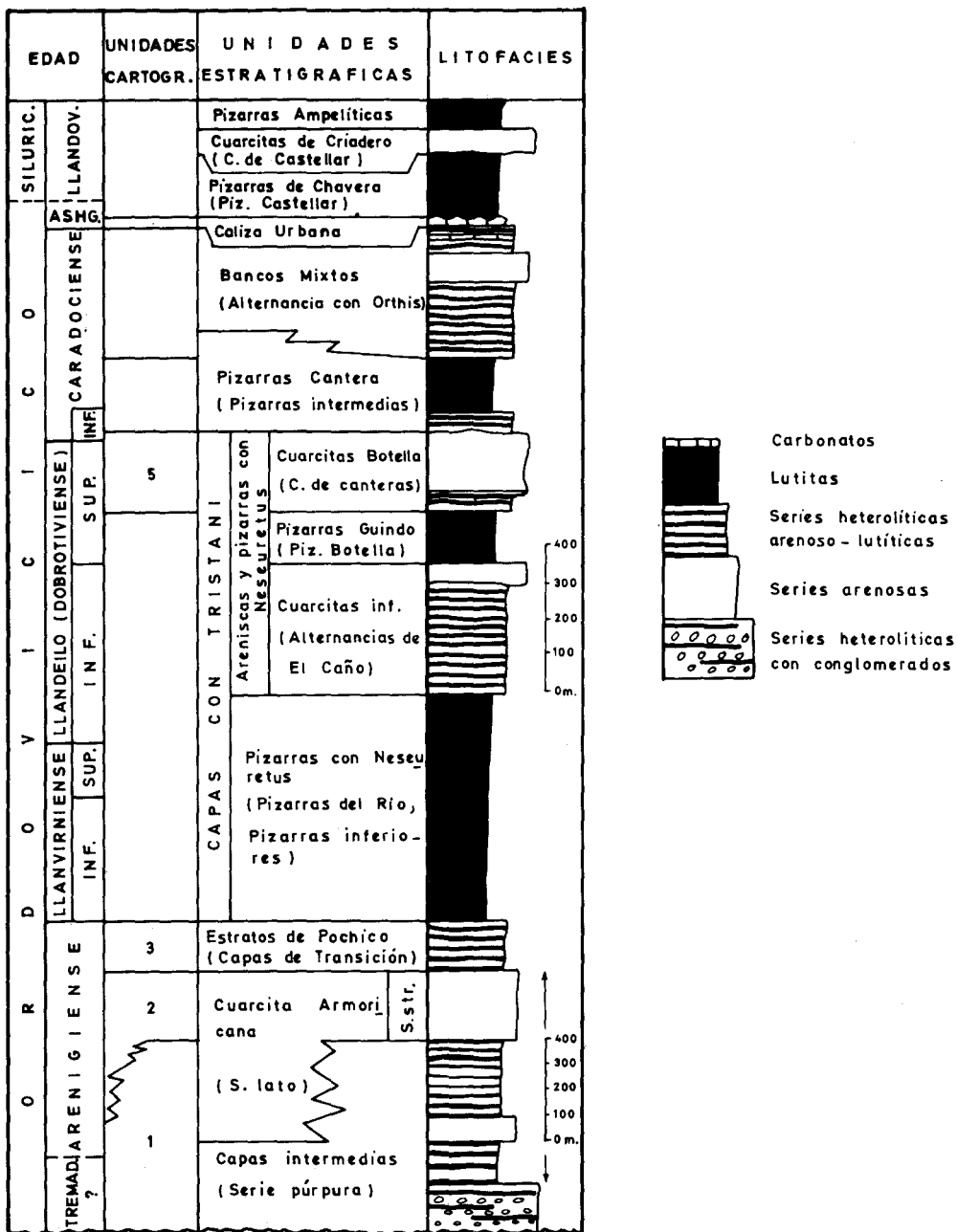


Figura 1. Columna estratigráfica sintética del Ordovícico basada en HAMMAN (1983)

desde el Tremadoc hasta las cuarcitas del Caradoc inferior, pero bajo el Plioceno probablemente deben existir formaciones ordovícicas más modernas e incluso el Silúrico.

1.1.1. Cuarcitas y pizarras (1). Tremadociense-Arenigiense

Constituyen las «capas intermedias» de LOTZE (1956, 1970), cuyo nombre se refiere, según este autor, a que se sitúan entre el Cámbrico (o el Precámbrico) y la Cuarcita Armoricana. Reciben además otros nombres, como «Formación de base» (TAMAIN, 1972), *NIVEAU rouge* (BOUYX, 1970), «Serie púrpura», etc., dada la tonalidad rojiza que presentan.

La parte superior de esta unidad aflora ampliamente en el núcleo de la estructura dómica de Moral de Calatrava, que ocupa la esquina SO de la hoja, dando lugar a relieves en *cuesta* muy recubiertos por coluviones. En la hoja de Manzanares no se ha podido, dadas las condiciones de afloramientos, levantar ninguna sección, por lo que nos referiremos a las secciones levantadas en la vecina hoja de Almagro. El espesor total de la formación no se conoce al no aflorar sus tramos inferiores, aunque en esta zona debe aproximarse a los 500 m.

Litológicamente consiste en cuarcitas y areniscas cuarcíticas de colores blancos, beige y rojos vinosos alternantes con niveles de pizarras y limolitas de colores blanco-verdosos, estratificadas en bancos de 0,15-1 m.

Petrológicamente las cuarcitas son de grano medio-fino y muy fino, de morfoscopia subangulosa-subredondeada, y están formadas por cuarzo (70-95 %) y feldespato potásico (hasta un 10 % en algunas muestras), muy alterado, con reliquias de plagioclasa, micas y rocas lábiles. La matriz es sericítica (5-30 %) y constituye una epimatriz formada por la alteración diagenética de los anteriores elementos. También presentan algunas muestras ciertas proporciones (10 % máximo) de cemento ferruginoso, así como cemento de cuarzo en crecimientos secundarios. Los contactos entre los granos presentan huellas de presión-solución, y en algunas muestras se observa orientación paralela de los granos. Como accesorios existen biotita, moscovita, turmalina, circón y rutilo.

Desde el punto de vista sedimentológico la unidad se organiza en secuencias formadas por cuarcitas de base erosiva y/o canalizada, seguidas por pizarras y limolitas. Los bancos cuarcíticos a menudo presentan morfologías de barras o *megaripples* con estratificación cruzada planar-tabular, o bien presentan internamente laminación paralela seguida por *ripples*. En ocasiones se observan superficies de reactivación que cortan las barras,

dando lugar a morfologías sigmoidales, y de forma local en algunos bancos se ha observado estratificación *Flaser*. El tramo más fino presenta *wavy-bedding* o estratificación *linsen*, y a veces estratificación convoluta de niveles centimétricos de arenisca incluidos en él. En general la bioturbación es relativamente frecuente, borrando a menudo otras estructuras sedimentarias. El medio de sedimentación de esta unidad corresponde a zonas costeras de influjo mareal, bajo condiciones submareales o intermareales.

Esta formación presenta abundante icnofauna, principalmente *Skolithus* sp., *Daedalus* sp. y crucianas, tales como la *Cruziana furcifera* D'ORB y *C. goldfussi* (ROUAULT). Atribuimos el conjunto a la unidad por consideraciones regionales —dada la escasa validez de esta icnofauna a efectos de datación— al intervalo Tremadoc-Arenig.

1.1.2. Cuarcitas (2). Fm. Cuarcita Armoricana. Arenigiense

Afloran extensamente en las sierras paleozoicas de la hoja, constituyendo *crestas* de vertientes regularizadas y dando lugar a los máximos relieves de la zona. Se presentan, al igual que la unidad anterior, bastante recubiertas por derrubios de ladera.

Esta formación se ha estudiado en su parte superior en la serie n.º 1, Candelero-Fuente de Siles. El espesor total que presenta se puede cifrar en unos 450 m. Los límites con las formaciones superior e inferior son transicionales, habiéndose tomado como criterio de límite para la cuarcita armoricana la ausencia de intercalaciones pizarrosas.

Los 150 m. superiores están formados por cuarcitas compactas de grano fino y muy fino, bien estratificadas en bancos potentes (0,5-1,5 m.) y de colores blancos, gris y rojos vinosos. Hacia la parte superior presentan intercalaciones de 10-20 cm. de espesor de limolitas arenosas beige y rosadas.

Al microscopio las cuarcitas se presentan formadas por granos de cuarzo (80-85 %) de morfoscopia principalmente subredondeada. La matriz, cuando existe, es sericitica (5 %), de origen diagenético y disposición pelicular. El cemento es silíceo (15 %), formado por crecimientos secundarios de los granos de cuarzo. Las muestras presentan una intensa presión-solución que afecta al cemento en crecimientos secundarios y que en ocasiones da lugar a juntas estilolíticas puestas de manifiesto por acumulación de óxidos de hierro. Como accesorios existen óxidos de hierro, circón y rutilo. Las intercalaciones de grano fino están formadas por limos de cuarzo (40 %) subanguloso, con una matriz sericitica (30 %) formada por alteración diagenética de micas, y un cemento ferruginoso (30 %) dispuestos generalmente en fracturas. Se observa microestratificación paralela.

La intensa recristalización de la unidad no favorece las observaciones sedimentológicas. Las estructuras más frecuentes son las barras y *sand-waves* de orden métrico, con estructura interna de laminación cruzada planar y en surco. En los términos más superiores de la unidad se ha observado alguna secuencia granodecreciente formada por cuarcitas algo bioturbadas en la base, seguida por niveles con *ripples* de oscilación, cuarcitas con *flaser* y limolitas arcillosas con bioturbación y pistas a techo. Atribuimos el ambiente de depósito de esta unidad a una zona de barras submareales dentro de una plataforma somera.

Esta formación no presenta más que una relativamente abundante icnofauna, entre la que cabe señalar *Cruziana* sp. y *Skolithus* sp. En áreas próximas, MACHENS (1954) cita también *Dictyodora?* sp. De acuerdo con la icnofauna, contexto estratigráfico y sobre todo por correlación con otras áreas, atribuimos a la cuarcita armoricana una edad Arenigiense.

1.1.3. **Cuarcitas y pizarras (3). Capas de Pochico. Arenigiense-Llanvirniense inf.?**

Por encima de la cuarcita armoricana se sitúa una unidad de transición con las pizarras Llanvirnienses denominada por TAMAIN (1981) Estratos de Pochico. Aflora en la parte E de la Sierra de Moral, así como al N de las Sierras de Los Bailones y del Cristo, dando lugar los términos más cuarcíticos de la unidad a *crestas* y estando el resto muy enmascarado por recubrimientos. Se ha estudiado en la sección de Candelero-Fuente de Siles, donde se han reconocido unos 90 m. muy tectonizados atribuibles a esta formación, cuyo espesor total se estima en la hoja de Manzanares en unos 150 m.

Se trata de una alternancia de cuarcitas y areniscas con limolitas arenosas y pizarras, de colores rojos vinosos y grises, y en capas de orden decimétrico. En la Sierra del Cristo con frecuencia están afectadas por abundantes filones de cuarzo.

Petrográficamente las pizarras se presentan con pequeñas proporciones de limos de cuarzo anguloso (10-25 %), y matriz sericitica (44-55 %). El cemento es ferruginoso (20-40 %), y la roca se presenta bandeada, alternando bandas más ferruginosas con otras más sericiticas. Los términos más gruesos están formados por granos de cuarzo generalmente subangulosos (70-75 %), presentando a veces una matriz sericitica de tipo epimatriz formada por alteración diagenética de moscovitas. El cemento es ferruginoso (15-30 %) Los granos presentan contactos locales de presión-solución. Como accesorios existen turmalina, circón y rutilo.

Las areniscas y cuarcitas de esta unidad presentan estratificación cruzada de gran escala, normalmente de bajo ángulo o subparalela. Los techos de las capas suelen estar retocadas por *ripples*, y la bioturbación es relativamente abundante. Se interpretan como depósitos de plataforma somera.

Esta unidad ha proporcionado icnofauna (*Skolithus*, *Daedalus*) y restos de moluscos indeterminables. Por comparación con otras áreas, su edad puede estimarse como Arenig, sin descartar la presencia del límite Arenig-Llanvirniense cerca del techo de la formación.

1.1.4. Pizarras (4). Pizarras con *Neseuretus*. Llanvirniense-Llandeiloense

Esta unidad cartográfica forma parte de las unidades estratigráficas englobadas bajo el nombre de «capas de Tristani», denominación de carácter informal que ha sido subdividida en varias unidades de pequeño rango con distintos nombres locales también informales (ver fig. 1). GUTIERREZ MARCO *et al.* (1984) indican que las «capas de Tristani» están constituidas por dos formaciones aún no definidas de manera formal: Pizarras con *Neseuretus* y areniscas y pizarras con *Neseuretus*. Esta última se subdivide a su vez en varios miembros, que de muro a techo son Cuarcitas inferiores (o alternancias El Caño), Pizarras Guindo y Cuarcitas Botella (o cuarcita de canteras). Nuestra unidad cartográfica está constituida por las pizarras con *Neseuretus*, las cuarcitas inferiores y las Pizarras Guindo, de las cuales sólo afloran las primeras en la hoja de Manzanares. Las Cuarcitas Botella se han individualizado, constituyendo la unidad cartográfica suprayacente.

Las pizarras con *Neseuretus* afloran de una manera muy parcial tanto en la Sierra de Møral como en las de los Bailones y del Cristo. Se presentan muy recubiertas por coluviones y conos de deyección, lo cual ha impedido el levantamiento de secciones estratigráficas.

Regionalmente están constituidas por unos 300 m. de limolitas y pizarras arcillosas gris-oscuras que contienen nódulos silíceos, carbonatados y ferruginosos. Sobre el terreno presentan tonos de alteración blanquecinos, pardos y rosados. El límite inferior con las capas de Pochico es transicional, y la unidad tiende a ser más arenosa hacia el techo, donde se intercalan bancos decimétricos de limolitas finas con nódulos. Son también frecuentes los niveles de escasa continuidad lateral y potencia decimétrica de basaltos olivínicos con textura porfídica que se presentan muy alterados de carbonatos, cloritas y zoolitas.

El ambiente deposicional de esta unidad debe corresponder a una plataforma externa, fangosa, bajo condiciones de baja energía, probablemente por debajo del nivel de base del oleaje en épocas de tormenta. Junto a las

alternancias El Caño constituyen una secuencia regresiva por progradación de facies litorales sobre una plataforma abierta fangosa.

Las pizarras con *Neseuretus* han sido datadas como Llanvirn-Llandeilo gracias a la presencia de trilobites, graptolitos, branquiópodos, moluscos y equinodermos en numerosas localidades. Entre la fauna clasificada se pueden destacar *Didymograptus (D.) artus* ELLES y WOOD, *Neseuretus (N.) avus* HAMMANN y *Placoparia (P.) cambrensis* (HICKS) del Llanvirn inferior; *Didymograptus (D.) munchisoni* (BECK in MURCHISON), *Neseuretus (N.) tristani* (BRONG in DESMAREST), *Ectillaenus giganteus* (BURM), *Eodalanitina destrombesi nava* (HAMMANN) y *Cacemia riberoi* (SHAPE) del Llanvirn superior. La parte alta de la unidad contiene *Neseuretus (N.) tristani* (BRONG in DESMAREST), *Colpocoryphe rouaulti* Henry, *Phacopidina micheli* (TROMELIN) y *Heterorthina morgatensis* MELOU del Llandeilo inferior.

1.1.5. Cuarcitas (5). Cuarcitas Botella. Llandelloiense superior-Caradociense inferior

Constituyen el techo de las «capas con Tristani», o miembro superior de la formación «Areniscas y pizarras con Tristani», y regionalmente recibe también los nombres de «Cuarcitas Botella», «Cuarcitas Guindo» y «Cuarcitas de Canteras».

En la hoja de Manzanares están representadas en tres pequeñas *crestas* y *hog-backs* al N de la Sierra de los Bailones y se presentan intensamente acoluvionadas. Debido al escaso espesor aflorante—apenas unos metros—no se ha podido levantar ninguna sección estratigráfica, por lo que nos referiremos en la siguiente descripción a las observaciones realizadas en la hoja de Ciudad Real.

Esta unidad está formada por unos 200 m. de cuarcitas claras, bien estratificadas en bancos de orden métrico, que en su parte basal alternan con niveles finos de areniscas y pizarras. En el techó predominan los bancos gruesos de cuarcita, formando un conjunto de tendencia estratocreciente.

El paso con la unidad subyacente es gradual, mientras que el límite a techo es bastante neto con la formación superior.

Las muestras estudiadas en la hoja de Manzanares son de grano fino a limolíticas, compuestas principalmente por cuarzo (65-70 %) y feldespato potásico (0-5 %) de morfoscopia subangulosa. La matriz es clorítica (5-15 %) y el cemento es silíceo en cremientos secundarios o ferruginoso, ambos en proporciones de 0-15 %. Se observan contactos de presión-solución y orientación paralela de los granos. Como minerales accesorios aparecen biotita, moscovita, óxidos de hierro, circón, turmalina y rutilo.

Desde el punto de vista sedimentológico esta unidad presenta una parte basal formada por alternancias de pizarras, areniscas lajasas y cuarcitas en capas decimétricas, llegando éstas últimas a dar bancos gruesos de hasta 8 m. de potencia por amalgamación de capas. Las estructuras que se observan son laminación paralela, estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo, *scours* en la base de las capas, superficies erosivas onduladas a las que se adapta la laminación del cuerpo arenoso suprayacente y estratificaciones cruzadas de tipo *hummocky*. También son frecuentes los relevos de geometría sigmoidal dentro de un mismo banco. La parte superior de la unidad está formada por cuarcitas en bancos gruesos con estratificación cruzada y morfología de barras, si bien se observa la existencia de techos de capas afectados por superficies de erosión onduladas.

Los términos inferiores pueden interpretarse como depósitos redistribuidos por tormentas en una plataforma somera sometida al influjo de mareas y oleaje. Los niveles superiores corresponden a barras o *shoals* litorales en sentido amplio.

Las «Cuarcitas Botella» constituyen el techo de una secuencia regresiva iniciada con las «Pizarras Botella» por progradación de las facies litorales sobre facies de plataforma abierta fangosa.

Los afloramientos de las «Cuarcitas Botella» no han proporcionado fósiles ni en la hoja de Manzanares ni en áreas próximas, pero de acuerdo con los datos obtenidos en otras localidades centro-ibéricas, la unidad debe corresponder en su mayor parte al Llandeilo (Dobrotiviense superior), sin que se descarte la presencia del límite Llandeilo-Caradoc en los niveles próximos al techo (GUTIERREZ MARCO *et al.*, 1984).

1.2. TRIASICO

Los materiales triásicos se sitúan mediante discordancia angular sobre las series hercínicas, previamente deformadas por la orogenia hercínica y arrasadas durante los tiempos carboníferos y pérmicos.

Los afloramientos más próximos a la hoja de Manzanares estudiados anteriormente, se sitúan en la zona de Alcázar de San Juan, Lagunas de Ruidera, Villanueva de la Fuente y Alcaraz.

El primero en citar el Triásico en la llanura manchega occidental fue CORTAZAR (1878) en el sector de Alcázar de San Juan. Posteriormente, apenas aparecen en la bibliografía breves referencias hasta el trabajo de YEBENES *et al.* (1977), los cuales realizan un detallado estudio litoestratigráfico y sedimentológico de la sucesión triásica de Alcázar de San Juan, dividiéndola en siete unidades en las que pueden reconocerse una facies

Buntsandstein predominantemente detrítica, una facies Muschelkalk con intercalaciones dolomíticas y una facies Keuper con detríticos finos, carbonatados y evaporitas.

La potencia del Triásico oscila entre 135 y 180 m. según dichos autores.

En la región de Villanueva de la Fuente y Alcaraz, ALVARO *et al.* (1977) y VELEZ *et al.* (1982) y en las Lagunas de Ruidera DEFALQUE (1976), describen facies asimilables al Triás de Alcázar de San Juan. También en la zona de Manzanares, pese a la pobre calidad de los afloramientos, se reconoce una sucesión equivalente. Hay que señalar que el Triásico de la llanura manchega occidental presenta mayores similitudes con el del Prebético que con el de Cordillera Ibérica.

1.2.1. Areniscas, limolitas, arcillas y dolomías arenosas (6).

Facies Buntsandstein

Esta formación aflora a lo largo de la margen derecha del río Azuer, presentándose muy recubierta por materiales pliocenos, lo cual dificulta extraordinariamente las observaciones estratigráficas. Se ha estudiado en la vecina hoja de Alhambra, en la sección del mismo nombre levantada en el cerro sobre el que se asienta el pueblo. También se ha levantado una pequeña sección en la cantera existente a unos 3,5 km. de La Solana, por la carretera de San Carlos del Valle.

YEBENES *et al.* señalan para el conjunto de esta unidad cartográfica un espesor comprendido entre los 80 y 105 m. En Alhambra se han medido 105 m. sin que lleguen a aflorar los términos basales, por lo que la potencia total de la formación podría cifrarse en unos 120 m.

La parte inferior —no aflorante— litológicamente debe estar compuesta por una brecha arcillo-ferruginosa con cantos y bloques de cuarcita, de color rojo oscuro y de 1 a 5 m. de espesor, sobre la que se dispondría un nivel de areniscas de grano fino con escasas arcillas intercaladas de 10-15 m. de espesor (YEBENES *et al.*, 1985).

Al microscopio están formadas por granos de cuarzo (55 %) y feldespato potásico (15 %) subangulosos. El cemento es esparítico poikilotópico (25 %) y ferruginoso (5 %). Como accesorios se presentan moscovita, biotita, circón, rutilo, turmalina y opacos. Por encima, en Alhambra se dispone un tramo de 40 m. de arcillas y limos de colores rojo burdeos y verdes, abigarrados, que formadas por granos angulosos de cuarzo (50 %), feldespato potásico (15 %) y biotita (5 %). Tienen una pequeña proporción de matriz sericitica (5 %) y abundante cemento ferruginoso (25 %). Como accesorios existen moscovita, circón, rutilo y fragmentos de pizarra.

La parte superior está formada por unos 65 m., de los cuales sólo afloran los 45 m. inferiores, que corresponden a dos secuencias *thickening* y *fining upward*. Ambas empiezan por potentes paquetes (18 y 12 m.), de areniscas rojas de grano medio-fino, seguidas por un tramo de arcillas rojas con niveles intercalados de areniscas, calizas y yesos en capas de orden decimétrico. Las areniscas están formadas por cuarzo (80 %) y feldespato potásico (15 %), angulosos con cemento ferruginoso (5 %). Como accesorios tienen moscovita, biotita, circón y opacos. Los niveles calcáreos aparecen al microscopio como un mosaico xenotópico de calcita (75 %) de textura gruesa con pigmentos ferruginosos (15 %) y una pequeña proporción de limo de cuarzo (10 %). Las arcillas presentan una composición de filosilicatos del tipo illita (85 %) y caolinita (15 %), con una cristalinidad muy baja.

Las estructuras sedimentarias de los términos areniscosos principalmente son canales rellenos por estratificación cruzada planar de gran escala en cuya base a veces se aprecian *flute-cast* que señalan direcciones de corriente N 65° E. En ocasiones (serie de la carretera de San Carlos) pueden influir niveles de cantos blandos a modo de *lag*. A techo de las secuencias de canal se conservan *ripples* de corriente y *climbing-ripples* cuando la intensa bioturbación los ha respetado. Los términos arcillosos pueden presentar laminación paralela, mientras que en los niveles carbonatados y areniscosos de techo de las secuencias granodecrecientes superiores conservan porosidad móldica de sales. En conjunto atribuimos las areniscas inferiores de la unidad a ambientes fluviales que pronto pasarían a medios litorales del tipo llanura de mareas fangosa a mixta. Los canales areniscosos de la parte superior posiblemente representarían canales de marea, mientras que los niveles arcillosos, carbonatados y yesíferos serían asimilables a depósitos supramareales de *ponds* restringidos donde eventualmente se alcanzarían condiciones hipersalinas.

No se han encontrado restos fósiles dentro de la presente formación. Sin embargo, YEBENES *et al.* (1977) citan en niveles equivalentes de la zona de Alcázar de San Juan el hallazgo de fragmentos de dientes y osteodermos de reptiles marinos del tipo de los placodontos, lo cual confirmará la edad triásica que atribuimos a esta unidad.

1.2.2. Dolomías, margas, arcillas, limolitas y areniscas (7). Facies Muschelkalk

Aflora esta unidad en la esquina NE de la hoja, más o menos paralela al curso del río Azuer. Da lugar a un pequeño resalte en el terreno al constituir

un nivel relativamente duro entre niveles arcillosos blandos. Sin embargo, sus condiciones de afloramiento no son excesivamente buenas. Se ha estudiado en la serie de Alhambra.

Presenta unos 25 m. de espesor, y es un tramo muy heterolítico, formado por una alternancia de *mudstones* dolomíticos de colores cremas, en capas de 10-30 cm. con arcillas, margas y limolitas verdes y rojas en capas también decimétricas. Además tiene intercalados algunos niveles de areniscas rojas de grano medio y de yesos, en capas centimétricas. Los *mudstones* dolomíticos al microscopio se presentan como dolomicritas con un 85-99 % de carbonato cálcico-magnésico, y a veces son algo arcillosas (15 %). Como accesorio tienen óxido de hierro dispuesto en microfisuras y trazas de limo de cuarzo que en ocasiones definen una microestratificación paralela.

Las relativamente pobres condiciones de afloramiento de esta unidad no han permitido hacer un estudio sedimentológico detallado. Sin embargo, se puede indicar que presenta una bioturbación abundante. Por correlación con otras áreas, atribuimos el ambiente genético de esta formación a zonas de *marshes* y *ponds* en la zona supramareal de una llanura de mareas, donde episódicamente se alcanzarían condiciones hipersalinas como lo demuestran los niveles yesíferos intercalados en la serie.

Tampoco se ha encontrado fauna en esta unidad, por lo que atribuimos una edad Triásica sin mayores precisiones.

1.2.3. Arcillas y yesos (8). Facies Keuper

Esta unidad cubre una gran extensión en el cuadrante NE de la hoja de Manzanares, dando lugar a un relieve prácticamente plano cultivado intensamente y caracterizado por la ausencia de cortes, lo cual dificulta extraordinariamente las observaciones geológicas.

Por las observaciones puntuales realizadas se puede indicar que esta unidad está compuesta por dos tramos, uno inferior de naturaleza predominantemente arcillosa y colores rojos y verdes, que presenta intercalaciones de limos y areniscas verdosas de grano fino en capas de 5-10 cm. y otro superior formado por yesos variolados de colores blancos, verdes, rojos y violetas con delgadas intercalaciones de arcillas rojas y verdes. El espesor de ambos tramos se puede cifrar en unos 35 y 30 m. respectivamente (YEBENES *et al.*, 1977), aunque el tramo yesífero puede quedar muy reducido e incluso desaparecer hacia el borde E de la hoja, debido a la mecanización del contacto con la unidad dolomítica suprayacente.

Aunque no se ha podido realizar un análisis de facies detallado, atribuimos

el medio deposicional de esta unidad a una llanura costera en la zona supramareal, donde se desarrollarían lagos efímeros del tipo de las *sebkhas* litorales.

También esta formación presenta características azoicas, pero por su posición estratigráfica puede ser atribuida con seguridad al Triásico.

1.3. JURASICO

Englobamos bajo este epígrafe el conjunto de formación dolomítica suprayacente al Keuper, pese a que su parte basal probablemente tenga todavía una edad Triásica. Estos materiales se sitúan concordantemente sobre el Triás, aunque en ocasiones la diferencia de competencias entre ambos, puede dar lugar a una aparente disconformidad por mecanización del contacto.

Existen pocas referencias de este sistema en la zona objeto de nuestro estudio y áreas próximas. Pese a ocupar una gran extensión en los Campos de Montiel, la mayoría de los autores del pasado siglo atribuían estos materiales al Triásico. Las primeras referencias modernas en zonas cercanas son las de PLANCHUELO, G. (1954), en los Campos de Montiel, y GAIBAR PUERTAS, C., y GEYER, D. F. (1969), para el sector de Alcázar de San Juan. Recientemente BALMASEDA *et al.* (1976) aportan precisiones de interés en la vecina hoja de Llanos del Caudillo.

1.3.1. **Dolomías tableadas, carniolas y calizas dolomíticas (9). Rethiense-Pliensbachiense inferior?**

Aflora esta unidad en la esquina NE de la hoja de Manzanares, dando lugar a relieves alomados que, al estar afectados por una superficie de erosión, originan escasos afloramientos de mala calidad. Pese a ello, las observaciones puntuales nos permiten asimilar este conjunto de materiales a las formaciones Dolomías tableadas de Imón, Carniolas de Cortes de Tajuña y Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas definidas en la Cordillera Ibérica.

En el pueblo de La Solana se han podido levantar 9 m. de sección correspondientes a la parte basal de esta unidad cartográfica. Se observan dolomías brechoides y dolomías tableadas de colores rosados y cremas en capas de 1-50 cm. con abundantes recristalizaciones de calcita espática. Presentan intercalados niveles centimétricos de yeso. El espesor total que atribuimos a estos materiales es de unos 20 m. Por encima de los mismos se dispone de un

conjunto de brechas dolomíticas *mud* y *clast supported* y de dolomías oque-
rosas de tonos rojizos (carniolas), seguido por dolomías, calizas dolomíticas
y calizas bien estratificadas en bancos decimétricos. Esta parte superior tiene
una potencia estimada no inferior a los 80 m. Las muestras estudiadas de la
parte basal corresponden a dolomicritas y dolomías compactas de grano
variable de muy fino a grueso con textura subidiotópica, que presentan pig-
mentos de calcita intra e intercrystalina correspondientes a un proceso de
dedolomitización incipiente. Las calizas de la parte superior presentan una
textura en mosaico xenotópico de tamaño grueso, con huellas de presión-
solución (estilolitos) y eventualmente principios de formación de una matriz
cataclástica.

En la parte basal se han observado moldes de cristales de yeso, laminacio-
nes estromatolíticas y laminaciones cruzadas de bajo ángulo coronadas por
ripples de oscilación. En los términos superiores sólo se han apreciado cuer-
pos con morfología de barra. Apoyándonos en ello y en las consideraciones
regionales, atribuimos el conjunto de la unidad a una secuencia transgresiva
que comenzaría en su parte basal con ambientes de llanura de mareas en
condiciones intermareales y supramareales de alta salinidad hasta alcanzar
en los términos superiores ambientes de tipo *lagoon* en condiciones posible-
mente submareales.

La ausencia de fósiles en toda la unidad cartográfica no permite una
datación precisa de la misma. Sin embargo, dada la posición estratigráfica
que ocupa, bajo niveles datados en la hoja de Llanos del Caudillo como
Pliensbachiensis, la atribuimos al intervalo Rethiense-Sinemuriense, sin des-
cartar que en la parte superior de la misma pueda estar representado el
Pliensbachiensis inferior.

1.4. Terciario

En la llanura manchega occidental, en el sector comprendido entre Ciu-
dad Real, Villarta de San Juan y Manzanares, entre los primeros trabajos
referentes a los materiales terciarios de la zona pueden citarse las hojas
geológicas de la primera serie, como las de Villarta de San Juan (MESE-
GUER, 1953), Manzanares (H. PACHECO, 1935), Daimiel (ALVARADO y H.
PACHECO, 1934) y Almagro (FERNANDEZ y ALVARADO, 1934). Mayor
interés presentan los datos aportados por la recopilación de sondeos de
SANZ (1946), el trabajo de síntesis del subsuelo del SGOP (1970) y el Proyec-
to de Investigación Hidrogeológica de la Cuenca alta y media del Guadiana,
realizado por CGS-INTECSA (1975). BALMADEA *et al.*, realizan la cartogra-

fía MAGNA de la hoja 20-30 (Llanos del Caudillo), en la que diferencian los depósitos de «rañas» de las calizas lacustres que atribuyen al «Pontiense» s.1. NIÑEROLA *et al.* (1976) señalan la existencia de un surco relleno por sedimentos terciarios del Mioceno en el borde N de la llanura manchega occidental. Sin duda es el trabajo de PEREZ GONZALEZ (1981) el de mayor interés para el conocimiento de la estratigrafía, paleontología y evolución sedimentaria, tectónica y geomorfología del Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega en general. En dicho trabajo se encuentra una recopilación y análisis bibliográficos exhaustivos, tanto de datos de superficie como de subsuelo, de la que el autor extrae conclusiones de gran valor. Todo ello, unido a la elaboración de precisos mapas geológico-geomorfológicos, realizada por PEREZ GONZALEZ, lleva a una concreta interpretación de las características geológico-geomorfológicas y evolución de la llanura manchega durante los tiempos Neógenos y Cuaternarios.

En este capítulo se describirán las características de los materiales sedimentarios neógenos (Pliocenos). El análisis y estudio de los materiales volcánicos se realizará en los apartados 1.5 (ROCAS VOLCANICAS) y 4 (PETROLOGIA).

1.4.1. Fangos y arenas (11). Plioceno superior

Esta unidad ocupa, por debajo de la costa laminar descrita como unidad 16, una gran extensión de la porción de llanura manchega de la hoja. Sin embargo, aflora en escasos puntos, fundamentalmente en la trinchera del ferrocarril Madrid-Andalucía, a unos 4 km. al sur de Manzanares, y en algunas pequeñas excavaciones no cartografiables, como la existente 1 km. al S de Villanueva del Caudillo.

De visu se trata de una formación detrítica, constituida principalmente por arcillas limo-arenosas de tonos rojizos y pardos, que presenta niveles intercalados de arenas rojizas y cremas de grano fino.

Al microscopio las arenas son de cuarzo (55-75 %) y feldespato potásico (10-15 %) subangulosos. El cemento puede ser calcáreo poikilotópico (30 %) o bien ferruginoso (15 %). El feldespato potásico suele presentar recrecimientos autigénicos. Los limos arcillosos presentan una composición mineralógica global de cuarzo (10 %), filosilicatos (30 %), carbonato cálcico (55 %) y yeso (5 %), aunque el carbonato debe corresponder, al menos en su mayor parte a enriquecimientos edáficos posteriores. La composición de los filosilicatos es illita (90 %) y caolinita (10 %) de baja cristalinidad.

Las condiciones de afloramiento no permiten el estudio detallado de las

características sedimentológicas de estos materiales. En los niveles arenosos se observan bases canalizadas y estratificaciones cruzadas planares de gran escala. También existen algunos *ripples* de corriente. Por observaciones realizadas en áreas próximas (hoja de Ciudad Real y Almagro) dentro de esta formación, la atribuimos a Facies distales de abanicos aluviales sobre las que se instalarían canales fluviales, probablemente de tipo *braided*.

No se ha encontrado ninguna fauna en esta unidad cartográfica, a la cual atribuimos por consideraciones regionales una edad Plioceno superior.

1.4.2. Calizas (12). Plioceno superior

Los datos de sondeos y geofísica revelan su existencia en la zona NE de la Sierra Pelada. Aquí afloran en muy malas condiciones en las márgenes del Arroyo de la Cañada del Alcaide. También se conserva como pequeño relieve residual un afloramiento en el borde O del de la hoja, sobre materiales paleozoicos.

El espesor visible de estos materiales no supera los 1-2 m., aunque se puede indicar que el espesor máximo de esta formación se sitúa en un depocentro en el borde N del cuadrante noroccidental de la hoja, donde alcanzan unos 60 m. de potencia.

Se trata de calizas *mudstone* de colores cremas y rosados, a veces algo arenosas u oncolíticas. Presentan finos niveles más margosos intercalados.

Al microscopio se presentan como micritas (50-70 %) y dismicritas con proporciones de esparita (10 %), arena muy fina de cuarzo (10 %) y restos algáceos en forma de oncolitos o pseudopisolitos (10-50 %).

El medio deposicional debió corresponder a extensas áreas lacustres.

Los únicos restos fósiles encontrados en esta unidad son algas cianofíceas y clorofíceas y ostrácodos inclasificables. Le atribuimos, dado el contexto regional, una edad Plioceno superior.

1.4.3. Fangos con cantos dipersos (13). Costras calcáreas (14). Plioceno superior

Estas dos unidades cartográficas han sido denominadas por PEREZ GONZALEZ (1981) como glacis con costra laminar bandeada, y ocupan amplias extensiones del borde septentrional del Campo de Montiel. Son equivalentes a la superficie de erosión-depósito S_1 definida por MOLINA (1975) en el Campo de Calatrava.

En la hoja de Manzanares están presentes en la margen derecha del río Azuer, al suroeste del pueblo de La Solana.

La unidad 13 está formada por unos 7-8 m. de limos arcillosos de tonos blanco-asalmonado que incluyen abundantes cantos subangulados o subredondeados de calizas y dolomías jurásicas, areniscas del Buntsandstein y escasas cuarcitas, con un centilo de 12 cm. y un tamaño medio de 4-5 cm. Hacia el techo se cargan paulatinamente en carbonatos. La unidad 14 corona los materiales anteriores y está constituida por aproximadamente 1 m. de costra calcárea laminar-bandeada y multiacintada, muy compacta en su parte superior. Las láminas tiene espesor milimétrico y son de tonos alternantes blancos y rosados. Hacia la parte inferior pierde compacidad, el carbonato se hace pulverulento y el tránsito es gradual hacia la unidad inferior.

Corresponden a un glacis de acumulación cuya superficie inferior está tallada sobre los sedimentos triásicos. La acumulación posiblemente se ha realizado por migración lateral de corrientes semijerarquizadas (PEREZ GONZALEZ, 1981). La alternancia de períodos de humedad-sequía en condiciones climáticas semiáridas, facilitarían el desarrollo de las costras laminares bandeadas que tapizan el plano superior de este glacis.

La edad de estos materiales, dada la posición morfológica que ocupan, es Plioceno superior (Villafranquiense).

1.4.4. Gravas y cantos poligénicos de cuarcita y cuarzo. Arenas, arcillas arenosas (15). Rañas. Plioceno superior

GOMEZ DE LLARENA (1956) describe por primera vez con detalle las «rañas» existentes en la parte occidental de la submeseta meridional. HERNANDEZ PACHECO, F. (1932), les atribuye una edad Pliocena y posteriormente (1950) las sitúa en el Villafranquiense. Para MOLINA (1975), la Raña «es una formación detrítica continental, con una expresión morfológica y edad perfectamente definidas, apoyada sobre una superficie más o menos ondulada que presenta una alteración química muy desarrollada. Constituye una forma de acumulación de materiales, o glacis de piedemonte, que fosiliza a otra superficie. Su génesis es aluvial». PEREZ GONZALEZ (1981) sitúa la Raña entre las costras laminares bandeadas que cierran el ciclo de colmatación de las cuencas terciarias y las superficies penetrativas previas al encajamiento de las terrazas, fijando una edad Villafranquiense media para las mismas.

Sus afloramientos se encuentran en el borde este de la Sierra Pelada, en el cuadrante suroccidental de la hoja. La superficie superior se encuentra muy delgada y se sitúa en cotas comprendidas entre 700 y 680 m.

En la hoja 19-31 (Almagro) se ha podido constatar la profunda alteración existente en el substrato paleozoico por debajo de la Raña. Esta alteración en parte es heredada de los procesos anteriores, y transforma las pizarras ordovícicas en arcillas de tonos rosados constituidas por filosilicatos del tipo illita (75-80 %) y caolinita (20-25 %) dioctaédricas, con buena cristalinidad. La zona alterada alcanza un espesor mínimo visible de 15 m.

La Raña está compuesta por clastos de cuarcita (95-98 %) y cuarzo (2-5 %). Suelen tener, en la fracción menor de 2 cm. contenidos en grava entre el 40 y 65 %, arena (20-40 %) y limo más arcilla (5-35 %). En la fracción mayor de 2 cm. dominan los tamaños comprendidos entre 2 y 4 cm. y 4-6 cm. siendo el centilo del orden de 45 cm. en cuarcita. Algunos cantos presentan pátinas de carbonatadas.

El espesor de la formación es difícil de establecer, debido a los procesos de coluvionamiento que retoman el material de la propia Raña y lo derraman por las laderas en las que pudieran encontrarse cortes donde medir su potencia. Esta probablemente no excede de 10 m.

Los afloramientos no permiten deducir las características sedimentológicas de la Raña. Los estudios de MOLINA (1975), revelan que se trata de depósitos formados por amalgamación de canales trenzados tipo *braided*.

La edad de la Raña se sitúa en el Plioceno superior, entre los —2 y —2,5 millones de años (MOLINA, 1975; PEREZ GONZALEZ, 1981).

1.5. ROCAS VOLCANICAS

Las rocas volcánicas en esta hoja están escasamente representadas, únicamente existen dos centros volcánicos, los dos situados en la zona suroccidental, y que constituyen los afloramientos más orientales de toda la Región Volcánica Central Española.

Las primeras referencias a la existencia de vulcanismo en Campo de Calatrava son de la primera mitad del siglo XIX y corresponden a MAESTRE (1836 Y 1844) y EZQUERRA DEL BAYO (1844).

Sin embargo, no es hasta bastantes años después cuando estas rocas empiezan a estudiarse con más detenimiento: QUIROGA (1880), CALDERON (1883 y 1905) y GONZALEZ REGUERAR (1920), realizan los primeros estudios petrográficos y las correlacionan con el resto de las rocas volcánicas recientes de la Península Ibérica.

Los estudios posteriores de E. HERNANDEZ PACHECO (1921 y 1927), y sobre todo la monografía de F. HERNANDEZ PACHECO (1932), dan una visión de conjunto de esta región volcánica, tanto de su distribución espacial,

como de sus características petrológicas y vulcanológicas y de la edad de la actividad volcánica. BURRI y PARGA PONDAL (1933) y PARGA PONDAL (1935) efectúan la primera caracterización geoquímica de estas rocas.

Las rocas volcánicas de esta hoja no son citadas en el trabajo de F. HERNANDEZ PACHECO (1932), apareciendo su primera referencia en la hoja geológica 1:50.000 del IGME de HERNANDEZ PACHECO *et al.* (1935).

No existen trabajos posteriores sobre la zona hasta los de MOLINA *et al.* (1972) y MOLINA (1974 y 1975) que aportan nuevos datos sobre las relaciones entre rocas volcánicas y sedimentarias y el de IBARROLA y BRANDLE (1974) sobre su mineralogía y quimismo. En los últimos años la zona ha sido estudiada en detalle en diferentes trabajos: ANCOCHEA *et al.* (1979), ANCOCHEA y DEL MORO (1981), ANCOCHEA y BRANDLE (1982), ANCOCHEA e IBARROLA (1982) y ANCOCHEA (1984), quedando sintetizados en el más genérico de ANCOCHEA (1983), donde se dan a conocer nuevos centros volcánicos, y se revisan los aspectos vulcanológicos, geocronológicos, geoquímicos y petrogenéticos.

1.5.1. Melilititas olivínicas (15). Lavas. Mioceno superior?-Pleistoceno inferior?

Los dos afloramientos volcánicos de la hoja aparecen atravesando los materiales paleozoicos de la zona SO. El más occidental de los dos es el volcán de la Viznera (o Bizniera) o Mesuera, que se extiende también por la contigua hoja de Almagro. Está compuesto por rocas esencialmente masivas, localmente escoriáceas, sin que se observen productos piroclásticos; su morfología destaca dentro de las sierras paleozoicas.

El otro afloramiento está situado unos 3 km., más al este, y se conoce con el nombre de la Peralosa (o de Gurugú). Las rocas volcánicas dan lugar a un pequeño cerro y son también, como en la Viznera, masivas o ligeramente escoriáceas. Corresponden ambos afloramientos volcánicos a antiguos edificios, muy erosionados, en los que han desaparecido los materiales fragmentarios que debieron existir originalmente.

En cuanto a la edad, poco puede decirse sobre estos dos centros concretos; por su posición estratigráfica únicamente que son post-hercínicos. Por comparación con el resto de la región volcánica, deberán ser de edad pliocena-pleistocena. Por otra parte, su elevado grado de erosión haría pensar, en principio, en una edad más bien antigua, posiblemente pliocena; sin embargo, tampoco esto ha de ser así con seguridad, ya que en general en esta región, los volcanes que aparecen en las sierras paleozoicas están más erosionados

que los de las zonas llanas; así sucede, por ejemplo, con el volcán del Junquillo (hoja 1: 50.000 n. 758), en el que tampoco se conservan productos piroclásticos y cuya edad K/Ar es sólo 1.78 ± 0.2 millones de años (ANCOCHEA *et al.*, 1979).

1.6. PLIOCUATERNARIO Y CUATERNARIO. FORMACIONES SUPERFICIALES

Los trabajos de mayor interés sobre el Plio-pleistoceno y cuaternario de la región en que se sitúa la hoja de Manzanares son los de MOLINA (1974, 1975) y PEREZ GONZALEZ (1981). El primer autor describe un amplio sector de los Campos de Calatrava y llanura manchega occidental. Presta especial atención a las características de la superficie plio-pleistocena encostrada, posterior a la superficie de la Raña, a la que denomina S_2 , para diferenciarla de otra superficie encostrada más alta, o S_1 , anterior —según este autor— a la Raña. PEREZ GONZALEZ (1981) centra sus trabajos en la llanura manchega, Depresión de Castilla la Nueva (La Alcarria, Mesa de Ocaña, Mesa de Colmenar), Plataforma externa de los Montes de Toledo, Valle del Tajo y Plataforma morfoestructural del Campo de Montiel. Estudia y correlaciona las diversas superficies, glaciares, terrazas, sistemas de abanicos aluviales y manto eólico, llegando a una precisa clasificación morfogenética del relieve cuaternario.

Para el estudio de las formaciones superficiales pliocuaternarias y cuaternarias se ha partido de la realización de perfiles detallados de campo, incidiendo en los aspectos edafológicos de los mismos.

1.6.1. Costras calcáreas (16). Plioceno superior-Pleistoceno inferior

La superficie fundamental de la llanura manchega o S_2 de MOLINA se extiende desde el cuadrante NE de la hoja de Ciudad Real hacia las llanuras de Daimiel, Manzanares, Llanos del Caudillo y Villarta de San Juan. En la hoja de Manzanares está ampliamente representada, ocupando prácticamente la mitad de la hoja. Se trata de una superficie de erosión tapizada por costras laminares de diferente espesor y desarrollo.

El carácter de superficie de erosión se hace patente en las hojas de Almagro y Ciudad Real, donde bisela a diferentes términos del Plioceno superior.

Está formada por un nivel superior con unos 30-60 cm. de costra laminar, bandeada o multiacintada, de tonos beige y rosados y muy compacta por recristalización. Este nivel superior reposa sobre encostramientos moderada-

mente cementados, de espesor 1,5-1,7 m. en cuya base aparecen nódulos columnares de material calizo más o menos pulverulento que penetran los sedimentos pliocenos. Ocasionalmente en este tramo se han observado morfologías canalizadas con un relleno detrítico (arenas con píldoras cuarcíticas de hasta 2 cm. de diámetro) cementado por carbonatos.

Suelen presentar perfiles edáficos de naturaleza arcillosa y colores pardo-rojizos, del tipo (B), Cam, Ca y Cca, o bien A, Cam y Cca.

Al microscopio las costras laminares presentan ligeros contenidos en arena de cuarzo (5-10 %) y opacos (posiblemente óxidos de Manganese) hasta un 10 %. Se trata de dismicritas (60-75 % de micrita) de matriz grumosa con esparita (10-15 %) recristalizada por actividad algácea.

En la génesis de la costra se producen alternancias de aportes finos (limo-arcilla) sobre las que se instalan comunidades de algas de corta vida (días), las cuales fijan el carbonato aún en condiciones de cierta pendiente. Estos materiales sufren posterior recristalización y aporte de cemento. La posterior evolución edáfica puede ser como sigue: lavado de carbonatos y rubefacción de arcillas en la superficie de erosión o aplanamiento, con la consiguiente formación de un suelo rojo con horizonte Bt bien desarrollado en la superficie y un horizonte cálcico en profundidad, por debajo del cual se produciría una cierta reorganización formándose nódulos calizos columnares. El perfil idealizado podría ser A, Bt, Ca y Cca. Es preciso suponer la existencia de una cobertura vegetal densa, de manera que el horizonte Ca no llegaba a secarse en el estío, o lo hacía de forma lenta y progresiva. Una deforestación y erosión del Bt determinaría que los horizontes Ca se situaran próximos a la superficie del terreno, quedando sometidos a rápidas e intensas situaciones de humedecimiento y sequía que acelerarían el desarrollo de encostramientos y costras laminares, por lo que las costras calizas continúan formándose.

La posición geomorfológica de esta superficie de erosión, entre la Raña y el encajamiento fluvial nos lleva a considerarla como de edad Plioceno superior-Pleistoceno inferior.

1.6.2. Limos, arcillas, arenas y cantos dispersos. Carbonatos (17). Conos aluviales. Pleistoceno

Los conos aluviales son formas erosivo-deposicionales características del borde septentrional de los Campos de Montiel (PEREZ GONZALEZ, 1981). En la hoja de Manzanares se extienden por el borde N, en las proximidades del pueblo del mismo nombre. Sus condiciones de afloramiento no son buenas, dada la ausencia de buenos cortes.

Litológicamente están compuestos por limos, arcillas y arenas con cantos redondeados dispersos de cuarcita, cuarzo, dolomía y calizas de tamaño máximo alrededor de 2 cm. Localmente estos materiales pueden presentarse algo encostrados por carbonatos. El espesor no se ha podido medir, pero en ningún caso debe superar los 0,5 m.

Les atribuimos una edad pleistocena, probablemente Pleistoceno medio-superior.

1.6.3. Gravas y cantos poligénicos de cuarcita y cuarzo, arenas, arcillas y carbonatos (18). Conos de deyección. Pleistoceno-Holoceno

Son depósitos heterométricos de gravas y cantos, subangulosos a subredondeados, de naturaleza predominantemente cuarcítica, dada la composición de sus áreas de drenaje. Ocasionalmente pueden englobar algunos cantos de material volcánico (zona de la Sierra del Moral, esquina SO de la hoja). Contienen abundante proporción de limos de tonos pardo-rojizos, que a veces se presentan carbonatados como consecuencia de procesos edáficos.

Generalmente, se sitúan al pie de los relieves paleozoicos. Los más extensos superficialmente corresponden a la zona suroriente de la hoja (Sierras de los Bailones y del Cristo), donde se aprecia claramente al menos dos tipos de conos, unos más antiguos disectados por el encajamiento de las redes de drenaje actuales, y por tanto no funcionales, y otros más recientes. La composición litológica de ambos es similar. Sobre estos depósitos se desarrollan suelos semejantes a los que se describirán en el apartado 1.6.4.

A los más antiguos les atribuimos una edad Pleistoceno inferior alto a Pleistoceno superior, mientras que los más modernos deben corresponder al Pleistoceno medio-superior y al Holoceno.

1.6.4. Gravas y cantos poligénicos de cuarcita y cuarzo, arenas, arcillas y carbonatos (19). Coluviones. Pleistoceno-Holoceno

Estos depósitos son bastante frecuentes en la hoja, tapizando amplias extensiones de los relieves paleozoicos.

Están formados por cantos y gravas angulosas de cuarcita y en menor cantidad de pizarra y cuarzo, con proporciones abundantes de arenas y limo-arcilla de colores rojizos.

Un hecho común a estos depósitos coluviales es que presentan un horizonte superior de potencia decimétrica y excepcionalmente métrica (lo más

frecuente son unos 30-40 cm.), de cantos angulosos, cuya proporción disminuye hacia la base de las pendientes. Por debajo aparece un horizonte textural rojo (Bt) sin apenas cantos, de potencias variables entre unos pocos centímetros y 1 m. bajo el que yace un encostramiento u horizonte cálcico columnar, siempre presente entre el Bt y la roca. Los perfiles edáficos que presentan son de los tipos AB, Bt, Bca o bien A, Bt, Cam.

Hay que señalar que ha habido al menos dos fases de formación de suelos rojos en la región, tal y como indican MONTURIOL *et al.* (1970) y MOLINA (1974, 1975), que dan lugar a secuencias complejas en los materiales coluviales.

Por sus características edáficas se pueden atribuir estos depósitos al intervalo Pleistoceno-Holoceno.

1.6.5. Gravas y cantos poligénicos de cuarcita, cuarzo y pizarra, arenas y limos. Costras calcáreas (20). Terrazas. Pleistoceno superior

Se sitúan en las márgenes del río Azuer.

Litológicamente están formadas por gravas y cantos redondeados de cuarcita, cuarzo, pizarra e incluso alguna caliza o dolomía jurásica, con una fracción más fina de naturaleza limo-arenosa, todo ello muy cementado por carbonato cálcico hasta constituir una auténtica pudinga calcárea clasto-soportada. El tamaño medio de los cantos es de unos 4-5 cm. y el centilo aparente observado es de 15 cm de diámetro. La parte superior ocasionalmente presenta espesores centimétricos de costra calcárea laminar bandeadada.

La potencia de estos materiales se puede cifrar en 1,5-2 m. y se sitúan a unos 0,5 m. por encima del cauce del río Azuer.

Le atribuimos una edad Pleistoceno superior.

1.6.6 Gravas y cantos poligénicos, arenas, limos y arcillas. Carbonatos (21 y 22). Fondos de valles y llanura aluvial del río Azuer. Pleistoceno superior-Holoceno

Corresponden a los depósitos organizados por los pequeños arroyos de la zona y por el río Azuer.

Litológicamente están formados por limos y arcillas de colores pardos, ocre y cremas que engloban cantos, principalmente de cuarcita, cuarzo y pizarra, y de forma secundaria (río Azuer) de areniscas del Bunt, y calizas y

dolomías jurásicas. Los arroyos de la esquina NE de la hoja tienen cantos exclusivamente de calizas y dolomías, dada la composición litológica de sus cuencas.

A la unidad 21 se le ha asignado una edad Plioceno superior-Holoceno, mientras que los fondos de valle correspondientes a la unidad 22 son Holocenos.

1.7. GEOFISICA Y SONDEOS

Son muy numerosos los sondeos perforados en la zona para la obtención de aguas subterráneas. Por desgracia, la mayor parte de los mismos son inaprovechables desde el punto de vista estratigráfico, debido a la mala calidad de las descripciones litológicas, en gran parte causada por ser la mayoría pozos perforados a percusión con testificación poco precisa o nula.

Sin embargo, existen algunos pozos perforados a rotación cuya información es bastante fiable, mientras que otros, aun sin poseer testificaciones demasiado útiles, han aportado datos de interés respecto, por ejemplo, el espesor de las calizas pliocenas.

A continuación se incluye una lista de los sondeos más significativos utilizados, acompañada de la interpretación de los mismos.

SONDEO 1012

- 0 — 1 m. Tierra de labor.
- 1 — 15 m. Arcillas.
- 15 — 30 m. Arenas.
- 31 — 69 m. Arcillas rojas con intercalaciones de cantos cuarcíticos.

INTERPRETACION

- 0 — 1 m. Costra calcárea (unidad 16).
- 1 — 69 m. Plioceno detrítico (unidad 11).

SONDEO 1021

- 0 — 5,5 m. Caliza.
- 5,5 — 16 m. Caliza con arcilla.

- 16 — 23 m. Brechas calcáreas.
- 23 — 24,5 m. Arenas y arcillas.
- 24,5 — 25,5 m. Conglomerados.
- 25,5 — 28 m. Gravas.
- 28 — 34 m. Arcillas con cantos.
- 34 — 37 m. Conglomerados.
- 37 — 39 m. Arcillas con cantos.
- 39 — 40 m. Gravas y arenas.
- 40 — 41 m. Arcilla con gravas.
- 41 — 41,5 m. Conglomerado.
- 41,5 — 42 m. Arenas.

INTERPRETACION

- 0 — 23 m. Calizas pliocenas (unidad 12).
- 23 — 42 m. Plioceno detrítico (unidad 11).

SONDEO 1022

- 0 — 17 m. ¿Alternancia de arcillas rojas y calizas? (Esta es la profundidad de la antigua noria reperforada.)
- 17 — 21 m. Arcillas rojas.
- 21 — 41 m. Calizas blancas con intercalaciones de arcillas rojas.
- 41 — 45 m. Arcillas rojas.

INTERPRETACION

- 0 - 41 m. Calizas pliocenas (unidad 12).
- 41 - 45 m. Detrítico plioceno (unidad 11).

SONDEO 4001

- 0 — 12,5 m. Calizas fisuradas.
- 12,5 — 13,7 m. Arcillas con niveles calcáreos.
- 13,7 — 14,5 m. Margas verdes.
- 14,5 — 15,1 m. Caliza carstificada con rellenos de margas verdes.

- 15,1 — 15,6 m. Caliza rosácea con intercalaciones de margas verdes.
- 15,6 — 17,5 m. Brechas de cantos calcáreos y matriz arcillosa roja.
- 17,5 — 20,3 m. Calizas rosáceas fisuradas.
- 20,3 — 20,9 m. Brechas de cantos calcáreos y matriz arcillosa roja.
- 20,9 — 22 m. Margas verdes y violáceas.
- 22 — 23 m. Brechas de cantos calcáreos y matriz arcillosa roja.
- 23 — 45 m. Calizas.
- 45 — 46,2 m. Brechas calcáreas.
- 46,2 — 47,6 m. Margas gris verdosas.
- 47,6 — 48 m. Margas arcillosas negras.
- 48 — 56 m. Alternancias de yesos de colores gris y blanco.

INTERPRETACION

- 0 — 46,2 m. Dolomías y brechas del Lías (unidad 9).
- 46,2 — 56 m. Facies Keuper (unidad 8).

SONDEO 6003

- 0 — 0,5 m. Tierra de labor.
- 0,5 — 3,5 m. Areniscas.
- 3,5 — 12,5 m. Arcillas con gravas.
- 12,5 — 15 m. Calizas.
- 15 — 16,5 m. Arcillas.
- 16,5 — 18 m. Calizas.
- 18 — 23 m. Calizas fisuradas.
- 23 — 27 m. Arcillas.
- 27 — 30 m. Calizas.
- 30 — 31 m. Margas blancas (grada).
- 31 — 34 m. Arcillas.
- 34 — 36 m. Calizas.

INTERPRETACION

- 0 — 12,5 m. Detríticos pliocenos (unidad 11).
- 12,5 — 23 m. Calizas pliocenas (unidad 12).
- 23 — 36 m. Detríticos pliocenos (unidad 11) con niveles calcáreos intercalados.

SONDEO 6004

- 0 — 0,5 m. Tierra de labor.
- 0,5 — 2,5 m. Arenisca.
- 2,5 — 4 m. Arcillas.
- 4 — 7 m. Arcillas con gravas.
- 7 — 9,5 m. Arcillas.
- 9,5 — 15,5 m. Arenisca.
- 15,5 — 17 m. Arcilla.
- 17 — 20 m. Caliza fisurada.
- 20 — 32 m. Arcilla.

INTERPRETACION

- 0 — 32 m. Detríticos pliocenos (unidad 11) con un nivel calcáreo intercalado.

SONDEO 6034

- 0 — 0,5 m. Tierra de labor.
- 0,5 — 9 m. Calizas blancas.
- 9 — 21 m. Arcillas con cantos.
- 21 — 33 m. Arcillas pardas y rojas.

INTERPRETACION

- 0 — 9 m. Calizas pliocenas (unidad 12).
- 9 — 23 m. Plioceno detrítico (unidad 11).

SONDEO 6082

- 0 — 9 m. Arcillas rojas carbonatadas.
- 9 — 11 m. Calizas arcillosas rojizas.
- 11 — 14 m. Calizas blanquecinas con algo de arcillas.
- 14 — 15 m. Caliza blanca.
- 15 — 16 m. Calizas arcillosas.
- 16 — 20 m. Caliza fracturada.

- 20 — 27 m. Arcillas con cantos rodados de cuarcita y caliza. En el metro 24, nivel de conglomerado cementado.
- 27 — 34 m. Arcillas rojas.
- 34 — 39 m. Arcillas con cantos de cuarcita y caliza.
- 39 — 44 m. Arcilla roja.

INTERPRETACION

- 0 — 20 m. Calizas pliocenas (unidad 12).
- 20 — 44 m. Detríticos pliocenos (unidad 11).

SONDEO 7004

- 0 — 3 m. Margas calcáreas.
- 3 — 13 m. Arcillas? colores ocre y pardos.
- 13 — 17 m. Calizas arenosas.
- 17 — 23,5 m. Arcillas? pardo-rojizas.
- 23,5 — 26 m. Margas calcáreas y calizas margo-arenosas.
- 26 — 79 m. Margas pardo-rojizas.
- 79 — 81,5 m. Gravas gruesas.
- 81,5 — 93 m. Arcillas pardo-rojizas con cantos.
- 93 — 104 m. Arcillas pardo-rojizas.
- 104 — 110 m. Arcillas grises y arcillas pardo-rojizas.

INTERPRETACION

- 0 — 79 m?. Plioceno Detrítico (unidad 11) con intercalaciones calcáreas en su parte superior. ¿Zona de cambio lateral con la unidad 12?
- 79? — 110 m. Triásico (probable Buntsandstein, unidad 6).

Se han elaborado para el sector de la llanura manchega occidental donde se encuentra enclavada la hoja de Manzanares dos mapas, uno de isobatas del techo del zócalo paleozoico y otro de isobatas del muro de la formación carbonatada pliocena.

Para ello se ha partido de los datos aportados por el informe de «Investigación geoelectrónica de la llanura manchega» (ANTON, 1975), realizado me-

diante el empleo de una densa malla de sondeos eléctricos verticales, y del conjunto de sondeos mecánicos testificados existentes en la zona, los cuales han servido para precisar y modificar en su caso las conclusiones del susodicho informe.

El resultado queda reflejado en las Figuras 2 y 3 de la presente memoria.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA HERCINICA

Los materiales paleozoicos han sido deformados por la Orogenia Hercinica en este sector sin producir en ellos metamorfismo.

Regionalmente se observa la existencia de una discordancia angular entre los materiales ordovícicos y anteriores, atribuida (BOUYX, 1970) a los movimientos sárdicos.

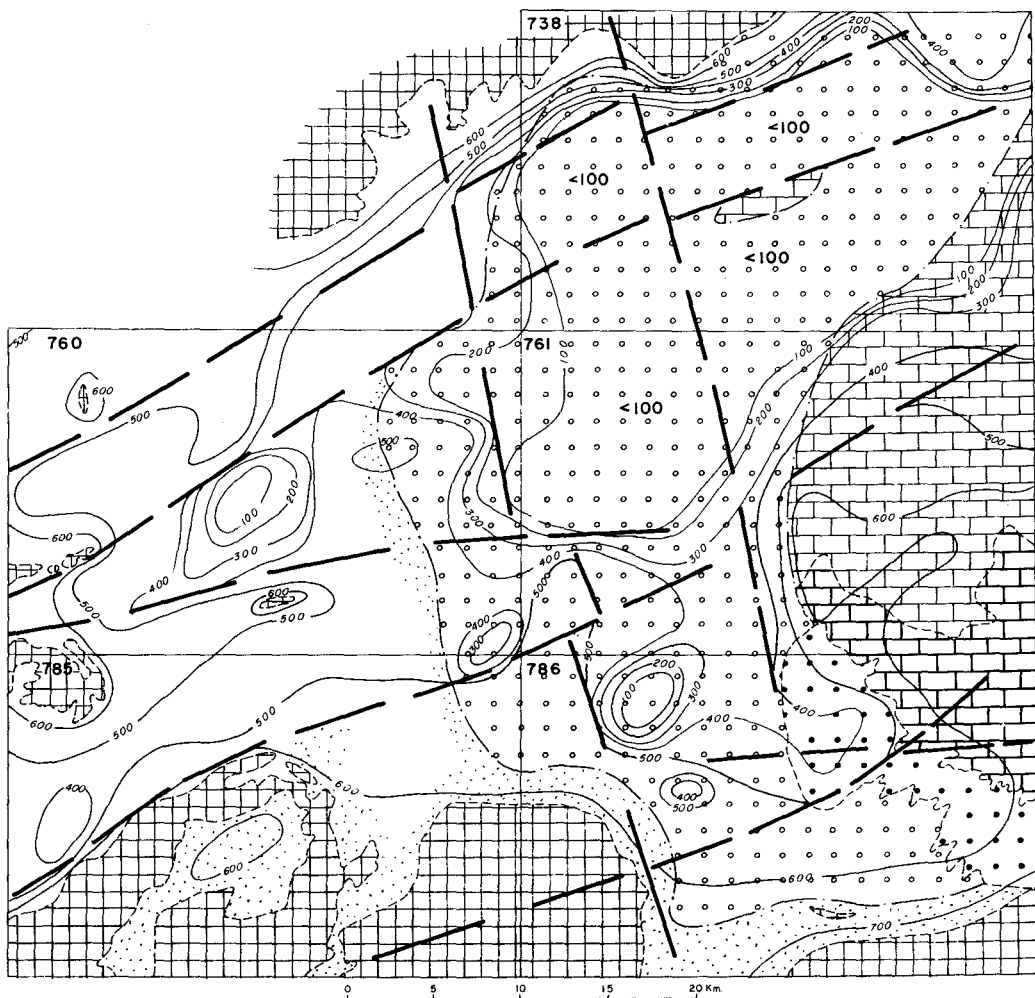
El área de la llanura manchega occidental, próxima a los Campos de Calatrava en que se enclava la hoja de Manzanares, presenta una macroestructura semejante a la existente en el sector de los Montes de Toledo, cercano hacia el noroeste. VEGAS y ROIZ (1979), tomando como nivel de referencia el nivel fuertemente competente de la cuarcita Armoricana, establecen dicha macroestructura diferenciando una serie de amplios domos y algunas cubetas de dimensiones kilométricas, así como largos y estrechos sinclinales. JULIVERT *et al.* (1983), indican que más que una típica estructura en «carton de huevos», se trata de una serie de amplios domos separados por zonas sinclinales más o menos complejas.

Las dos macroestructuras hercínicas presentes en la hoja son el *Domo de la Sierra del Moral-Sierra Pelada* y el *Anticlinal de San Carlos del Valle*, formado por las Sierras de los Bailones y del Cristo.

El *Domo de la Sierra del Moral-Sierra Pelada* aflora en su mitad oriental en la hoja de Manzanares. Tiene dimensiones kilométricas (12 km. de diámetro máximo) con un eje mayor de dirección N-S.

La macroestructura se dibuja por el resalte de la cuarcita Armoricana, mientras que el núcleo del Domo está ocupado por la serie del Tremadoc. Está afectado por una serie de estructuras de plegamiento menores cuyas direcciones van de la ENE-OSO a la E-O, y por dos sistemas de fracturas conjugadas, uno submeridiano y otro E-O a ENE-OSO.

La gravimetría revela que en el núcleo no aflorante de este domo ha intruido un batolito granítico, cuyo emplazamiento está relacionado genética-



ISOBATAS DEL TECHO DEL ZÓCALO PALEOZOICO

JURASICO Y CRETACICO



Afloramientos

Cubierto por materiales neógenos

TRIASICO



Afloramientos

Cubierto por materiales neógenos

PALEOZOICO



Afloramientos

Cubierto por materiales neógenos

— 600 — Isobatas referidas al nivel del mar

- - - Límite entre afloramientos

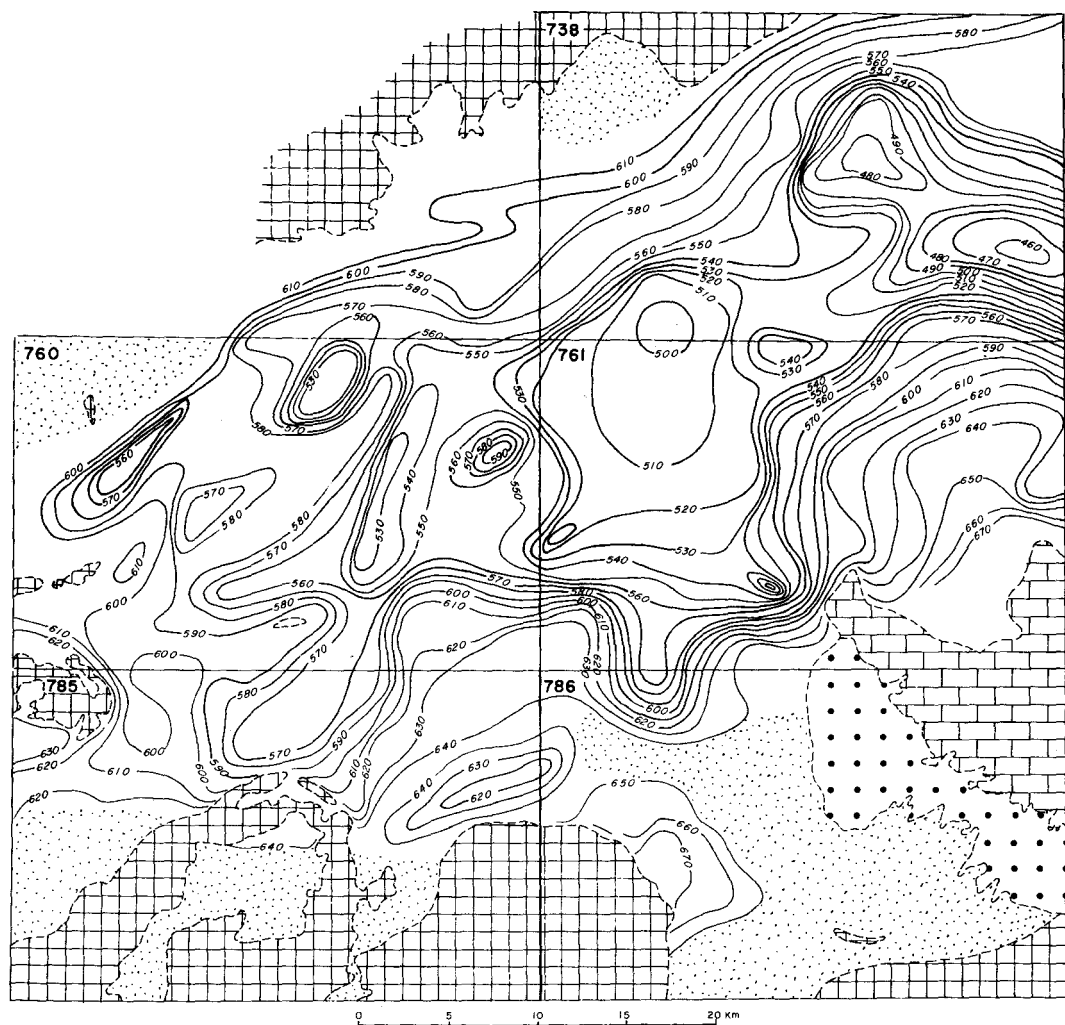
— — — Límite cubierto por materiales neógenos

— — — Fallas del zócalo

760

Número de hoja topográfica

Figura 2



mente con el afloramiento granítico de las cercanías de Valdepeñas (BERGAMIN, com. per.).

El anticlinal de San Carlos del Valle, tiene una orientación ENE-OSO, y dimensiones kilométricas (alrededor de 25 km. de longitud). Los buzamientos de sus flancos oscilan entre los 10 y 45°. Está afectado por dos sistemas de fracturas, uno submeridiano, y otro ENE-OSO, al igual que el *Domo de la Sierra del Moral-Sierra Pelada*.

Según JULIVERT *et al.* (1983) la existencia de domos y cubetas en la zona nos habla de figuras de interferencia que se aproximan al modelo de cartón de huevos. Puede indicarse que esta zona se ha visto sometida a compresión según varias direcciones, sin que por el momento se pueda afirmar si corresponden a una o varias fases de deformación.

2.2. TECTONICA ALPINA Y POSTALPINA

En la región no existe registro sedimentario finicretácico y paleógeno-mioceno inferior que permita reconstruir la sucesión de eventos tectónicos alpinos. En la llanura manchega oriental y borde sur de la Sierra de Altomira se admite la existencia de varias fases tectónicas: Intraeoceno superior, Finioligoceno, Mioceno inferior, Intravallesiense o del Mioceno superior y Pliocenas. Entre ellas, las que tiene mayor repercusión en la creación de estructuras son la Finioligocena y Miocena inferior (Castellana y Neocastellana). En el Campo de Montiel y Prebético externo, también a falta de registro sedimentario paleógeno se detectan fases tectónicas en el Mioceno inferior y en el superior.

No podemos precisar cuál o cuáles fases son las responsables de la estructuración de los materiales triásicos y mesozoicos existentes en el Campo de Montiel, pero por lo anteriormente expuesto podemos indicar que el plegamiento debió producirse en el Oligoceno superior y/o Mioceno inferior. Aparecen suaves pliegues cuyos flancos están inclinados menos de 20° y cuyas direcciones son E-O y N 110°-120°. Algunas fracturas más recientes E-O y NE-SO afectan a estos materiales.

La deformación neógena parece derivarse de la reactivación de antiguas fracturas de zócalo en las que juegan un importante papel las direcciones submeridianas y otras transversas que van de E-O a NE-SO (PEREZ GONZALEZ, 1981). El Neógeno superior está caracterizado por los procesos distensivos que comenzaron en el Mioceno superior, posteriores a la fase de compresión bética (Serravaliense superior-Tortonense basal). PEREZ GONZALEZ (oo.cc) aboga por dos etapas distensivas fundamentales. La más an-

tigua sería responsable de la apertura de las cuencas del Júcar y del Cabriel y de las Cuencas o depocentros de Villarta, Daimiel y Ciudad Real rellenas de depósitos de edad Mioceno terminal?-Plioceno inferior. La segunda amplía la cuenca de sedimentación a toda la llanura manchega, teniendo lugar en el límite Plioceno inferior-superior (fase Iberomanchega 1). Nuevos reajustes tectónicos de menor intensidad preceden a la instalación de la Raña (Ibero-manchega 2).

Tanto los Campos de Calatrava, como en la llanura manchega, los materiales pliocenos se encuentran suavemente deformados por ambas fases.

MOLINA (1975), basándose en las discordancias angulares observables entre los materiales «vulcano-sedimentarios» y los materiales calcáreos infra-yacentes al yacimiento de Las Higuieruelas (hoja 18-31: Ciudad Real) y en la deformación que a su vez presentan, establece la existencia de dos fases tectónicas asociadas a épocas de mayor actividad volcánica, las cuales sitúa en el Mioceno superior y Plioceno medio.

Sin embargo, se dan los siguientes hechos:

- Existe actividad volcánica más o menos discontinua desde el Mioceno superior hasta el Pleistoceno medio, de acuerdo con las dataciones radiométricas existentes. La fase volcánica principal se sitúa en el Plioceno medio-superior, posterior al mayor volumen de sedimentación.

- Existen intercalaciones de depósitos de origen hidromagmático en varios niveles de las series pliocenas.

- Las «discordancias» sólo son observables entre depósitos hidromagmáticos (no «vulcanosedimentarios») y depósitos pliocenos.

- Cuando en la sucesión pliocena no existen depósitos hidromagmáticos, la concordancia es total.

- Los materiales pliocenos se encuentran irregularmente deformados según zonas.

- En las áreas donde no hay intercalaciones hidromagmáticas ni centros volcánicos no hay deformación.

- Las deformaciones de los sedimentos son a base de domos y cubetas, sin que se observen direcciones preferentes.

En nuestra opinión, dichas deformaciones y discordancias están relacionadas con la actividad volcánica: abombamientos y colapso de calderas, correlativos y subsiguientes a las erupciones. Resulta evidente que estos procesos han afectado también a sedimentos recientes, deformando las costas calcáreas plio-pleistocenas (zona E de Pozueio de Calatrava, hoja de Almagro), y algunas terrazas (Valverde de Calatrava, hoja de Ciudad Real).

Poco se puede indicar acerca de las etapas tectónicas recientes, prerrafía y presuperficies de La Mancha. Probablemente se trate de etapas distensivas con pequeñas desnivelaciones entre la Cuenca Manchega y los marcos mantuosos que la circundan.

3. GEOMORFOLOGIA

Siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto, se ha elaborado un mapa geomorfológico de características generales a escala 1:50.000, del que se adjunta en la presente memoria una reducción a escala aproximada 1:100.000.

La hoja de Manzanares se sitúa, desde el punto de vista geomorfológico, a caballo de dos unidades morfoestructurales diferentes: La *llanura manchega* y los *Campos de Montiel*.

La *llanura manchega* se extiende, según PEREZ GONZALEZ (1981) de este a oeste desde el valle del río Júcar hasta Ciudad Real (límite con los *Campos de Calatrava*), teniendo como bordes norte y sur relieves más o menos accidentados como los *Montes de Toledo*, *Sierra de Altomira*, *Campos de Montiel* y *Sierra Morena*.

Según el mismo autor, el *Campo de Montiel* corresponde al extenso territorio calizo encerrado entre la *llanura manchega*, los *llanos de Albacete* y los relieves dominantes, al SE y al oeste, de la *Sierra de Alcaraz* y la *Sierra de Alhambra*.

En nuestra hoja el límite entre ambas unidades quedaría claramente definido por el valle fluvial del río Azuer.

En la *llanura manchega* dominan las extensas planicies relacionadas con superficies de erosión situadas a diferentes alturas, pero próximas entre sí. La red hidrográfica está poco encajada, presenta cauces poco definidos con amplias zonas de encharcamiento y escaso o nulo desarrollo de terrazas y régimen semipermanente o estacional (PEREZ GONZALEZ, 1981).

El *Campo de Montiel* es una extensa plataforma morfoestructural tallada sobre materiales Jurásicos y Cretácicos. En ella alcanzan gran desarrollo una serie de superficies de erosión (de más antigua a más moderna, la superficie superior del Campo de Montiel, la superficie de El Bonillo y la superficie de Ossa de Montiel), sobre las que se instalan otras formas, de momento no muy bien comprendidas, como la Plataforma del Pantano de Peñarroya (PEREZ GONZALEZ, 1981).

La red hidrográfica está relativamente encajada, aunque en la actualidad es escasamente funcional.

En la hoja de Manzanares el relieve del sector de la *llanura manchega* es prácticamente llano, salvo por los escarpes de la sierras paleozoicas que eventualmente rompen la monotonía de la llanura (Sierra de Moral-Sierra Pelada, al suroeste, Sierras de los Bailones y del Cristo al sureste de la hoja). Las máximas cotas se sitúan, pues, en dichas sierras (vértice Cuerda del Gato, en la Sierra de Moral, 916 m.; Vértice Cristo, 1.012 m.). La altitud media es de 750-900 m. Los mínimos hipsométricos se alcanzan en el valle del río Azuer, el cual discurre en esta hoja entre las cotas de 725 y 655 m., con una pendiente media del $2,5 \times 1000$.

En las sierras paleozoicas, lo relativamente escarpado del relieve se debe a los *resaltes estructurales en cuarcitas*, debidos a la erosión diferencial. Las vertientes suelen estar muy regularizadas, existiendo algunos *barrancos* o *arroyos*, con escasa incisión lineal, en los que en algún caso ha podido cartografiarse la zona plana correspondiente a los depósitos de *fondo de valle* o *vaguada*. En la salida de estos barrancos, y en los bordes de las sierras que dan a la llanura aparecen *conos aluviales* o de deyección, de dimensiones que van desde hectométricas hasta los 2,5 km. del cono de San Carlos del Valle. Estos conos son muy antiguos (Pleistoceno), y se han podido reconocer al menos dos fases genéticas distintas, al estar encajados unos sobre otros (Borde N de la Sierra del Cristo). Lateralmente y en su zona de raíz, estos conos se relacionan con importantes masas de derrubios de ladera o *coluviones* de morfologías longitudinales marcadamente cóncavas.

Las vertientes de los cerros cuarcíticos, conos y coluviones se encuentran muy estabilizadas, como se deduce de la antigüedad de los suelos rojos que soportan.

Es imposible destacar la presencia en la Sierra del Moral de dos *conos volcánicos*, los cuales constituyen las manifestaciones más orientales de la región volcánica de los *Campos de Calatrava*. Están formados por productos lávicos, y su forma se aproxima a un casquete esférico. La intensa erosión a la que se han visto sometidos dichos edificios no permite mayores precisiones que la indicación de la *dirección de flujo de colada* sobre el mapa.

En el borde este de Sierra Pelada existen unos pequeños afloramientos de depósitos constituidos fundamentalmente por gravas y cantos de cuarzo que hemos atribuido a la *Raña*.

La *Raña* constituye una unidad estratigráfico-morfológica ampliamente representada en la submeseta meridional, la cual se define como un piedemonte con cobertera. En este sector de la submeseta la *Raña* se encaja en una superficie de erosión-acumulación más antigua (superficie S_1 de MOLI-NA) y fosiliza a su vez otra superficie de erosión sobre la que se desarrolla una intensa alteración química heredada en parte de alteraciones anteriores,

como se ha podido observar en la parte O de la Sierra Pelada, en la vecina hoja de Almagro.

Aquí, en la hoja de Manzanares, sólo se conservan, a manera de *relieves residuales*, tres pequeños retazos muy degradados por la erosión, cuyas cotas máximas alcanzan los 700 m.

El elemento morfológico que mayor carácter imprime a esta zona de la *llanura manchega occidental* es la superficie de erosión, fosilizada por costras calizas, o *superficie inferior de la llanura manchega* (S_2 de MOLINA, 1974), la cual se desarrolla en cotas comprendidas entre los 700 y los 650 m., al estar levemente basculada hacia el SE. En ella se conservan algunos *relieves residuales* de materiales cuarcíticos.

Esta superficie se encaja ligeramente en la *Raña*, y se presenta irregularmente carstificada, con *dolinas* y *uvalas* de bordes indefinidos, diámetros entre 100 y 750 m., contornos generalmente elípticos o subcirculares y profundidades menores a los 5 m. Algunas presentan depósitos de arcillas de descalcificación, correspondientes a los *fondos de dolina*.

Sobre la *superficie inferior de la llanura manchega*, se han instalado algunos *arroyos* de cauces poco definidos y funcionamiento esporádico. Unos 2 km. al este de Villanueva del Caudillo, existe un bello ejemplo de modificaciones sucesivas del cauce meandriforme de uno de estos *arroyos*, dejando diversos *canales abandonados*.

En la zona norte de la hoja, sobre esta superficie se deposita un amplio *abanico aluvial* de varias fases genéticas, correspondientes al sistema de abanicos del *Campo de Montiel*. Estos abanicos son las formas erosivo-deposicionales más conspicuas del borde meridional de la *llanura manchega* (PEREZ GONZALEZ, 1981), ocupando grandes extensiones superficiales. En nuestra hoja, la característica morfológica más resaltante es su mínima pendiente.

La red fluvial principal está constituida por el río Azuer, el cual construye un valle de erosión normal sobre los materiales pliocenos. Su *llanura de inundación* es amplia, y está bordeada por un nivel de *terrazas* que se sitúa a una cota de + 3 — 4 m. sobre la llanura aluvial, lo cual habla del escaso encajamiento del río. Su régimen de flujo es permanente o semipermanente.

Al este del Azuer se instalan, como formas de enlace de la *llanura manchega* con la *plataforma morfoestructural de los Campos de Montiel*, dos sistemas de glaciés distintos. El más antiguo, o *glaciés con costra laminar bandeada*, corresponde a un glaciés de acumulación, y es equivalente a la superficie superior de la llanura manchega o S_1 de MOLINA (1974) anteriormente citada. Al situarse justamente en el entronque entre estas dos unidades morfoestructurales, presenta una pendiente elevada, del orden de un 5×1000 .

El otro sistema de glaciares, o *glaciares con costra caliza* se encaja unos 6 u 8 m. respecto al anterior, y enlaza perfectamente con la *superficie inferior de la llanura manchega* o S₂ de MOLINA. La pendiente de este sistema es sensiblemente menor que las del *glaciares con costra laminar bandeada*.

Otros rasgos morfológicos destacables de este borde del *Campo de Montiel* lo constituyen los *resaltes en las dolomías* de la facies Muschelkalk y algunas *fallas con expresión morfológica* que han sido señaladas en la cartografía.

Por último, sobre los materiales liásicos de la esquina nororiental de la hoja se aprecian los restos, bastante disectados por *arroyos*, de una superficie de erosión denominada en sectores más orientales del *Campo de Montiel* como *Superficie de Ossa de Montiel* (PEREZ GONZALEZ, 1981). En la hoja se sitúa en cotas que van de los 800 a los 740 m. al encontrarse ligeramente basculadas hacia el N. Asociados a esta superficie existen unos niveles de *glaciares* con escaso desarrollo que actúan de enlace de la misma con los fondos fluviales.

La evolución geomorfológica de la hoja en tiempos recientes, puede resumirse como sigue: Tras el relleno de las cuencas pliocenas se producen desequilibrios tectónicos entre el macizo paleozoico y las cuencas, tendiendo el clima a ser más húmedo y estacional, desarrollándose las diversas superficies de erosión previas y correlativas con el depósito de la Raña. Nuevas actividades tectónicas más débiles que las anteriores preceden a la génesis de la *superficie fundamental de la llanura manchega*, quedando la zona configurada como una gran llanura en la que asomaban los relieves paleozoicos.

Posteriormente se produce el encajamiento de la red fluvial con desarrollo de terrazas durante el Pleistoceno.

La actividad volcánica de la región abarca desde el Mioceno superior al Pleistoceno inferior, aunque las formas volcánicas de esta hoja probablemente correspondan a momentos tardíos del vulcanismo.

Una visión más extensa de la evolución geomorfológica del sector ocupado por la hoja de Manzanares y zonas adyacentes se dará en el capítulo de Historia Geológica.

4. PETROLOGÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS

De todos los tipos petrográficos existentes en Campos de Calatrava; basaltos, limburgitas, nefelinitas olivínicas, leucititas olivínicas y melilititas olivínicas, solamente estas últimas están representadas en la hoja.

Los dos afloramientos, Viznera y Peralosa, son composicionalmente melilititas olivínico-nefelínicas; ambas con fenocristales de olivino y de augita idiomórficos o subidiomórficos, los primeros con golfos de corrosión e inclusiones de opacos y los segundos zonados, con borde siempre más rico en titanio y núcleo a veces rico en sodio (egirínico) y otras en titanio. La melilitita es idiomórfica, prismática, a veces de tamaño microfenocristal y más abundante en las muestras de Viznera. En la matriz, además de esos tres minerales: augita, melilita y olivino, aparecen frecuentes minerales opacos, en ocasiones de notable tamaño, perouskita y nefelina intersticial y con tendencia a presentar hábito cuadrangular. El apatito y la biotita son fases accesorias, la última asociada a pequeñas cavidades y de tamaño superior al medio de la matriz.

Una mayor información sobre la composición mineralógica y geoquímica de la región volcánica y su relación con las rocas volcánicas de esta hoja, puede encontrarse en ANCOCHEA (1983) o en las hojas próximas de Almagro (785) o Ciudad Real (784).

4.1. PETROGENESIS

Las melilititas olivínicas son, dentro de esta región volcánica, las que se han formado por un menor grado de fusión parcial a partir de un manto peridotítico, y posiblemente también las generadas a mayor profundidad. Para un modelo de manto pirolítico el grado de fusión parcial, calculado a partir del fósforo suponiendo que se comporta como elemento totalmente incompatible, podría estimarse entre un 4,5 % y un 6,5 % (ANCOCHEA, 1983). Por otra parte, los contenidos en elementos menores de estas rocas indican que la fuente mantélica de estos magmas estaba fuertemente enriquecida en elementos incompatibles con respecto a la composición condritica teórica, y posiblemente con flogopita en el residuo de la fusión.

La composición química de las melilititas olivínicas de Campos de Calatrava es muy similar a la de otras regiones para las que se han calculado experimentalmente unas condiciones de formación de 1.150-1.200° y unos 27 kb de presión, con contenidos en H₂O del 7-8 % y de CO₂ del 6-7 % (FREY *et al.*, 1978).

La existencia en esta hoja de melilititas olivínicas exclusivamente, encajaría plenamente en el modelo propuesto por ANCOCHEA (1983) en el que, en las zonas periféricas de la región volcánica, como es ésta, aparecerían las rocas formadas por un menor grado de fusión parcial y/o a mayor profundidad, al atenuarse y profundizar hacia los bordes las posibles anomalías mantélicas causantes del vulcanismo.

5. HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se dará una visión generalizada de la evolución geológica del sector abarcado por la hoja y zonas circundantes de los Campos de Calatrava y llanura manchega.

En esta zona los movimientos sárdicos dan lugar a la discordancia existente entre el Ordovícico y Precámbrico. El Cámbrico bien desarrollado aparece más al norte, en los Montes de Toledo (zona de Urda).

Durante el Tremadociense y Arenigiense se produce la sedimentación de un ciclo de tendencia «transgresiva» a grandes rasgos. Las facies más próximas corresponden a las series heterolíticas con conglomerados de la parte inferior del Tremadoc (materiales deltaicos redistribuidos por las corrientes litorales y las mareas?). La sedimentación continúa en una plataforma somera y subsidente con depósitos de llanura de mareas y barras litorales (s.a.) (submareales?-litorales?). La cuarcita Armoricana, en el techo de esta secuencia, podría representar un complejo de barras submareales progradantes.

A partir del Arenigiense y durante el resto del Ordovícico pueden reconocerse una serie de ciclos o megasecuencias de carácter «regresivo». Comienzan con depósitos de plataforma externa y evolucionan hacia depósitos de tempestitas que reelaboran los materiales de las barras (litorales s.a.) que coronan los ciclos. El primer ciclo se desarrolla durante el Llanvirniense y Llandeilo inferior (Pizarras con *Neseuretus* y Alternancias de El Caño). El segundo tiene una edad Llandeilo superior o Caradociense inferior (Pizarras Botella y Cuarcita Botella). El tercero va desde el Caradociense inferior (nivel con oolitos fosfatados) al Ashgillense (Pizarras de Cantera, Bancos mixtos y Caliza Urbana). El límite entre los ciclos es neto y la evolución o somerización dentro de cada uno de ellos paulatina. Esto implica hundimientos rápidos de la cuenca (o elevaciones del nivel del mar) y desarrollo de megasecuencias del tipo *shoaling up*. Durante el Ordovícico medio y superior, existe una actividad volcánica moderada con emisión de productos básicos de composición basáltica, que se relacionan normalmente con las facies más profundas o con la base de las secuencias (diques, sills, etc.). Resulta sugestivo relacionar los «hundimientos de la cuenca» con etapas de estiramiento cortical y emisión de basaltos fisurales.

El techo del ciclo caradociense-ashgillense presenta ciertas peculiaridades al producirse un cambio importante debido a la ralentización de los aportes terrígenos y desarrollo de una comunidad biológica capaz de fijar los carbonatos. En su techo se sitúa una importante disconformidad, detectable en numerosos puntos de la zona Centro-Ibérica y Sistema Ibérico, muy próxima al límite Ordovícico-Silúrico.

La sedimentación del Ordovícico más superior y Silúrico (Pizarras de Chavera, Cuarcitas de criadero, pizarras ampelíticas), se realiza en un ambiente de plataforma abierta o externa, que evoluciona temporalmente hacia ambientes más someros. Los escasos afloramientos no permiten reconstruir la evolución geológica durante estos tiempos, pero se puede indicar que es durante el Silúrico (y Devónico) cuando se produce la mayor actividad volcánica prehercínica en la región. Se trata de un vulcanismo de carácter explosivo que da lugar a cráteres de explosión de dimensiones hectométricas y a frecuentes manifestaciones subvolcánicas. Es de composición basáltica y alcanza su máxima intensidad en el Silúrico y Devónico inferior. En el Devónico medio y superior continúa la actividad de este vulcanismo sinsedentario evolucionando hacia términos más alcalinos y ácidos (hoja 16-32: Almadén).

Regionalmente se conoce la existencia de Carbonífero antehercínico (Dinantense-Namuriense en el Sinclinorio de Guadalmez) y posthercínico (Estefaniense). La fase principal de la orogenia hercínica debe pues situarse entre ambos y es la que origina las grandes estructuras regionales que se ven localmente tocadas por una fase posterior.

La intrusión de rocas plutónicas de composición granítica y/o granodiorítica y la fracturación tardihercínica cierran el ciclo orogénico hercínico.

Desconocemos si la sedimentación durante el Mesozoico sobrepasó el meridiano de Daimiel (hoja 19-30). Los afloramientos permotriásicos y Jurásicos más occidentales se sitúan en la zona de Manzanares-Alcázar de San Juan. Por geofísica y sondeos se sabe que las areniscas triásicas llegan hasta las proximidades de Daimiel y que hay carbonatos jurásicos en el zócalo del depocentro neógeno de Villarta de San Juan. Algunos retazos de Cretácico superior (Albiense a Senoniense) aparecen en el borde occidental de la hoja de Llanos del Caudillo.

La evolución geológica al este de Ciudad Real, Daimiel y Almagro, en la llanura manchega, durante los tiempos mesozoicos, resulta difícil de establecer por los escasos datos disponibles pero puede resumirse como sigue. Las fracturas tardihercínicas se reactivan en régimen distensivo dando lugar a fosas que comienzan a rellenarse por sedimentos continentales a base de abanicos aluviales y depósitos fluviales durante el Permotriásico (Facies Bunt) que evolucionan rápidamente a facies transicionales y de llanura de mareas (depósitos inter a supramareales de la Facies Muschelkalk) y de *sebkhas* litorales (Facies Keuper). Esta invasión marina relacionada probablemente con procesos de estiramiento cortical, continúa durante el Triásico más superior y Jurásico inferior instalándose una plataforma somera carbonatada en la que se depositan materiales en las zonas inter a supramareal que evo-

lucionan a depósitos de *lagoon*. No se dispone de datos acerca de la evolución y característica de la sedimentación durante el Lías superior, Dogger y Malm. Como consecuencia de los movimientos neokimméricos y aústricos se produce el desmantelamiento parcial del Jurásico en los bloques elevados, yaciendo los depósitos continentales y/o transicionales de la Formación Utrillas sobre los carbonatos del Lías inferior. Durante el Cretácico superior se instala en la región una plataforma somera carbonatada con esporádico desarrollo de *patches* arrecifales con Rudistas.

La zona carece de registro sedimentario finicretácico, paleógeno y mioceno inferior-medio. No podemos establecer de forma precisa la repercusión de las fases alpinas principales. En la submeseta meridional, sistema ibérico y prebético dichas fases se sitúan en el Oligoceno superior, límite Mioceno inferior-medio y base del Mioceno superior. Las dos primeras (Castellana y Neocastellana) deben ser las causantes de las principales estructuras de plegamiento y fracturas reconocibles en el Triásico y Jurásico de la zona de Manzanares-Llanos del Caudillo en las que se juega un importante papel la reactivación de antiguas fracturas del zócalo.

Durante el Paleógeno y Mioceno inferior? la región se vio sometida a intensos procesos de alteración química de origen tropical visible sobre los materiales paleozoicos. Al pie de los relieves residuales o «inselbergs» existentes se acumularon potentes corazas ferralíticas. La alteración de los materiales pizarrosos paleozoicos alcanzó varias decenas de metros de profundidad, observándose la existencia de contenidos relativamente altos en caolinita aún en los niveles más inferiores.

Los ciclos sedimentarios observables en los rellenos continentales de las cuencas existentes en la Submeseta meridional, son correlativos con la génesis de extensas superficies de erosión en la llanura manchega. Así el ciclo Eoceno-Oligoceno superior (unidad detrítica inferior) podría ser correlativo de las altas superficies sobre cuarcitas de la zona de Villarta de San Juan-Puerto Lápice. Durante la sedimentación de la unidad detrítica superior (Oligoceno superior-Mioceno inferior) se generaría la superficie superior del Campo de Montiel. La superficie de El Bonillo podría relacionarse con la sedimentación durante el Mioceno medio y la de Ossa de Montiel con el ciclo Mioceno superior-Plioceno inferior (ver PEREZ GONZALEZ, 1981).

Estas superficies de erosión y materiales correlativos se deforman como consecuencia de los procesos distensivos subsiguientes a la fase de compresión bética Serravaliense-Tortonense durante el Mioceno superior. Durante estos tiempos se generan cuencas continentales importantes como la del Júcar y otras menores como los depocentros de Daimiel, Villarta de San Juan y subcuencas de Alcolea y Corral (Ciudad Real) que se rellenan durante el

Mioceno superior y sobre todo durante el Plioceno. La génesis de estas cuencas está en relación con la reactivación de fallas profundas del zócalo, sobre todo las de direcciones E-O a NE-SO (N-90° a N-30°) y las submeridianas (N-160° a 180°).

Es a partir de este momento cuando se desarrolla el vulcanismo de los Campos de Calatrava, que comienza con emisiones de carácter ultrapotásico.

Un ensayo de correlación entre yacimientos, fases tectónicas, depósitos, superficies de erosión y vulcanismo durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno inferior de la Llanura manchega y Campos de Calatrava se da en el Cuadro 1. Está basado en los trabajos de PEREZ GONZALEZ (1981), en donde pueden encontrarse mayores precisiones sobre estos eventos, así como su relación con otras zonas de la Meseta.

En Daimiel y Villarta de San Juan la existencia de pequeñas cuencas o depocentros con espesores de sedimentos de varios centenares de metros, bajo las calizas del Plioceno superior se ha deducido a partir de datos geofísicos y de sondeos. Se sitúan en el borde norte de la Cuenca Manchega que de esta manera comienza a configurarse aunque parcialmente, como una cuenca asimétrica con un borde norte más abrupto, hecho que se conservará durante los tiempos posteriores, dando lugar a un escarpe morfológico acusado. En la zona de Villarta los sondeos revelan la presencia de una importante zona de ápice de banco aluvial con potentes depósitos de conglomerados cuarcíticos que se extiende desde Puerto Lápice algunos kilómetros hacia el sur y sureste, pasando a facies arcillosas y carbonatadas.

Las cuencas de Corral y Alcolea de Calatrava (Ciudad Real) se rellenan durante el Plioceno inferior mediante abanicos aluviales y facies fluviales que evolucionan en el tiempo a facies lagunares y lacustres de carácter expansivo. Durante la sedimentación hay actividad volcánica con emisión de carácter básico-ultrabásico, alcalino y ultrapotásico predominantemente explosivos, con acumulación de potentes depósitos hidromagmáticos intercalados en la serie.

La fase Iberomanchega 1, en el límite Plioceno inferior-Plioceno superior, es la responsable de la apertura del Corredor o Cuenca manchega. Se produce la retracción local de los ambientes lacustres con génesis de un relieve de corrosión, superficies de aplanamiento y depósito de costras bréchicas, precedida por una suave deformación de los materiales del Plioceno inferior, lo que da lugar en las zonas centrales de las cuencas, a una suave disconformidad entre éstos y los depósitos del Plioceno superior (Villafranchense inferior y medio basal). La sedimentación se extiende a toda la Llanura manchega y a las cubetas de los Campos de Calatrava. Se originan abanicos aluviales (¿áridos?) de pequeño tamaño, dominando las facies fluvio-lacustres, lagunares y lacustres que colmatan las depresiones. Se produce una notable reac-

M.A.	EDADES Y BIOZONAS MAMÍFEROS	YACIMIENTOS	FASES TECTÓNICAS PROCESOS	DEPOSITOS CORRELATIVOS	SUPERFIES DE EROSION	VULCANISMO
0,5	PLEIST. PLIOCENO MIOCENO VALLESIENSE	Valverde 1	<p>Apertura de la Cuenca del Júcar-Cabriel y Cuencas de Daimiel, Villarta y C. Real Cierre de Estrecho nordbético Iberomanchega 1 Apertura de la Cuenca Manchega</p>	Terrazas	S ₂ (Molina)	<p>Alcalino y Ultracalino </p>

CUADRO1. CORRELACION ENTRE YACIMIENTOS, FASES TECTONICAS, DEPOSITOS, SUPERFICIES Y VULCANISMO EN LA LLANURA MANCHEGA Y CAMPOS DE CALATRAVA DURANTE EL MIOCENO SUPERIOR-PLEISTOCENO INFERIOR.

tivación del vulcanismo de características semejantes a las del Plioceno inferior, siendo de esta edad (límite Plioceno inferior-superior y Plioceno superior) gran parte de los edificios principales de la región.

Una nueva fase tectónica de carácter débil o Iberomanchega 2, es la responsable de la ondulación regional que presentan los sedimentos. La actividad volcánica continúa en el Campo de Calatrava y localmente se producen deformaciones importantes en relación con abombamientos y colapsos de calderas (Cuencas de Alcolea y Corral en la hoja de Ciudad Real). Con posterioridad a esta fase tectónica se construye una superficie de erosión-acumulación (S_1) con karstificación del sustrato, que bisela las estructuras. El enlace entre ella y otras superficies más antiguas se realiza a base de formas de glacis. Tanto la superficie de erosión-depósito como las formas de enlace quedan posteriormente fosilizadas por costras laminares bandeadas y multicintadas, muy bien desarrolladas al pie de la superficie del Campo de Montiel.

Los impulsos tectónicos de desnivelación macizo/cuenca continúan al mismo tiempo que se produce una cierta alteración química del sustrato hercínico en los marcos montuosos, que precede a la instalación de la Raña en el Plioceno superior (Villafranquiense medio). El clima evoluciona de subárido en el Plioceno inferior a estacional Mediterráneo con formación de suelos rojos en el Plioceno superior Villafranquiense medio basal, pasando a tener una estación cálida relativamente húmeda durante los tiempos próximos al depósito de la Raña (Villafranquiense medio). Durante el Plioceno superior se produce el basculamiento hacia el oeste y el suroeste de la Meseta que precede a la apertura exorreica de las Cuencas.

En el límite plio-pleistoceno y en la relación quizá con el final del basculamiento y la apertura exorreica antes citada, se instala una nueva superficie de erosión o S_2 (superficie inferior a la llanura manchega en nuestra zona) sobre la que se desarrollaron suelos rojos que fueron posteriormente erosionados, lo que favoreció el desarrollo de costras calcáreas en tiempos pleistocenos y aún más recientes.

Durante el Pleistoceno se produce el encajamiento de la red fluvial, con formación de secuencias de terrazas bien desarrolladas en el área del Campo de Calatrava que sin embargo son muy escasas en la llanura manchega.

Se tiene evidencia de que las erupciones volcánicas continuaron en el Campo de Calatrava (Ciudad Real, Almagro, Daimiel), después de la construcción de la superficie S_2 y durante el depósito de las terrazas del Pleistoceno inferior, ya que tanto una como las otras están fosilizadas localmente por materiales volcánicos y deformadas por la actividad magmática.

La historia geológica del vulcanismo de los Campos de Calatrava y zona de transición a la llanura manchega, comienza en el Mioceno superior, con

emisión de un pequeño volumen, a partir de magmas básico-ultrabásicos y ultrapotásicos, al sur de la hoja de Ciudad Real. Son de edad incierta, entre los 8,5 y 6,5 millones de años y posteriores a la fase tectónica intramiocena superior. Estos magmas proceden de la fusión parcial de una peridotita micácea que daría lugar a la formación de leucititas olivínicas ocupando una posición central dentro de la región volcánica. En relación con las fases iberomanchegas, tras una pausa y ya en el Plioceno e incluso en el Pleistoceno inferior, —4,5 a 1,5 millones de años, el proceso de fusión parcial se fué generalizando abarcando una zona más amplia y superficial. En un principio el grado de fusión relativamente bajo, daría lugar esencialmente a melilititas olivínicas y nifelinitas olivínicas. El proceso seguiría con un ascenso de las isothermas (de la astenosfera) y con un aumento del grado de fusión parcial que da lugar en las zonas centrales del Campo de Calatrava a basaltos olivínicos. La atenuación hacia los bordes de la anomalía térmica que al tiempo se hará más profunda, da lugar en las zonas periféricas a menores grados de fusión y por consiguiente a magmas melilitíticos olivínicos y nefeliníticos olivínicos (ANCOCHEA, 1983).

El vulcanismo de los Campos de Calatrava debe ser considerado como debido a la existencia de un punto caliente asociado a procesos de elevación cortical y posiblemente de *rifting* abortado y paralelo a la dirección de colisión del orógeno bético (ANCOCHEA, 1983).

La localización del vulcanismo indica que existe una causa discontinua que lo limita espacialmente. ANCOCHEA (1983), señala tres opciones:

- Existencia de manto anómalo a nivel regional, que sólo da lugar a vulcanismo en las zonas en las que se da una situación particular de esfuerzos, probablemente condicionadas por la existencia de accidentes tectónicos previos.

- Anomalía térmica localizada previamente en la zona. La colisión bética daría lugar al vulcanismo sólo en estas zonas.

- Situación intermedia entre las anteriores. Anomalía térmica en puntos concretos, que desarrollaría vulcanismo en función de la naturaleza local de los accidentes previos.

A modo de hipótesis podemos indicar que el emplazamiento de las unidades subbéticas durante el inicio del Mioceno superior induce a la deformación isostática y flexión de la corteza del límite meridional de la Meseta, que se ve acentuada por la caída en masa del frente de los mantos (olitostromas) a la Cuenca del Guadalquivir, durante el Tortoniense (Vallesiense-Turolense de la escala continental) (PORTERO y ALVARO, 1984). Esta deformación y hundimiento de la corteza en dicho sector se traduce en la aparición de una

protuberancia cortical en el antepaís (Meseta), situada a unos pocos cientos de kilómetros de los depocentros (WALCOTT, 1970, en PORTERO y ALVARO, 1984). Con este mecanismo se justifica el ascenso de la astenosfera a partir del Mioceno superior (Tortonense), localizada en una banda que, pasando por el Campo de Calatrava, sería subparalela al frente de la Cordillera Bética.

Las condiciones locales del manto y la situación también local de los campos de esfuerzos y accidentes preexistentes en relación con las fases tectónicas posteriores (Iberomanchegas), podrían explicar la discontinuidad zonal y temporal del vulcanismo Plioceno y Cuaternario de las regiones Central y Levantina españolas.

El valle del Guadiana en la llanura manchega occidental y central (hojas de Villarta de San Juan y Daimiel), presenta un reducido número de terrazas (4 ó 5) de las que sólo una es Pleistoceno inferior. Su dispositivo morfológico está en relación con regiones subsidentes en las que lo que caracteriza a los cursos fluviales son las pérdidas de caudal. El río Záncara es un curso conservado de las antiguas redes de drenaje que enlazaban el sistema fluvial del Júcar con el del Guadiana y en la actualidad representa el auténtico Guadiana (PEREZ GONZALEZ, 1981). Por otra parte, el Guadiana y Jabalón tienen respectivamente 10 y 7 terrazas en los Campos de Calatrava: los niveles a partir +13 —16 metros pertenecen ya al Pleistoceno inferior (cinco niveles en el Guadiana y tres en el Jabalón).

Estos hechos podrían explicarse por la existencia de una zona con tendencia a la elevación durante el Pleistoceno inferior, en el Campo de Calatrava, relacionada probablemente con los fenómenos volcánicos, lo que implicaría mayor número de terrazas. Al cesar la actividad volcánica se produce la subsidencia generalizada de los Campos de Calatrava y llanura manchega occidental. La génesis de las terrazas está controlada pues por la tectónica y también por el clima. A grandes rasgos las etapas de agradación de las mismas corresponden a un ambiente más cálido y húmedo que el actual (PEREZ GONZALEZ, 1981).

Los abanicos aluviales con cantos cuarcíticos y arenas (hojas de Daimiel, Villarta de San Juan y Manzanares), son pleistocenos y posteriores a la fase de agradación de las terrazas. También existen al pie de la plataforma de Montiel, abanicos limo arcillosos generados en clima semejante al actual e incluso más seco que son subactuales (PEREZ GONZALEZ, 1981).

Dicho autor atribuye las causas del endorreísmo de la llanura manchega central y occidental, a factores múltiples interrelacionados (clima, litología y evolución tectónica). La expansión del endorreísmo coincide con la transformación del sistema fluvial del Guadiana en una red residual durante el Pleis-

toceno superior. El desarrollo subactual del endorreísmo tuvo su iniciación en el Holoceno por la extensión de los complejos dunares eólicos.

La dolinización está condicionada estructuralmente por fracturas y diaclasas. Se trata de un karst de llanura en estructuras subhorizontales y de relieves policíclicos, con varias fases de karstificación durante el Cuaternario (PEREZ GONZALEZ, 1981).

La etapa más reciente de la morfogénesis de la llanura manchega está definida por acción eólica (hojas de Daimiel y Villarta). Los vientos dominantes que generaron la acumulación de arenas eólicas provienen del oeste aunque también hay componente del noroeste y suroeste, semejantes a los actuales. Las formas eólicas tienen un origen policíclico que se inicia en el Pleistoceno superior (PEREZ GONZALEZ, 1981).

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

Son muy escasas las explotaciones mineras en la hoja de Manzanares. Las únicas en actividad son las situadas unos 4 km. al sur de La Solana, por la carretera de San Carlos del Valle, donde se extraen los materiales arcillosos de la facies Buntsandstein, que luego son aprovechados en una industria tejera sita en Membrilla. Las reservas son cuantiosas.

Los yesos del Keuper han sido utilizados como aglomerante en el pasado, como confirma la existencia de una pequeña cantera a unos 4 km. al ONO de La Solana.

Por último, también existen unas pequeñas explotaciones al este de la Sierra del Moral, en las que se beneficiaban de las arenas aluviales de un fondo de valle. El escaso interés de las mismas ha propiciado asimismo su abandono actual.

6.2. HIDROGEOLOGIA

Los materiales paleozoicos de la hoja presentan un interés mínimo desde el punto de vista hidrogeológico. Dada su escasa permeabilidad, sólo de forma muy puntual, podrían aportar pequeños caudales en áreas de fracturación intensa.

Tampoco el Triásico presenta características favorables dada la alta proporción de materiales arcillosos que contiene. Sólo los términos más inferiores de la facies Buntsandstein, de naturaleza más areniscosa, pueden ser objeto de aprovechamiento, aunque posiblemente con rendimientos escasos.

El Jurásico de la esquina nororiental constituye un acuífero por carstificación y fracturación, teniendo como base un nivel impermeable como es el Keuper. Sin embargo, el pequeño espesor de la serie liásica, y el encontrarse en una zona de descarga del sistema, sólo permiten la obtención de pequeños caudales.

Sin duda es la cuenca Pliocena la que presenta un mayor interés desde el punto de vista hidrogeológico. La unidad cartográfica 11, compuesta por fangos y arenas, constituye un acuífero anisótropo y complejo, cuyo rendimiento es función de la relación entre niveles detríticos gruesos/fangos en cada punto a considerar. También las calizas pliocenas (unidad 12), constituyen un buen nivel acuífero, aunque en menor cuantía que en otras áreas de la llanura manchega occidental, dado el menor espesor que presentan en este sector.

7. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y ZAZO, C. (1972): «The Pliocene-Pleistocene boundary in Spain». *Int. coll on the problem. The Pliocene-Pleistocene boundary in Spain. Coll. of papers*, 1, pp. 1-14.
- AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M., y PEREZ GONZALEZ, A. (1976): «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Española». *Trab. Neógeno-Cuaternario*. 5 Miscelánea Neógena, pp. 7-29.
- ALIA, M. (1972): «Evolution post-hercynienne dans les régions centrales de la Meseta espagnole». *24th IGC. Secc. 3*, pp. 265-272.
- ALIA MEDINA, M.; CAPOTE, R., y HERNANDEZ ENRILE, J. (1971): «Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén)». *I. Cong. Hisp. Luso-Americano de Geol. Econom.*, Secc. I. Tomo I, pp. 3-17.
- ALMELA, A.; ALVARADO, E.; COMA, C.; FELGUEROSO, C., y QUINTERO, I. (1961): «Manchas carboníferas en la provincia de Ciudad Real». *Not. y Com. IGME*, n.º 64, pp. 197-212.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, C. FELGUEROSO, C., y QUINTERO, I. (1962): «Estudio geológico de la región de Almadén». *Bol. Geol. min.* 73, pp. 193-327.
- ALVARADO, A., y H. PACHECO, F. (1931): «Memoria explicativa de la hoja geológica n.º 784 (Ciudad Real). 1.ª Serie». *IGME*.
- ALVARADO, A., y H. PACHECO, F. (1932): «Memoria explicativa de la hoja geológica n.º 759 (Piedrabuena). 1.ª Serie». *IGME*.
- ALVARADO, A., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1934): «Memoria explicativa de la hoja geológica n.º 760 (Daimiel). 1.ª Serie». *IGME*.
- ALVARO M., y GARCIA ARGUESO, J. M. (1977): «Mapa geológico de España a E. 1:50.000. MAGNA. Memoria de la hoja n.º 814, Villanueva de la Fuente». *IGME*.
- ANCOCHEA, E. (1983): «Evolución espacial y temporal del vulcanismos reciente de España Central». Tesis doctoral, Univ. Compl. Madrid, pp. 1-675.

- ANCOCHEA, E. (1984): «Magmas primarios y diferenciados en la Región Volcánica Central española». *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 11, pp. 115-133.
- ANCOCHEA, E.; GIULIANI, A., y VILLA, I. (1979): «Edades radiométricas K-Ar del vulcanismo de la región central española». *Est. Geol.* V. 35, pp. 131-135.
- ANCOCHEA, E., y DEL MORO, A. (1981): «87 Sr/86 ratios of basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain)». *Est. Geol.* V. 37, pp. 27-33.
- ANCOCHEA, E., y BRANDLE, J. L. (1982): «Mapas de las características geoquímicas del vulcanismo de los Campos de Calatrava». *Publ. IV Asamblea Nac. Geodesia y Geofísica*.
- ANCOCHEA, E., e IBARROLA (1982): «Caracterización geoquímica del vulcanismo de la Región Volcánica Central Española». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*. T. 80, pp. 57-88.
- ANTON, J. A. (1975): «Investigación geoelectrica de la Llanura Manchega. Sistema 23. Inédito». *Compañía General de Sondeos, S.A.*, 25 pp., 16 planos.
- APALATEGUI, O. (1980): «Consideraciones estratigráficas y tectónicas en Sierra Morena occidental». *Temas Geol. Min. IGME*, n.º 3, pp. 23-41.
- BALMASEDA, J.; MEDINA, E.; TELL, J. M., y LARA, V. (1976): «Mapa geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA). Memoria de la hoja n.º 761 (Llanos del Caudillo)». *IGME*.
- BERGAMIN, J. F.; CARBO, A.; CAPOTE, R., y SANTA TERESA, I. (1984): «Avance de interpretación de una transversal gravimétrica entre los Montes de Toledo y Sierra Morena». *I Cong. Esp. Geol. Segovia*. T. 3, pp. 303-309.
- BOUYX, E. (1963): «Extension des terrains ante-ordoviciens au Sud de Ciudad Real (Espagne meridionale)». *C.R. somm. Soc. Géol. France*, pp. 339-341.
- BOUYX, E. (1970): «Contribution a l'étude des formations anteordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real-Badajoz)». *Mem. Inst. Geol. y Min. España*. T. 73, pp. 1-263.
- BURRI, C., y PARGA PONDAL, I. (1933): «Zur petrographie der Basischen Eruptivgesteine del Campos de Calatrava». *Schweiz. Min. Ptr. Mitt.*, 13, pp. 40-73.
- CALDERON, S. (1883): «Catálogo razonado de las rocas eruptivas de la provincia de Ciudad Real». *Bol. Com. Mapa Geol.*, n.º 10, pp. 1-165.
- CALDERON, S. (1905): «Los volcanes de España. Ensayo de bosquejo sintético». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 5, pp. 335-342.
- CASIANO PRADO, M. (1885): «La Géologie d'Almadén d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo». *Bull. Soc. Géol. France*. T. 212, pp. 3-24.

- CIRY, G. (1936): «Contribution a l'étude géologique de la région d'Almadén». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.* V, 36, n.º 6 pp. 293-300.
- CGSSA-INTECSA. (1975): «Proyecto de investigación hidrogeológica de la Cuenca alta y media del Guadiana». *IGME* (inédito).
- CGSSA. (1984): «Estudio hidrogeológico para el suministro de agua a la Azucarera de Ciudad Real, S. A.» Inédito, pp. 1-34.
- CORTAZAR, D. (1878): «Expedición geológica por la Provincia de Toledo». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 5.
- CORTAZAR, D. (1880): «Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real». *Bol. Com. Mapa Geol. Nac.* T. VII, pp. 1-289.
- CRESPO, V. (1971): «Contribución al estudio del Valle de Alcudia». *Bol. Geol. Min.* T. 82, pp. 512-515.
- COULLAUT, J. L.; BABIANO, F.; VILLOTA, J., y AGUILAR, M.J. (1978): «Mapa geológico de España 1:50.000 (MAGNA). Memoria de la hoja 16-32 (Almadén)». *IGME*.
- CHAMON, C.; HERNANDEZ ENRILE, J. L.; OLMO, P.; PARDO TIRAPU, G., y ALIA, M. (1970): «Estudio Geológico de la región del Viso del Marqués-Moral de Calatrava (Provincia de Ciudad Real)». Inédito. Dep. Geodinámica Interna. Univ. Compl. Madrid.
- DANTIN CERECEDA, J. (1935): «Geomorfología de La Mancha». *Bol. R. Soc. Geográfica. Madrid.* T. 76, pp. 129-140.
- DEFALQUE, G. (1976): «Mapa geológico de España E. 1:50.000. MAGNA. Memoria de la Hoja n.º 788, El Bonillo». *IGME*.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844): «Basaltos». *Seminario pintoresco.* Madrid.
- FERNANDEZ, A., y ALVARADO, A. (1935): «Memoria explicativa de la hoja geológica 1:50.000 n.º 785. Almagro. 1ª, Serie. *IGME*.
- FREY, F. A.; GREEN, D. H., y ROY, S. D. (1978): «Integrated models of basalts petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data». *J. Petrology*, 19, pp. 463-513.
- GAIBAR PUERTAS, C.; GEYER, D. F. (1969): «Estratigrafía edad y espesor atribuibles al Liásico manchego y sus relaciones con algunos sectores de la Cordillera Bética». *Bol. Geol. Min.* T. 80, pp. 1-44.
- GARCIA VELEZ, A., y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1982): «Mapa geológico de España a E. 1:50.000. MAGNA. Memoria de la hoja n.º 841. Alcaraz». *IGME*.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1916): «Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo». *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat. (Geol.)*, n.º 15, pp. 1-74.
- GONZALEZ REGUERAR. (1920): «Estudio microscópico de algunas rocas basálticas de Ciudad Real». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 20, pp. 184.

- GUTIERREZ MARCO, J. L.; CHAUVEL, J.; MELENDEZ, B., y SMITH, A.B. (1984): «Los equinodermos (Cystoidea, Homoclozoa, Stellerioidea, Crinostoea) del Paleozoico inferior de Montes de Toledo y Sierra Morena (España). Partes I-III». *Est. Geol.* V, 40, pp. 421-453.
- GUTIERREZ MARCO, J. C.; RABANO, I.; PRIETO, M., y MARTIN, J. (1984): «Estudio bioestratigráfico de Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense), en la parte meridional de la Zona Centroibérica (España)». *Cuad. Geol. Ibérica*, 9.
- HAFENRICHTER, M. (1979): «Palaontologisch-okologische und lithofazielle untersuchungen des Ashgill-kalkes (Jungordovizium) in Spanien». *Arb. Paläont. Inst. Würzburg*, 3, pp. 1-139.
- HAFENRICHTER, M. (1980): «The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Ossa-Morena), in Spain. Part. II: The Ordovician-Silurian boundary in Spain». *N. Jb. Geol. Paläont. Abb.* 160, (1) pp. 138-148.
- HAMMANN, W. (1974): «Phacopina und cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium Spaniens». *Senckenb. l. et h.*, 55, 1-5, pp. 1-151.
- HAMMANN, W. (1976): «Trilobiten aus dem oberen Caradoc der Ostlichen Sierra Morena (Spanien)». *Senckenbergiana lethaea*. V. 57, n.º 1, pp. 35-85.
- HAMMANN, W. (1983): «Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien, ihre biostratigraphie, ökologie und systematik». *Abh. Senckenb. natur. Ges.* 542, pp. 1-177.
- HAMMAN, W.; ROBARDET, M., y ROMANO, M. (1982): «The Ordovician System in South western Europe (France, Spain and Portugal)». *Publ. Internat. Un. Geol. Sci.*, 11, pp. 1-47.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1921): «El yacimiento de mamíferos de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de la provincia de Ciudad Real». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. bicentenario, pp. 98-114.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1927): «Les volcans de la région centrale de l'Espagne». *Bull. Volcanologique*, 4, pp. 267.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1932): «Estudio de la región volcánica central de España». *Mem. Acad. Ciencias Ex. Fis. Nat.*, 3, pp. 1-235.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1932): «La región volcánica de Ciudad Real». *Publ. Soc. Geogr. Nac. Serie B* n.º 3, pp. 154-213.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1935): «Memoria explicativa de la hoja geológica n.º 786 (Manzanares). 1.ª Serie». *IGME*.
- IBARROLA, E., y BRANDLE, J. L. (1974): «Estudio comparativo de melilititas en rocas ultramáficas de dos diferentes "provincias volcánicas" españolas». *Publ. I Congr. Nac. Geofísica y Geodesia*, pp. 1.291-1.318.

- IGME (1971): «Mapa geológico de España E. 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja n.º 61. (Ciudad Real)». *IGME*.
- JESSEN, O. (1930): «La Mancha: Ein Beitrag zur Landeskunde Neucastiliens». *Mitt. der Gressel*. V. 41, pp. 132-227. Traducido al español por J. GOMEZ DE LLANERA: «La Mancha. Contribución al estudio geográfico de Castilla la Nueva». *Est. Geograf.* Año 7, n.º 23, pp. 269-321, y n.º 24, pp. 479-524.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1983): «El Ordovícico en el Macizo Ibérico». *Libro Jubilar, J. M. Ríos*. V 1, pp. 192-246.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1983): «El Silúrico en el Macizo Ibérico». *Libro Jubilar, J. M. Ríos*. V 1, pp. 246-265.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J.M., Y MARTINEZ RIUS, A. (1983): «La estructura a la extensión SE de la zona centroibérica con metamorfismo de bajo grado». *Libro Jubilar J. M. Ríos*. T. 1, pp. 477-490.
- LOTZE, F. (1956): «El Cámbrico en España. Traducción de Joaquín Gómez de Llaren) (1970)». En *Publ. Extr. Geol. España. Mem. IGME*. T. 75, pp. 1-256.
- MALLADA, L.(1896): «Explicación del mapa geológico de España. Tomo II: Sistemas Cámbrico y Siluriano». *Mem. Com. Map. Geol. Esp.* 20, pp. 1-515.
- MACHENS, E. (1954): «Stratigraphie und tektonik der sudostliche Iberischen Meseta im Bereich des Oberen Guadiana». *Diss. Univ. Munster.*, pp. 173.
- MAESTRE, A. (1836): «Nota sobre las formaciones basálticas de La Mancha». *Neues Jahebuch*.
- MAESTRE, A. (1844): «Observaciones acerca de los terrenos volcánicos de la Península». *Bol. of. Minas*, 103, pp. 117-119.
- MARTIN ESCORZA, C. (1975): «Estudio geotectónico del Paleozoico inferior en los Montes de Toledo surorientales (Urda-Fuente del Fresno)». Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid.
- MARTIN ESCORZA, C. (1977): «Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo: consecuencias geotectónicas». *Est. Geol.* V. 33, pp. 57-80.
- MESEGUER PARDO, I. (1953): «Memoria explicativa de la hoja 1:50.000. n.º 738, Villarta de San Juan. 1.ª Serie». *IGME*.
- MOLINA, E. (1974): «Campo de Calatrava (En Submeseta Meridional Campo de Calatrava por M. Molina, E. Aguirre y J. Morales)». *Coloquio Int. bioestrat. cont. del Néogeno sup. y Cuaternario inf. Libro guía*, pp. 215-255.
- MOLINA, E.(1975): «Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)». *Traba. Neógeno-Cuaternario*, 3, pp. 1-106.

- MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y AGUIRRE, E. (1972): «Observaciones geológicas del Campo de Calatrava». *Est. Geol.* V. 27, pp. 3-11.
- MOLINA, E.; BLANCO, J. A.; PELLITERO, E.; CANTANO, M., Y JORDA, J. (1985): «Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño». *Studia. Geol. Salmant.*, n.º 20, pp. 115-126.
- MONTURIOL, F.; GALLARDO, J., Y ALEIXANDRE, T. (1970): «Los paelosue- los rojos de las formaciones cuaternarias del Campo de Calatrava (Ciudad Real)». *An. de Edadf. y Agrobiol.* T. 29, n.º 78, pp. 519-572.
- MORENO, F. (1977): «Estudio geológico de los Montes de Toledo occidenta- les». Tesis Doctoral. Univ. Compl. Madrid.
- NIÑEROLA, S.; TRAC.; TORRENS, J.; BATLLE, A., y CALVIN, J. (1976): «El embalse subterráneo de la llanura manchega». *I Sim. Nac. de Hidrogeolo- gía. Valencia*, T. 2, pp. 234-253.
- OLIVARES TALENS, J. (1984): «Medio ambiente y desarrollo. Necesidad de estudios de impacto ambiental. Zonas húmedas en la cuenca alta del río Guadiana». *I Congre. Esp. Geol. Segovia*. T. 1, pp. 713-722.
- PARGA, I. (1935): «Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica». *Trab. Mus. Nac. Ciencias Nat. (ser. Geol.)*, n.º 40, pp. 1-174.
- PARGA, J. R.: (1966). «Sistemas de fracturas tardihercínicas del Mazico Her- périco». *Trab. Lab. Geol. Lag.*, n.º 37, pp. 3-15.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979): «El límite Plioceno-Pleistoceno en la subme- seta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos». *Traba. Neógeno-Cuaternario*, n.º 9, pp. 23-36.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1981): «Neógeno y Cuaternario de la Llanura man- chega y sus relaciones con la cuenca del Tajo». Tesis Doct. Ed. Univ. Compl. Madrid, pp. 1-787.
- PEREZ GONZALEZ, A.; ALEIXANDRE, A.; PINILLA, J., y GALLARDO, J. (1983): «El paisaje eólico de la Llanura aluvial de San Juan (llanura man- chega central)». *Act. VI. Reun. Gr. Esp. Trab. Cuatern. Galicia*, pp. 631-655.
- PLANCHUELO PORTALES, G. (1948): «Síntesis del Plioceno en La Mancha». *Las ciencias*. Año XIII. n.º 4, pp. 808-816.
- PLANCHUELO PORTALES, G. (1954): «Estudio del Alto Guadiana y de la altiplanicie del Campo de Montiel». *Tesis Doctoral. Inst. Est. Manchegos*, pp. 1-189.
- PLANS, P. (1969): «Problemas del endorreísmo español». *Rev. Real. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. T. 62, pp. 271-309.
- PORTERO, J. M., y ALVARO, M. (1984): «La depresión del Guadalquivir, Cuenca de Antepais durante el Neógeno; Génesis, evolución y relleno fluvial». *I Congr. Esp. Geol. Segovia*. T. 3, pp. 241-252.

- PRADO, C. DE (1856): «Mémoire sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo». *Bull. Soc. Géol. France* (2), 12, pp. 182-204.
- QUIROGA, F. (1880): «Bosquejo de algunos basaltos de Ciudad Real». *An. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 9, pp. 161.
- REDONDO, E., Y MOLINA, E. (1980): «Bosquejo morfológico de la Cuenca del río Bullaque (Ciudad Real)». *Boletín Geológico y Minero*. T. XCI-III, pp. 471-480.
- ROIZ, J. M. (1979): «La estructura y la sedimentación hercínica en especial el precámbrico superior en la región de Ciudad Real-Puertollano». Tesis Doctoral. Univ. Compl. Madrid, pp. 1-236.
- ROYO Y GOMEZ, J. (1926): «Tectónica del Terciario continental Ibérico». *Bol. Com. Mapa Geol. España*. T. 47, pp. 131-168.
- SANTONJA, M. (1980): «El Paleolítico inferior de la Meseta Central Española». Tesis Fac. Geogr. e Hist. Univ. Compl. Madrid, (Inédita).
- SANTONJA, M., y REDONDO, E. (1973): «Avance del Estudio del Paleolítico del Campo de Calatrava». *Cuad. Est. Manchegos*, n.º 4, pp. 61-96.
- SANTONJA, M.; QUEROL, M. A., Y PEÑA, J. L. (1977): «Aplicación de la tipología de Industrias Paleolíticas a la datación del Pleistoceno superior en el Campo de Calatrava (Ciudad Real)». *Actas de la II Reunión Nac. del G.T. del Cuaternario*, n.º 6, pp. 263-274.
- SANTONJA, M., Y QUEROL, M. A. (1979): «El Paleolítico inferior de la Meseta Española». *Act. IV Reun. del G.T. Cuat.*, pp. 196-221.
- SANZ, T. (1946): «Investigaciones en la Cuenca hidrográfica de La Mancha». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 15, pp. 237-250.
- SCHWENZNER, J. (1936): «Zur morphologie des zentralspanische, Hochlande». *Geogr. Abhandl.* 3.ª Serie. Tx. pp. 128.
- TAMAIN, G. (1964): «Mise en évidence de mouvements tectoniques dans le Sud Est de la Sierra Morena (Espagne)». *C.R. Acad. Sc. Paris*. V. 258, pp. 977-979.
- TAMAIN, G. (1972): «Recherches géologiques et minières en Sierra Morena Orientale (Espagne)». *These. Univ. Orsay. Trab. du Lab. Géol. Struct. et appl.* V. 91.
- TAMAIN, G.; OUTRACH, A.; CARRE, J. P.; HELOI, R. M.; PERAN, M., y PUPON, G. (1970): «L'Ordovicien de la Sierra Morena Orientale (Espagne)». *94 Congr. des Sociétés Savantes, Pau*. T. 2, pp. 275-292.
- TORRENS, T.; BATLLE, A.; NIÑEROLA, S.; GONZALES FERMOSO, F., y CALVIN, F. (1976): «Contribución al conocimiento de relaciones entre los acuíferos del Campo de Montiel y la llanura manchega. La leyenda del Guadiana». *I Simp. Nac. Hidrogeología. Valencia*. T. I, pp. 398-420.

- VEGAS, R. (1975): «Wrech (transcurrent) faults system of the south western Iberian Peninsula. Paleogeographic and morphostructural implication». *Geol. Rund.* V. 64, n.º 1, pp. 266-278.
- VERNEUIL, E., y BARRANDE, J. (1856): «Description des fossiles trouvés dans les terrains siluriens et devoniens d'Almadén d'une partie de la Sierra Morena, et des Montagnes de Toledo». *Bull. Soc. Géol. France* (2), 12, pp. 904-1025.
- YEBENES, A.; MARFIL, R.; SORIANO, J.; PEÑA, J. A., y DIAZ MOLINA, M. (1977): «El Trias de Alcázar de San Juan (Región de La Mancha)». *Cuad. Geol. Ibérica*. V. 4, pp. 495-508.
- WALTER, R. (Editor) (1977): «Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien». *Munster Forsch. Geol. Palaont.*, 42, pp. 1-55.
- WALCOTT, R. I. (1970): «Isostatic reponse to loading of the crust in Canada». *Can. Journ. Earth. Sc.* n.º 7, pp. 716-734.
- ZAMARREÑO, I. (1983): «El Cámbrico del Macizo Ibérico». *Libro Jubilar, J. M. Ríos*. V. 1, pp. 117-191.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID