



IGME

784
18-31

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CIUDAD REAL

Segunda serie - Primera edición

733 CASTILBLANCO 15-29	734 VILLARTA DE LOS MONTES 16-29	735 FORTANERIO 17-29	736 MASCORON 18-29	737 PULPÍNBU DE CORDOBA 19-29	738 VELILLA DE SAN JUAN 20-29	739 LA ALAMEDA DE CERVERA 21-29
756 HERREIRA DEL DUQUE 15-30	757 PUERTA DE CONCILIO 16-30	758 EL GRADO (BRO) 17-30	759 PIEDRAGOMERA 18-30	760 DAMBO 19-30	761 LOS LLANOS DEL CARMEN 20-30	762 TOMELLERO 21-30
781 SARUELA 16-31	782 VALDEMARIO DE ESTERAS 16-31	783 ABEDOJAR 17-31		785 ALMADIC 18-31	786 MANZANARES 20-31	787 JAHUE 21-31
807 CHILLIDA 15-32	808 ALMADEN 16-32	809 TRÉMAGUA 17-32	810 ALMOCOVARI DEL CAMPO 18-32	811 MORAL DE CANTAVIA 19-32	812 DEPSAL 20-32	813 VIANTE 21-32
833 HINOJOA DEL DUQUE 15-33	834 SAN BENITO 16-33	835 MAZATORTAL 17-33	836 MESTANZA 18-33	837 VISO DEL MAGDULES 19-33	838 SANTA CRUZ DE MOLINA 20-33	839 TORRE DE JOAN ALARC 21-33

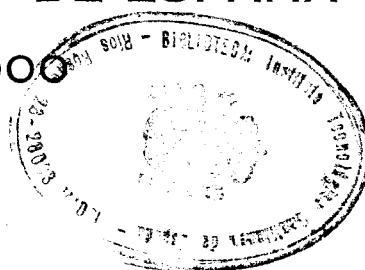
LOS LLANOS
DEL CARMEN



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000



CIUDAD REAL

Segunda serie - Primera edición

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

HAN INTERVENIDO

Cartografía y secciones estratigráficas:	J. M. Portero García (CGS), J. I. Ramírez (CGS), E. Ancochea Soto (Dep. Petrología U.C. Madrid) y A. Pérez González (IGME).
Geomorfología:	J. M Portero.
Edafología:	J. Gallardo Díaz (CSIC).
Petrología:	M. J. Aguilar Tomás (CGS) y E. Ancochea.
Micropaleontología:	M. C. Leal Martín (CGS).
Micromorfología de suelos:	E. Molina Sánchez (Univ. Salamanca).
Vertebrados:	M. Alberdi (CSIC).
Macrofósiles del Paleozoico:	J. C. Gutiérrez Marco e I. Rábano (Univ. Madrid).
Sedimentología de Laboratorio:	Laboratorios de CGS y Estratigrafía de Madrid.
Memoria:	J. M. Portero García (CGS), E. Ancochea, J. Gallardo y A. Pérez-González.
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-37402-1988

NIPO: 232-88-005-7

INTRODUCCION

La hoja de Ciudad Real se sitúa en la zona limítrofe entre la llanura manchega occidental y Campo de Calatrava. Administrativamente pertenece en su totalidad a la provincia del mismo nombre.

El relieve es, en conjunto, moderadamente accidentado con cotas que oscilan entre los 530 m. en la parte más occidental del valle del Guadiana y 830 m. en la Sierra de Navalonguilla, situada en el borde sur de la hoja.

Las características fisiográficas son las típicas del Campo de Calatrava a base de sierras de orientación subparalela (E-O, NNE-SSO y NO-SE), constituidas por materiales paleozoicos dominante cuarcíticos (Sierra de Umbría de la Sala, Sierra de Medias Lunas, Sierra de Navalonguilla), que separan depresiones llenas por materiales pliocenos y cuaternarios en las que se encajan los ríos principales (Guadiana y Jabalón). Localmente y rompiendo las líneas maestras del paisaje, aparecen depresiones cerradas, profundas en ocasiones y cerros de contornos circulares que son el vestigio de los antiguos cráteres y edificios volcánicos, tan frecuentes en los Campos de Calatrava.

Tan sólo en el extremo nororiental de la hoja el paisaje participa de características intermedias entre las de la llanura manchega occidental y Campos de Calatrava. Aparece una extensa planicie, implantada sobre la cota de 630-640 m. que se ve ocasionalmente interrumpida por la aparición de relieves

residuales paleozoicos y por morfologías de origen volcánico semejantes a las descritas anteriormente.

El núcleo de población más importante es Ciudad Real, capital de la provincia. Otras poblaciones destacables son Alcolea de Calatrava, Miguelturra y Corral de Calatrava.

Los recursos económicos de la región son fundamentalmente agrícolas y ganaderos, con importante extensión de terreno regable, aprovechando los escasos caudales del Jabalón y Guadiana y el abundante agua subterránea de la zona. La actividad minera se reduce a la explotación de piroclastos volcánicos para puzolanas o áridos y a extracciones intermitentes de hierro y manganeso asociados a las corazas ferruginosas que tapizan los materiales paleozoicos.

Desde el punto de vista geológico los materiales más antiguos existentes en la región pertenecen a la Zona Centro-ibérica en la que afloran sedimentos pelítico-grauwáckicos de edad precámbrica cubiertos en discordancia por formaciones ordovícicas, silúricas y devónicas de carácter detritico con frecuentes intercalaciones de rocas volcánicas. Todos estos materiales están afectados por la orogenia hercínica que los plegó y fracturó sin desarrollar metamorfosis. Durante las fases tardías se produjo la intrusión de masas de granitoides y se desarrolló la fracturación tardihercínica.

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

En los Campos de Calatrava no existen afloramientos de sedimentos mesozoicos y paleógenos, presentes sin embargo en la llanura manchega central y oriental. Sobre el zócalo hercínico se sitúan en clara discordancia, corazas ferruginosas de edad incierta (Paleógeno superior-Mioceno inferior?) y depósitos continentales de edad pliocena, localmente muy deformados como consecuencia de la actividad volcánica existente durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno, con emisión de rocas básicas: basaltos, basanitas, nefelinitas, limburgitas y melilititas.

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

1. ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Ciudad Real afloran materiales que pertenecen al Ordovícico, Silúrico, Plioceno y Cuaternario, así como corazas ferruginosas de edad in-

cierta y rocas volcánicas cuya edad se extiende regionalmente desde el Mioceno superior al Pleistoceno inferior.

1.1. ORDOVICICO Y SILURICO

La existencia de materiales ordovícicos y silúricos en la hoja de Ciudad Real se conoce desde 1856, fecha en que PRADO y VERNEUIL y BARRANDE citan y describen algunos elementos de la «Fauna segunda» en las inmediaciones del Puente de las Ovejas (al NE de Pozuelos de Calatrava) y Paulete (Poblete?) estableciendo a grandes rasgos la estratigrafía del Paleozoico de la región. Estos conocimientos fueron ampliados por CORTAZAR en 1879. Las nociones estratigráficas preliminares contenidas en trabajos anteriores fueron revisadas por MALLADA (1896) y precisadas más tarde por ALVARADO y HERNANDEZ PACHECO (1931), HERNANDEZ PACHECO (1932) y MACHENS (1954). CIRY (1936) estableció de manera correcta, en líneas generales, la estructura de la zona de Almadén. ALMELA, ALVARADO, COMA, FELGUEROZO y QUINTERO (1962), realizan el estudio geológico de la región de Almadén actualizando los datos e interpretaciones estratigráficas y estructurales. Entre los trabajos de carácter 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 estratigráfico, bioestratigráfico, peleontológico y sedimentológico entre los que cabe citar los de HAMMANN (1974, 1976, 1983), HAFENRICHTER (1979, 1980) y GUTIERREZ MARCO *et al.* (1984).

Las hojas geológicas del plan MAGNA de Almadén (808), Valdemanco de las Esteras (782) y Abenójar (783) aportan nuevos datos acerca de la estratigrafía y estructura de los materiales paleozoicos existentes en la zona.

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

Por lo que respecta al Ordovícico inferior conviene hacer algunas precisiones. MACHENS (1954) divide el Ordovicico inferior en cuatro niveles:

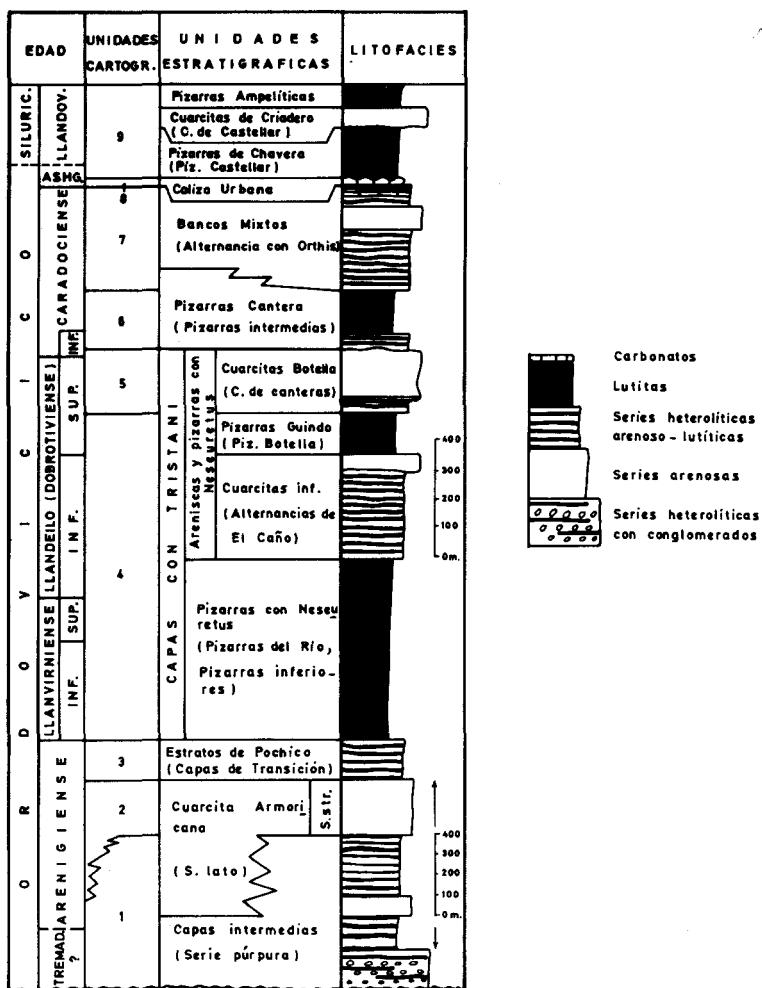


Figura 1. Columna estratigráfica sintética del Ordovícico basada en HAMMAN (1983).

S₁: Capas basales conglomeráticas.

S₂: Cuarcitas inferiores.

S₃: Sucesión arenosa inferior.

S₄: Carcita superior.

Los niveles S₂, S₃ y S₄ constituyen la «Cuarcita Armoricana» en sentido estricto (s. str.).

BOUYX (1970) da la siguiente sucesión para el Ordovícico inferior:

- «Serie detrítica (conglomerática) de base» «Nivel rojo», con unos 100 m. de potencia total. Equivalente del nivel S₁ de MACHENS.
- «Areniscas inferiores» con 300 m. de espesor, equivalente a S₂.
- «Nivel de grandes pistas bilobadas» de 40 m. de potencia. Correlacionable con S₃.
- «Areniscas superiores» cuyo espesor es del orden de 250 a 300 m. y correlacionable con S₄.

En la zona de Ciudad Real-Almagro hemos separado, en la cartografía, el nivel de «Areniscas superiores» o nivel S₄ de MACHENS que constituye la «Cuarcita Armoricana en sentido estricto» del resto del Ordovícico inferior.

1.1.1. **Microconglomerados cuarcíticos, cuarcitas y pizarras (1).**

Tremadociense-Arenigienne

Constituyen en su base las «Capas intermedias» de LOTZE (1956) cuyo nombre hace referencia, según este autor, a que se sitúan entre el Cámbrico (o el Precámbrico) y la Cuarcita Armoricana (s. str.). Reciben además, otros nombres como «Formación de Base» (TAMAIN, 1972) o «Niveau rouge» (BOUYX, 1970). «Serie Púrpura», etc., debido a la tonalidad rojizo-violácea que domina en estos materiales.

La potencia de esta unidad es muy variable en el ámbito Centro-Ibérico, alcanzando valores máximos de 1.000 m. (Valle de Alcudia, Sierra de San Pedro al sur de Cáceres) y llegando a desaparecer por completo yaciendo la Cuarcita Armoricana directamente sobre niveles de edad Cámbrica o Precámbrica. En el corte del río Estena MORENO *et al.* (1976) citan un espesor de 500 m.

Estas características de la formación han inducido a algunos autores a interpretar la existencia de una discordancia en la base de la Cuarcita Armoricana, aunque, cuando la serie es completa existe una concordancia total entre ambas unidades.

Los materiales pertenecientes a esta unidad afloran en los núcleos y flan-

cos del Anticlinorio de Ciudad Real, que con dirección E-O, recorre el norte de la hoja desde Alcolea de Calatrava hasta Ciudad Real.

El espesor total de la unidad es de 800-900 m. Pueden diferenciarse a grandes rasgos tres tramos:

— El inferior con un espesor aproximado de unos doscientos metros está constituido por areniscas, cuarcitas y pizarras entre las que existen abundantes intercalaciones de microconglomerados y conglomerados cuarcíticos, más frecuentes en la base. El conjunto se estratifica en capas desde varios decímetros a 1-2 m. de espesor.

Las areniscas y cuarcitas suelen ser gruesas y están formadas por cuarzo (60 %), fragmentos de rocas metamórficas (10-15 %), fragmentos de chert (5-20 %), cemento silíceo (10-15 %) y matriz sericítica (5-10 %), existiendo localmente cemento ferruginoso así como contactos de presión solución entre granos y cuarzo en crecimientos secundarios.

Los niveles detríticos presentan estratificación cruzada de gran escala, normalmente tabular, a veces con ángulo bastante elevado y frecuentes cicatrices internas. Las direcciones de corriente obtenidas en campo muestran una cierta tendencia a la bidireccionalidad, dominando las procedencias del sur y suroeste sobre los aportes del noroeste. Las facies gruesas, claramente conglomeráticas llenan canales. En los niveles más finos de areniscas y pizarras arenosas son frecuentes los techos retocados por *ripples*, superficies enrojecidas y bioturbación.

— El tramo intermedio tiene una potencia de unos 400 m. y se caracteriza por la aparición de facies heterolíticas alternantes de cuarcitas, arenas y pizarras entre las que se intercalan potentes niveles de cuarcitas, de facies muy parecida a la de la «Cuarcita Armoricana».

— El tramo superior de 200 a 300 m. de espesor viene dado por una alternancia de cuarcitas y areniscas cuarcíticas con niveles de pizarras. El conjunto se estratifica en capas decimétricas y presenta coloraciones rojizas y rojo violáceas.

Las areniscas cuarcitas están formadas por granos subangulosos de cuarzo (75-85 %) y moscovita (0-5 %), con cemento silíceo (0-10 %) y matriz sericítica (10-15 %). Son frecuentes los contactos de presión-solución entre granos y la existencia de cuarzos en crecimientos secundarios.

Esporádicamente se observa la aparición de secuencias mareales de tipo *sallowing up* con estratificación cruzada de gran escala de tipo planar, o de bajo ángulo *ripples* y *wavy bedding*.

Aunque no ha sido posible levantar una columna estratigráfica de detalle de la unidad cartográfica, que permita un análisis secuencial y de facies

detallado, podemos indicar que el conjunto se interpreta como depósitos de plataforma somera en la que se reconocen depósitos de zonas intermareales y submareales con aparición de barras y canales.

La edad de la unidad puede ser estimada como Tremadociense y Arenigiano, de acuerdo con su contexto estratigráfico y paleogeográfico, sobre todo teniendo en cuenta la convergencia de facies que se presenta con las «Cuarcitas Armoricanas (s. str.)» a partir del tramo medio de la «Serie Púrpura» y el relevo lateral que se produce entre ambas formaciones. Es muy frecuente la aparición de restos de icnofauna: *Skolithos* y *Daedalus*.

1.1.2. Cuarcitas (2). Cuarcita Armorcana. Arenigiano

Sus principales afloramientos se sitúan en los flancos del anticlinorio de Ciudad Real y en el borde sur de la hoja.

Desde el punto de vista morfológico dan lugar a las mayores elevaciones de la zona, formadas por cresterías de barras rocosas. En general las laderas de esta elevación están cubiertas por derrubios de tipo coluvial que dificultan la observación de los pasos a las formaciones inferiores y superiores.

La unidad cartográfica tiene un espesor de 200-300 m. y está formada por cuarcitas de tonos blanquecinos estratificadas en capas de orden métrico.

Al microscopio están constituidas por granos subredondeados a subangulosos de cuarzo (80-85 %) y por cemento silíceo (10-15 %) y matriz serícita (0-5 %), es frecuente la presencia de contactos de presión solución intergranulares y la existencia de cuarzo en crecimientos secundarios. Como minerales accesorios aparecen zircón, turmalina y rutilo.

La recristalización de las rocas dificulta las observaciones sedimentolíticas de detalle, sin embargo la morfología de los bancos obedece a secuencias de barras, que dado el contexto estratigráfico-sedimentológico deben interpretarse como barras submareales.

Contienen *Cruziana*, *Skolithos* y *Dictyodora* y por las características de la Icnofauna, el conocimiento regional deben datarse como Arenigianos.

1.1.3. Cuarcitas y pizarras (3). Alternancia de Pochico. Arenigiano-Llanvirniano

En los sectores donde los coluviones que tapizan las laderas en las que afloran la «Cuarcita Armorcana» lo permiten, afloran inmediatamente por encima cuarcitas y areniscas micáceas, blanquecinas y rojizas, estratificadas en capas decímetricas a métricas que intercalan delgadas pasadas de pizarras.

En la hoja de Ciudad Real tienen un espesor de 150-200 m.

Los niveles cuarcíticos de esta formación tienen una composición muy semejante a los de la «Cuarcita Armoricana» pudiendo destacarse la mayor proporción de cemento ferruginoso poropelicular.

Las areniscas y cuarcitas presentan estratificación cruzada, de gran escala, normalmente de bajo ángulo o subparalela. Los techos de las capas suelen estar retocados por *ripples*. Se interpretan como depósitos de plataforma somera, sometidos a la acción del oleaje.

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

1.1.4. Pizarras, pizarras y cuarcitas, Basaltos (4). Pizarras con *Neseuretus*, Cuarcitas inferiores y Pizarras Guindo. Llanvirn - Llandeilo

Esta unidad cartográfica incluye varias de las unidades estratigráficas incluidas en las «Capas con 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 con Tristani» están constituidas por dos formaciones, aún no definidas formalmente: 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 (o Botella). No ha podido diferenciarse el miembro Cuarcitas inferiores debido al escaso resalte de esta unidad en el conjunto pizarroso, dada su pequeña proporción de bancos arenosos cuarcíticos, y a la amplitud de los recubrimientos.

Los mejores afloramientos se sitúan en los alrededores del valle del río Guadiana en la vertiente sur de las sierras de Medias Lunas y de la Umbría de la Sala.

Las Pizarras con *Neseuretus* están constituidas por unos 300 m. de limolitas y pizarras arcillosas gris oscuras que contienen nódulos silíceos, carbonatados y ferruginosos. En el terreno presentan tonos de alteración, blanquecinos, pardos y malvas. El límite inferior con las Alternancias de Pochico es brusco y la unidad tiende a ser más arenosa en el techo, en donde aparece una alternancia que intercala bancos decimétricos de cuarcitas finas en piza-

rras. Son frecuentes los niveles de basaltos olivínicos con textura porfídica holocristalina diabásica que se presentan muy alterados a carbonatos, cloritas y zeolitas y que deben ser interpretados como *sills*. En otras ocasiones (Pozuelo de Calatrava) las rocas volcánicas aparecen como diques que atraviesan la serie.

Las «Cuarcitas inferiores» o «Alternancias de El Caño de las Flores» están constituidas por una secuencia alternante de unos 100 m. de espesor en las que dominan las areniscas y/o areniscas cuarcíticas sobre las pizarras limolíticas. El conjunto se estratifica en capas de orden decimétrico. Al microscopio las areniscas están formadas por cuarzo (60 %), plagioclases (15 %), matriz clorítica (15 %) y cemento ferruginoso (10 %), observándose contactos de presión solución entre los granos y como accesorios círcón, turmalina y rutilo. El tránsito a la unidad inferior es gradual pero rápido mientras que el contacto con las pizarras superiores es bastante brusco.

Las «Pizarras Guindo» o «Pizarras Botella» están constituidas por un paquete de unos 70 m. de espesor de pizarras arcillosas o limolíticas que intercalan progresivamente y hacia el techo niveles decimétricos de areniscas en tránsito gradual a la unidad cartográfica suprayacente (Cuarcitas Botella). Estas pizarras tienen tonos gris oscuros en fractura fresca y son muy semejantes a las Pizarras con Tristani inferiores. Como ellas incluyen frecuentes nódulos y rocas volcánicas. Al microscopio son pizarras limolíticas compuestas po cuarzo (50 %), biotita (20 %), moscovita (10 %) y matriz clorítica (20 %).

En las «Cuarcitas inferiores» pueden reconocerse estructuras del tipo *hummocky cross bedding* en areniscas que alternan con pizarras siendo frecuente encontrar *wave ripples* en el techo de las capas.

Recientemente BRENCHLEY *et al.* describen diversas facies y asociaciones de facies con *hummocky cross bedding* en las areniscas de la formación «Monte da Sombradeira» o «Alternancias de El Caño» (Cuarcitas inferiores), distinguiendo en el ámbito centroibérico, comprendido entre Bussaco (litoral portugués) y Viso del Marqués, facies proximales distales e intermedias de tempestitas.

Las Pizarras con *Neseuretus* corresponden a materiales de plataforma externa, fangosa, depositados por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas.

Las «Cuarcitas inferiores» corresponden a depósitos de plataforma interna redistribuidos por la acción del oleaje y corrientes de tormenta.

Ambas unidades constituyen un ciclo «regresivo» de características semejantes a las del definido por las Pizarras. Botella del techo de esta unidad cartográfica y las Cuarcitas Botella que se describen en el apartado siguiente.

Las Pizarras con *Neseuretus* han podido ser datadas como Llanvirn-Llandeilo inferior gracias a la presencia de trilobites, graptolitos, braquiópodos, moluscos y equinodermos en numerosas localidades, que indican una edad Llanvirn inferior para la primera mitad de la formación y Llanvirn superior a Llandeilo inferior para su parte superior.

La fauna del Llanvirn inferior consta de *Didymograptus (D.) artus* ELLES y WOOD, *Neseuretus (N.) avus* HAMMANN, *Placoparia (P.) cambriensis* (HICKS), *Redonia deshayesi* ROUAULT y *Orthida* indet. El Llanvirn superior está caracterizado por la presencia de *Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK in MURCHISON), *Neseuretus (N.) tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Plaesiacomia oehlerti* (KERFORNE), *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Eodalmanitina destombesi nava* (HAMMANN), *Kloucekia drevermanni glabra* HAMMANN, *Cacemia ribeiroi* (SHARPE), *Coxiconcha britannica* (ROUAULT), *Praenucula ciae* (SHARPE), *Cardiolaria beirensis* (SHARPE), *Tancrediopsis ezquerrae* (SHARPE) y *Cyclocyclops* sp. 1. El tramo superior de la unidad contiene fósiles del Llandeilo inferior como *Neseuretus (N.) tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, *Phacopidina micheli* (THOMELIN), *Asaphina* indet. *Heterorthina morgatensis* MELOU, braquiópodos inarticulados, *Ribeiria pholadiformis* SHARPE y *Tomaculum problematicum* GROOM.

La parte superior de las Cuarcitas inferiores ha proporcionado *Neseuretus (N.) cf. henkei* HAMMANN, *Plaesiacomia oehlerti* (KERFORNE), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, *Crozonaspis incerta* (DESLONGCHAMPS), *Phacopidina micheli* (TROMELIN), *Morgatia primitiva* HAMMANN, *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER) y *Palaeophycus* sp. que indican una edad Llandeilo.

Las «Pizarras Guindo» o «Pizarras Botella» contienen una fauna muy abundante del Dobrotiviense (Llandeilo) superior, entre cuyos elementos se han determinado: *Placoparia (Coplacoparia) borni* HAMMANN, *Eccoptochile (E.) mariana* VERNEUIL y BARRANDE, *Neseuretus (N.) tristani tardus* HAMMANN, *Salterocoryphe salteri* (ROUAULT), *Colpocoryphe mendax* (VANEK), *Eodalmanitina destombesi* HENRY, *Phacopidina micheli* (TROMELIN), *Seliszkella (Z.) torrubiæ* (VERNEUIL y BARRANDE), *Crozonaspis struvei* (HENRY), *Morgatia hupei* (NION y HENRY), *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Panderia beaumonti* (ROUAULT), *Nobiliasaphus nobilis* (BARRANDE), *Ogygites glabrata* (SALTER), *Uralichas* sp. (trilobites), *Aegiromena mariana* DROT, *Heterorthina kerfornei* MELOU, *Palaeoglossa?* sp., (braquiópodos), *Redonia deshayesi* ROUAULT; *Praenucula ciae* (SHARPE), *Myoplusia escosurae* (SHARPE), *Modiolopsis elegantulus* SHARPE (bivalvos), *Clathospira bussacensis* (SHARPE), *Sinuites (S.) hispanicus* (BORN), *Tropidodiscus (Peruniscus)* sp. (gasterópodos), *Orthocerida* indet. *Hyolitha*

indet. y *Calix rouaulti* CHAUVEL, *Cyclocyclopa* sp. 1 y *Pentagono-pentagonalopha* sp. 2? (equinodermos).

Así pues, nuestra unidad cartográfica se sitúa en el Llanvirn. y Llandeilo.

1.1.5. Cuarcitas, areniscas y pizarras (5). Cuarcitas Botella. Llandeiloiense superior-Caradociense más inferior

—Constituyen el techo de la unidad informal «Capas con Tristani», o miembro superior de la formación «Areniscas y pizarras con Tristani» que se conoce en la literatura regional bajo el nombre de «Cuarcitas Botella», «Cuarcitas Guindo», «Cuarcitas de canteras», etc.

Da lugar a destacados resaltes morfológicos sobre el terreno lo que facilita su separación cartográfica del resto de las unidades. Sus mejores afloramientos se sitúan en los valles del río Guadiana y Jabalón.

Ha sido estudiada en las columnas de Canal de Martinete y río Jabalón en las que se han medido potencias de 200 y 220 m., respectivamente.

La unidad está formada por cuarcitas claras, bien estratificadas que en su parte basal alternan con niveles finos de areniscas y pizarras. En el techo suelen predominar los bancos gruesos de cuarcita formando un conjunto de tendencia estratocreciente. El tránsito entre las pizarras y cuarcitas Botella es gradual mientras que el paso a las pizarras suprayacentes es bastante neto realizándose a base de unos pocos niveles de transición de alternancias de pizarras y cuarcitas.

Las pizarras y cuarcitas de los niveles inferiores son de grano fino a limíticas compuestas por cuarzo (60-75 %), feldespato potásico (0-15 %), plagioclasas (0-10 %), biotita, moscovita y óxidos de hierro. Es frecuente la existencia de matriz clorítica (5-10 %) y cemento ferruginoso y/o silíceo. Las cuarcitas superiores son de grano medio a fino de cuarzo (60-90 %), feldespato potásico (0-15 %), matriz sericítica y cemento silíceo y como accesorios circon, turmalina y rutilo.

Los primeros 20 m. del corte de Canal de Martinete son dominanteamente pizarrosos, siguiendo 140 m. de cuarcitas que alternan irregularmente con areniscas micáceas lajosas en capas de orden decimétrico y ocasionalmente métrico, en las que se observa la presencia de estratificación paralela, estratificación cruzada de gran ángulo y bajo ángulo, superficies erosivas onduladas a las que se adapta la laminación del cuerpo arenoso suprayacente, *scours* en la base de las capas y estratificación cruzada de tipo *hummocky* (fig. 2). Existen intercalaciones de 3-4 m. de pizarras alternantes con niveles decimétricos o centimétricos de cuarcitas finas bioturbadas o con *wavy bedding*.

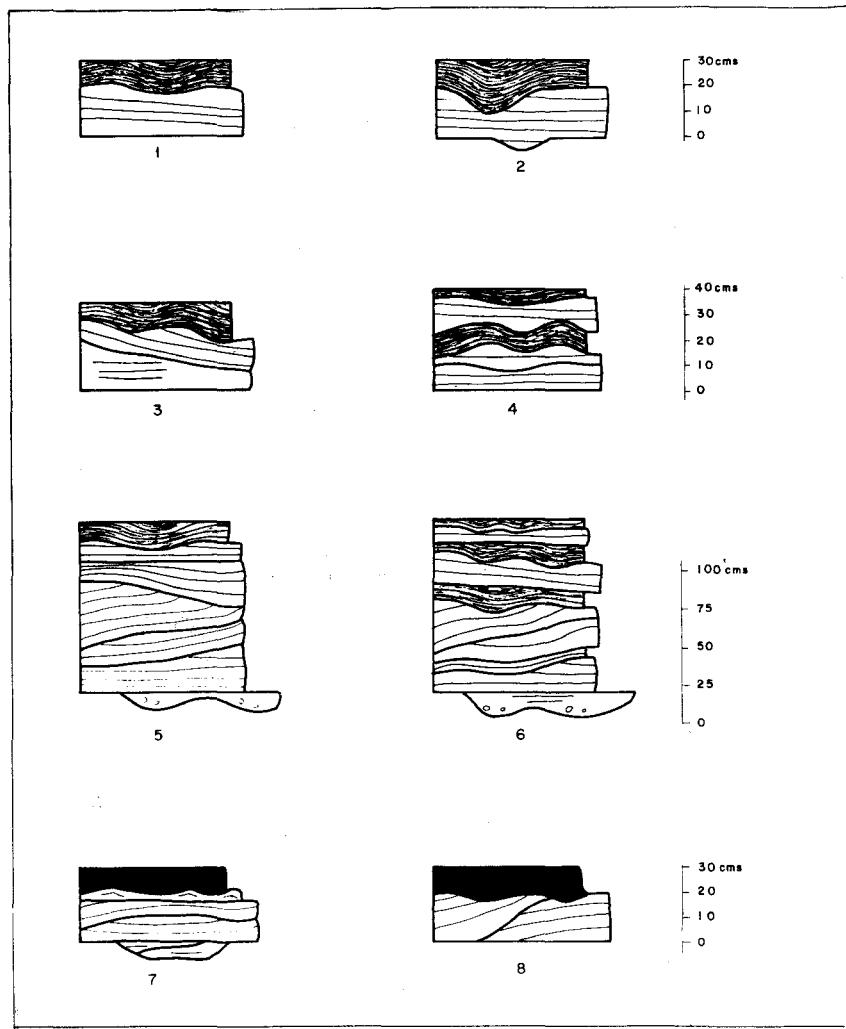


Figura 2. Facies y asociaciones de facies en la base de las cuarcitas botella, 1-5 Martinete, 5-8 río Jabalón. (Unidad Cartográfica 5).

Los 40 m. superiores son cuarcitas en bancos gruesos de varios dm. a un m., en los que se observa ocasionalmente estratificación cruzada y morfología de barras con techos retocados por superficies de erosión onduladas.

En los ochenta metros basales de la sección de río Jabalón alternan pizarras, areniscas lajosas y cuarcitas, en capas decimétricas, llegando estas últimas a dar gruesos bancos de 3 a 8 m. por amalgamación de capas.

Las areniscas y cuarcitas de los niveles alternantes tienen estratificación paralela, estratificación cruzada de bajo ángulo y estratificación ondulada. Es frecuente observar estructuras del tipo *hummocky cross bedding* y hacia el techo del tramo son relativamente abundantes los relevos de geometría sigmoidal dentro de un mismo banco. Los niveles amalgamados suelen presentar en la base profundos *scours* observándose una superposición de niveles cuarcíticos con laminación paralela, estratificación cruzada de bajo ángulo afectados por superficies de erosión onduladas tapizadas por areniscas micáceas cuya laminación se adapta y es paralela a dichas superficies. Se trata de una repetición sucesiva de estructuras *hummocky* de gran talla (fig. 2).

Siguen, en río Jabalón, 140 m. de cuarcitas en capas de 0,4 a 0,8 m. que tienen morfología de barras, si bien se observa la existencia de techos de capas afectados por superficies de erosión ondulados. Hacia la base de este tramo aparecen 30 m. de alternancias de cuarcita y pizarras con bioturbación y superficies ferruginosas.

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

Las Cuarcitas Botella forman el techo de la megasecuencia 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 en el área de la hoja, pero de acuerdo con los datos obtenidos en otras localidades centroibéricas, la unidad debe corresponder en su mayor parte al Llandeilo (Dobrotiviense superior), no descartando la presencia del límite Llandeilo/Caradoc en los niveles próximos al techo (GUTIERREZ MARCO *et al.*, 1984).

1.1.6. Pizarras con nódulos y niveles carbonatados (6). Pizarras de Cantera. Caradociense

Esta unidad se conoce regionalmente bajo los nombres de «Pizarras de Cantera» o «Pizarras intermedias».

Los mejores afloramientos se sitúan en el valle del río Jabalón, en las proximidades de su confluencia con el río Guadiana.

Para su estudio se han levantado las secciones de río Jabalón y Molino de Valbuena en las que se han medido 160 y 175 m. de pizarras micáceas y arcillosas, gris oscuras, con nódulos carbonatados y ferruginosos, en las que se intercalan delgados niveles 10 a 30 cm. de areniscas finas y limolitas carbonatadas.

Las pizarras son lutitas con limo y arcilla al 50 % y están constituidas por cuarzo (30-40 %), plagioclasa (0-10 %), biotita (10 %), moscovita (10 %) y matriz clorítica que puede llegar al 50 %, ocasionalmente aparece cemento ferruginoso. Otros niveles contienen cuarzo (50-60 %), óxidos de hierro (10-20 %), moscovita (10-20 %) y matriz clorítica (10-20 %).

Las areniscas son de grano fino a limolíticas constituidas por cuarzo (40-65 %), moscovita (5 %), matriz clorítica (10-5 %) y cemento ferrugino (0-20 %). Como accesorios, rutilo, circón y turmalina. Los niveles carbonatados son lutitas con cuarzo (30-35 %), plagioclasas (5 %), moscovita (5-10 %), matriz clorítica (0,25 %), cemento ferruginoso (0-5 %) y cemento dolomítico (30-45 %).

Los nódulos carbonatados son lutitas con un 10 % de cuarzo, 10 % de moscovita, 40 % de matriz sericítica y 40 % de cemento dolomítico.

El tránsito inferior con las Cuarcitas Botella se realiza de forma brusca a través de 5-8 m. en los que se alternan cuarcitas y pizarras. Inmediatamente por encima, en la sección de río Jabalón afloran un nivel de basaltos interestratificados en la serie. Estas rocas volcánicas se presentan intensamente alteradas con las plagioclasas totalmente sericitizadas y parcialmente carbonatadas, los máficos transformados en sericitita y/o clorita más o menos carbonatados y los opacos oxidados.

Por encima de los niveles volcánicos y a unos 15 m. de la base aparece un paquete de 2-3 m. de espesor de pizarras oscuras con oolitos, nódulos fosfatados y niveles lumaquélidos a techo. Al microscopio son limolitas con cuarzo (20-35 %), feldespatos (0-5 %), intraclastos (0-20 %), oolitos (0-10 %), bioclastos (5-20 %), pelets (0-25 %), micas, óxidos de hierro y colofana (20-35 %). La matriz es cripto cristalina de arcilla/colofona. Este nivel ha proporcionado abundante macrofauna. Las microfacies son de limolitas ferruginosas más o menos carbonatadas con Ostrácodos, Equinodermos, Moluscos, Briozoos, Braquiópodos y dientes de pez.

Se trata de una unidad homogénea, masiva en la que faltan las estructuras sedimentarias. Tan sólo algún banco de areniscas limolíticas tiene estructura interna de laminación de *ripples*.

Estas facies pueden interpretarse tentativamente como depositadas en la

zona externa de la plataforma y forman la base del ciclo sedimentario de tendencia «regresiva» del Ordovícico superior, iniciado a partir de la interrupción sedimentaria del nivel oolítico fosfatado inferior.

En los niveles inferiores la unidad contiene nódulos fosilíferos en los que se han identificado la presencia de *Colpocoryphe grandis* (SNAJDR), *Aegiro-mena cf. aquila* (BARR), Plectorthidae? indet., *Palaeglossa* sp., *Orthoceridea* indet., *Hyolita* indet. y *Archaeogastropoda* indet. Todos estos fósiles vuelven a encontrarse en el nivel oolítico junto a *Onnia cf. seunesi* (KERFORNE), *Dysplanus (Zetillaenius)* sp., *Gelidorthis meloui?* (VILLAS) y restos de Briozos y Equinodermos.

Cerca del techo de la unidad HAMMANN (1983) refiere el hallazgo de nuevos restos de Braquiópodos, Moluscos y Trilobites entre los que identificó a *Crozonaspis dujardini* (ROUAULT), *Onnia cf. seunesi* (KERFORNE), *Caly-menella cf. boisseli* BERGERON y *Dalmanitina (Dalmanitina)* sp.

Aunque todos estos datos indican para la unidad una edad Caradoc., la existencia de *Colpocoryphe grandis* en su parte inferior permite comparar estos niveles con la Formación Liben de Bohemia (serie Berouniense), que equivale posiblemente a los pisos Costoniense-Harnagiense de la escala británica (Caradoc inferior). Sin embargo, la aparición en el nivel oolítico de *Onnia cf. seunesi* y *Gelidprthis meloui?* puede coincidir con una interrupción sedimentaria con el hallazgo de fósiles más modernos (Longvilliense-Marshbrookienense?), conocidos en el techo de la unidad, junto a elementos reelaborados del tramo anterior. Esta posible disconformidad ha sido descrita recientemente en secuencias comparables de la zona Centroibérica, donde se sitúa entre las biozonas de *L. dalbyensis* y *J. tanvillensis* (13 y 14 de quitinozoarios), aunque su caracterización en la hoja de Ciudad Real requiere estudios más detallados.

1.1.7. Areniscas, pizarras. Cuarcitas (7). Bancos mixtos. Caradociense superior

Esta unidad recibe el nombre de «Bancos Mixtos» o «Alternancias de *Orthis*» en este sector de la zona centroibérica.

Sus mejores afloramientos se sitúan en la margen izquierda del Guadiana al sur del Molino de Valbuena, en la zona de confluencia de los ríos Guadiana y Jabalón (corte de río Jabalón) y entre los km. 186 y 186,300 de la carretera de Ciudad Real a Puertollano.

Se ha estudiado en las columnas de Molino Valbuena y río Jabalón. La unidad cartográfica tiene un espesor de 300 m.

Pueden distinguirse los siguientes tramos:

— 165 m. en los que alternan capas centí-decimétricas de pizarras limolítico-arenosas y areniscas finas limolíticas grisáceas y pardo amarillentas por alteración.

Microscópicamente están constituidas por cuarzo (40-60 %), feldespato potásico (0-10 %), plagioclases (10 %), biotita (0-10 %), moscovita (0-5 %), cemento ferruginoso (0-15 %) y matriz clorítica (10-20 %).

La asociación de facies más frecuentes son (fig. 3): areniscas con laminación de *ripples*, *ripples* conservados a techo de los bancos y lutitas con *linsen* o bien areniscas con laminación paralela, sigmoides y *ripples* conservados a techo. Se trata de depósitos submareales sometidos al oleaje.

— 35 m. de cuarcitas y areniscas lajosas, blanquecinas y marrones estratificadas en capas de varios decímetros (hasta 5 ó 6) entre las que se intercalan delgados niveles de pizarras.

Las cuarcitas están formadas por cuarzo (55 %), feldespato potásico (10 %), plagioclase (10 %), cemento ferruginoso (15 %) y matriz clorítica (10 %).

Las asociaciones de facies más frecuentes (fig. 3) con laminación paralela con o sin *ripples* conservados a techo. Laminación de bajo ángulo o paralela con superficies de erosión onduladas al techo de los bancos a las que se adapta la laminación de los niveles suprayacentes. *Hummocky cross bedding* con o sin *ripples* a techo. Pueden interpretarse como materiales depositados en una plataforma somera sometida al influjo de las tormentas.

— 40 m. de cuarcitas blancas y marrones en gruesos bancos que pueden alcanzar hasta 1 m. de espesor. Entre los que se intercalan areniscas lajosas. Están constituidas por cuarzo (50 %), feldespato potásico (10 %), plagioclases (10 %), óxidos de hierro (10 %) y cemento silíceo (20 %). Como accesorios circón, rutilo y turmalina.

Suelen presentar morfología de barras en cuyo interior aparece estratificación paralela o cruzada de bajo ángulo. Es frecuente que los techos de las barras sean ondulados, compensándose la topografía de los cuerpos arenosos por rellenos de areniscas finamente laminadas, cuya laminación se adapta paralelamente a dichas ondulaciones. También es frecuente la existencia de profundas erosiones o *scours* rellenos con magaestratificación cruzada. Se ha observado la existencia de *convoluted lamination* debida a escape de fluidos.

Este tramo puede interpretarse como un complejo de barras y canales, litorales en sentido amplio, retocados por la reacción de las tormentas.

— 40 m. de pizarras gris oscuras con intercalaciones decimétricas de

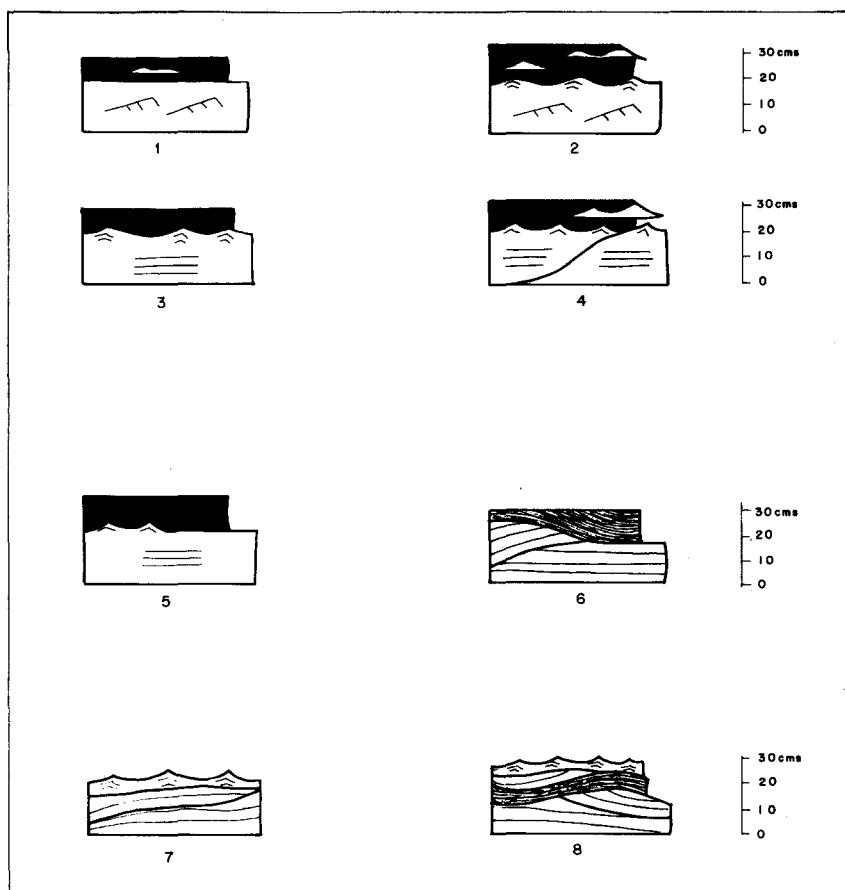


Figura 3. Facies y asociaciones en los tramos inferior (1 a 4) y medio, (5 a 8) de los bancos mixtos. (Unidad 7).

areniscas cuarcíticas en la base, que presentan laminación interna debida a *ripples* que ocasionalmente se conservan a techo.

— 20-25 metros en los que alternan areniscas micáceas con lutitas más o menos carbonatadas y pizarras. Son frecuentes los niveles lumaquélidos (al menos 3) en areniscas.

Hacia el techo aparecen dos bancos de 10 y 70 cm. de calizas muy bioclasticas.

Las areniscas de los términos inferiores contienen cuarzo (45 %), feldespato potásico (10 %), plagioclásas (10 %), moscovita (5 %), cemento ferruginoso (15 %) y matriz clorítica (15 %), turmalina, circón y rutilo. Hacia el techo están formadas por cuarzo (50-55 %), plagioclásas (0-10 %), moscovita (0-5 %), bioclastos (10-20 %), cemento calcáreo (10 %) y cemento ferruginoso (15 %).

Los niveles más carbonatados son biosparitas, biorruditas y biosparruditas limolítico-ferruginosas y biolititas ferruginosas con Briozoos, Braquiópodos y Equinodermos (Cistoideos).

Las areniscas presentan *ripples* o suelen estar muy bioturbadas hacia el techo tienen estratificación cruzada de gran escala. Hay niveles con oolitos ferruginosos.

Este tramo junto con el anterior puede interpretarse como depósitos de *lagoon*, en él progresivamente cambian las condiciones geoquímicas por aparición de organismos capaces de fijar los carbonatos.

Las alternancias que configuran la parte superior de la unidad son muy fosilíferas e incluyen diversos niveles lumaquélidos contenido braquiópodos, briozoos, moluscos, trilobites y equinodermos; a los que hay que sumar algunos graptolitos y acritarcos encontrados en las intercalaciones pelíticas. Entre la fauna determinada cabe citar la presencia de *Onnia?* n.sp.aff. *grenieri* (BERGERON), *Chattiaspis almadenensis* HAMMANN, *Deyfussina exopthalma castiliiana* (HAMMANN), *Dalmanitina (D.) acuta* HAMMANN, *Calymenella boisseli* BERGERON, *Prionocheilus costai* (DELGADO), *Actinopeltis spjeldnaesi* HAMMANN, *Dysplanus (Zetillenus) ibericus* HAMMANN (trilobites: HAMMANN, 1974, 1976 y 1983), *Svobodaina havliceky* VILLAS, *Rafinesquina lignani* VILLAS, *Triplegia* sp., *Kozlowskites?* sp., *Portranella?* sp., *Leptaena?* sp. (braquiópodos), *Orthograptus amplexicaulis* (HALL) (graptolito), *Baltisphaeridium cf. nanum* (DEFLANDRE), *Micrhystridium cf. stellatum* DEFLANDRE, *Multiplicisphaeridium fissile* (STOCKMANS y WILLIERE), *M. lobeznum* (CRAMER), *Veryhachium cf. downiei* (STOCKMANS y WILLIERE) (acritarcos: HAFENRICHTER, 1979), *Calix gutierrezi* CHAUVEL y MELENDEZ (equinodermo), *Monotrypa?* sp., *Hallopore* sp., *Bryozoa* indet (briozoos) y *Deka-*

yia? sp. (acanthoporo: HAFENRICHTER, 1979). El conjunto de la fauna indica una edad Caradoc superior (Actoniense-Onniense) para la unidad cuyo techo podría incluirse en la zona de *P. linearis*.

1.1.8. Calizas (8). Caliza Urbana. Ashgilliense

A techo de los bancos mixtos aparecen calizas (y dolomías) de carácter lenticular que fueron denominados por TAMAIN (1972): «Caliza Urbana». Su color es gris en fractura fresca y pardo por alteración.

Los mejores afloramientos se encuentran en la margen izquierda del Jabalón, junto a su desembocadura en el Guadiana (Corte del río Jabalón) y en el p.k. 186 de la carretera de Ciudad Real a Puertollano.

En el corte del Jabalón se han metido 3,3 m. de calizas grises (wackstone-packstone bioclásticos). Regionalmente su espesor no excede de los 10 m.

Microscópicamente son biomicritas y biomicruditas con Briozoos, Moluscos, Ostrácodos, Braquiópodos y Equinodermos (Cystoideos).

Se trata de materiales depositados en una plataforma somera carbonatada que se extendió por la mayor parte del ámbito centroibérico. A techo de la caliza se sitúa una importante ruptura sedimentaria que se detecta a nivel regional con señales de emersión y cambio brusco en las características sedimentarias de la unidad suprayacente.

El conjunto de la unidad ha proporcionado trilobites, equinodermos, bariozoos, braquiópodos, ostrácodos, cephalópodos y conodontos que indican para la misma una edad ashgilliense. Entre la fauna cabe citar la presencia de diversas especies de conodontos, pertenecientes a 22 géneros (HAFENRICHTER, 1979, 1980), indicativos de la Biozoa de *Amorphognathus ordovicicus*, junto a los equinodermos *Heliocrinites helmackeri* (BARRANDE) y *Aonodiscus cf. spinosus* LE MENN, referidos en diversas localidades del Ashgill. del SO de Europa.

1.1.9. Pizarras, Pizarras y Cuarcitas. Basaltos (9). Pizarras de Chavera. Cuarcita de criadero, Pizarras ampelíticas. Ashgilliense superior-Llandoveryense y Wenlockiense.

Por encima de los niveles carbonatados ashgillienses aparece una potente serie de edad fundamentalmente silúrica que se encuentra normalmente muy recubierta por materiales terciarios.

Los afloramientos en donde la serie puede observarse en mejores condiciones son, aparte de los indicados para la unidad anterior (río Jabalón y

carretera de Puertollano), los existentes en la margen izquierda del río Jabalón, en el meandro situado al sur del Cerro Pelón entre las cotas de 644 y la Casa de Arriba.

Comienza esta unidad cartográfica con las «Pizarras de Chavera» o «Pizarras del Castellar», que vienen definidas por 90-100 m. de pizarras grises muy arcillosas con disyunción laminar muy fina que intercalan capas centimétricas de areniscas finas limolíticas, algún *sill* de basalto y «pseudonódulos» constituidos por bloques de diversa naturaleza de diámetros centimétricos.

Las areniscas presentan estratificación interna de *ripples* con morfología conservadas a techo. Los «pseudonódulos» son en realidad bloques angulosos de diversas litologías que algunos autores alemanes interpretan como «dropstones» o bloques desprendidos de la base de los «icebergs» relacionados con la glaciaciación del límite ordovicicisosilúrico. Las «Pizarras de Chavera» pueden interpretarse como depósitos de una plataforma reductora, normalmente situados por debajo de la acción del oleaje.

En el corte del río Jabalón afloran por encima de las pizarras de Chavera 3-4 m. de cuarcitas marrones y blanquecinas, («Cuarcitas del Criadero o de Castellar») con fuerte cemento silíceo (15 %), constituidas por cuarzo (65 %), feldespato potásico (5 %) y abundante siderita que sustituye a los feldespatos.

Las cuarcitas tienen morfología de barras. Siguen 40-45 m. de basaltos concordantes con las cuarcitas que presentan una intensa carbonatación de máficos y plagioclasas con formación de un mosaico muy irregular de dolomita/dolomita ferrosa. Otras veces los fenómenos de cloritización-serpentinización son muy intensos.

Inmediatamente a techo de los basaltos se sitúan pizarras negras ampelíticas y alternancias de pizarras y areniscas muy alteradas con frecuentes intercalaciones de basaltos también muy alterados.

Los afloramientos de «Pizarras de Chavera» situados al N de Corral de Calatrava (río Jabalón) han proporcionado nueve horizontes contenido acritarcos (HAFENRICHTER, 1979) que indican una edad silúrica para su parte superior. Sin embargo, los niveles basales de la unidad pueden corresponder todavía al Ashgill (Hirnantiano?) y en ellos se han identificado los acritarcos *Baltisphaeridium* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Multiplicisphaeridium* cf. *fissile* (STOCKMANS y WILLIERE), *M. arbusculiferum* (DOWNIE), *Veryhachium downiei* STOCKMANS y WILLIERE, *V. cf. piliferum* MARTIN y *V. trispinosum* (EISENACK). Los macrofósiles son siempre muy raros y cabe mencionar solamente un resto de conularido (escifozoo) encontrado en la parte media de la unidad y pistas de artrópodos, tubos en U y fósiles problemáticos en los niveles arenosos próximos al techo.

Los primeros metros de las Cuarcitas de Criadero han suministrado acritarcos (28 especies de 17 géneros: HAFENRICHTER, 1979) que indican para la misma una edad Silúrica, aunque no aportan más precisiones. Sin embargo, los graptolitos encontrados en las ampelitas suprayacentes pertenecen al Llandovery medio y determinan a su vez una edad Llandovery (probablemente inferior) para las cuarcitas, correlacionables con otras áreas centroibéricas donde contienen graptolitos de la zona de *C. vesiculosus*.

Los afloramientos de Pizarras ampelíticas al SO del Puente Morena (Carretera C. Real de Puertollano) han proporcionado diversos horizontes con graptolitos conocidos desde el siglo pasado, donde VERNEUIL y BARRANDE (1856) y CORTAZAR (1880) citan la presencia de «Graptolithus» o «*Monograptus hally* BARR.», que constituye a su vez el dato más antiguo sobre la existencia de Silúrico dentro de la Hoja. En la misma localidad, MACHENS (1954) menciona posteriormente el hallazgo de «graptolitos de las Zonas 19-22 de ELLES y WOOD», ortídos y «restos de plantas», cuyas determinaciones no fueron nunca publicadas. Por nuestra parte, el estudio de los terrenos de la antigua fábrica de ladrillos adyacentes al Puente Morena ha mostrado la existencia dentro de la unidad de al menos 3 horizontes fosilíferos (en 20 m. de sucesión), cuya posición sobre la cuarcita infrayacente no ha podido determinarse. El primero de ellos (el más occidental) contiene *Pseudoplegmatocephalus obesus* (LAPWORTH), *Petalograptus altissimus* ELLES y WOOD, *Pseudoclimacograptus* s.sp., *Monograptus turriculatus* (BARRANDE) y *Monoraptus marri* PERNER, que en su conjunto indican la Zona de *M. turriculatus* (Fronianense superior). El segundo nivel fosilífero ha proporcionado *Monograptus crispus* LAPWORTH, *M. veles* (RICHTER), *M. cf. exiguus* (NICHOLSON) s.l., *Stomatograptus grandis girvanensis* COCKS y TOGH-RILL, *Pseudoplegmatocephalus* sp., *Petalograptus?* sp. y *Paraclimacograptus* n.sp. aff. *P. innotatus* (NICHOLSON), que señalan una edad Llandovery (Telychianense) superior (Zonas de *M. crispum* a *M. griestonensis*). El tercer horizonte tiene 4-5 m. de espesor y contiene *Monoclimacis linnarsoni* (TULL-BERG), junto a céfalópodos y braquiopodos epiplancónicos, cuya edad puede corresponder a las Zonas de *C. lapworthi* o *C. centrifugus* (límite Llandovery/Wenlock). El resto de la sucesión reconocible en esta localidad (una treintena de metros) no ha proporcionado fósiles, pero por su posición deben corresponder al Wenlock.

1.2. TERCARIO

Los primeros datos existentes acerca de las características de los materiales terciarios del Campo de Calatrava se deben a CORTAZAR (1880). Los

trabajos posteriores de ALVARADO *et al.* (1931 y 1932) para la realización de las hojas geológicas de Piedrabuena y Ciudad Real así como los estudios de H. PACHECO, F. (1932) apenas si modifican las observaciones y conclusiones de CORTAZAR. Todos estos autores citan la existencia de arcillas más o menos margosas y arenas sobre las que yacen de 6 a 7 m. de calizas, siendo el espesor total de la secuencia terciaria del orden de 60-70 m., MOLINA *et al.* (1972) y MOLINA (1974, 1975), centran sus estudios en las subcuencas de Alcolea de Calatrava y Corral de Calatrava situadas al oeste de Ciudad Real. Citan la existencia de brechas de cuarcitas con cemento ferruginoso que reposan sobre el paleozoico en discordancia angular y erosiva. Estas brechas son de edad incierta probablemente pre-mioceno medio. Están fosilizadas por materiales que según estos autores, son de edad Vallesiense a Rusciniense, en los que se pueden distinguir dos unidades litoestratigráficas: inferior y superior separadas por una discordancia angular. PEREZ GONZALEZ (1981) sintetiza los datos estratigráficos y paleontológicos existentes sobre los Campos de Calatrava. Recientemente HOYOS *et al.* (1984) estudian las características geológicas del yacimiento de Las Higueruelas así como la evolución del entorno de sedimentación lacustre-palustre del mismo y los procesos volcánicos asociados determinando la edad de los mismos. ALBERDI *et al.* (en prensa) actualizan la paleontología y bioestratigrafía de los yacimientos Villafranquenses de Las Higueruelas y Valverde de Calatrava.

En la Llanura manchega occidental entre Ciudad Real y Villarta de San Juan y Manzanares pueden citarse las hojas geológicas de la primera serie como las de Villarta de San Juan (MESEGUE, 1953), Manzanares (H. PACHECO, 1935), Daimiel (ALVARADO y H. PACHECO, 1934) y Almagro (FERNANDEZ y ALVARADO, 1934). Presentan mayor interés los datos aportados por la recopilación de sondeos de SANZ (1946), el trabajo de síntesis de subsuelo del SGOP (1970) y el Proyecto de Investigación Hidrogeológica de la Cuenca Alta y Media del Guadiana realizado por CGS-INTECSA (1975). BALMASEDA *et al.* (1976) realizan la cartografía MAGNA de la hoja 761 (Llanos del Caudillo) en la que diferencian los depósitos de «rañas» de las calizas lacustres que atribuyen al «Pontiense» s.l. NIÑEROLA *et al.* (1976) señalan que existe un surco relleno por sedimentos terciarios del Mioceno en el borde norte de la Llanura manchega occidental. Es sin duda el trabajo de PEREZ GONZALEZ (1981) el de mayor interés para el conocimiento de la estratigrafía, paleontología, evolución sedimentaria tectónica y morfológica 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 datos y conclusiones de gran valor. Esto unido al estudio estratigráfico y sedimen-

tológico y a la elaboración de precisos mapas geológico-geomorfológicos realizados por PEREZ GONZALEZ, lleva a una correcta 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) que rellenan la cuenca o cuencas existentes en la hoja. El análisis y estudio de los materiales volcánicos se realiza en el apartado 1.3 (ROCAS VOLCANICAS) y 4 (PETROGRAFIA).

Desde el punto de vista cronológico podemos distinguir materiales previos a la actividad volcánica del Campo de Calatrava de edad pre-mioceno superior, constituidos por brechas de cemento ferruginoso y otros sedimentos sincrónicos con fenómenos volcánicos y previos a la actividad principal. La relación entre los depósitos neógenos y el vulcanismo será discutida en apartados posteriores.

1.2.1. Conglomerados con cemento ferruginoso. Corazas ferruginosas (10). Terciario

Discordantes sobre el sustrato paleozoico afloran materiales constituidos por cantos de cuarcitas y pizarras unidos por cemento ferruginoso de tonos rojos oscuros que le confiere una gran resistencia y compacidad.

Los mejores afloramientos de esta unidad se encuentran en el Arroyo de la Zurda (Casa de Coello, en la carretera de Alcolea a Corral de Calatrava), al pie de las Sierras de Medias Lunas y de la Umbría de la Sala y en las canteras en que se explotan los óxidos de hierro y manganeso al sur de la Cañada de Calatrava y Villar del Pozo.

En algunos puntos constituye una auténtica coraza ferruginosa, en sentido edáfico, que puede alcanzar hasta 4 m. de espesor. En otros se trata de niveles de brechas ferruginosas amalgamados.

En la hoja de Ciudad Real pueden distinguirse los siguientes niveles (E. MOLINA comunicación oral) en las Corazas:

- Nivel inferior con abundantes clastos, abundante cuarzo y matriz arcillosa de illita y caolinita. La proporción de caolinita aumenta hacia techo (0,5-1 m.).
- Horizonte de moteado ferruginoso que constituye la base de la coraza. Abundantes nódulos ferruginosos, algún clasto, granos de cuarzo y caolinita (1 m.).
- Caparazón de hierro. Los nódulos y el hierro masivo se unen para

formar una masa general de hierro. Sólo quedan minerales resistentes (cuarzos) y la poca arcilla que hay es caolinita (1-1,5 m.).

— Coraza en sentido estricto. Solamente hay óxidos de hierro. Masa de hierro de estructura ruiniforme o laminar a veces concrecional, nodular y pisolítica. Abundantes huecos.

Fosilizan una superficie de erosión de bisela el Paleozoico, su comparación con las corazas finicretáctico-paleocenas de la zona de Salamanca resulta sugestiva. Sin embargo en la región de Ciudad Real su grado de conservación es elevado y la morfología superficial de la coraza es continación de la que presentan los materiales paleozoicos en que se apoya (MOLINA, 1975). Su distribución indica que ya existía una topografía muy parecida a la actual antes de la formación de esta unidad. Recientemente MOLINA *et al.* (1985) señalan que durante el Paleógeno y comienzos del Neógeno (sobre todo Oligoceno superior-Mioceno inferior) se desarrollaron una serie de procesos morfogenéticos sobre el zócalo en condiciones de clima tropical estacional, que van asociados al desarrollo de un relieve de *inselbergs* o montes-islas, piedemontes y glaciares de grandes dimensiones. En estas condiciones existe una zona de alteración y lavado al pie de los montes islas con génesis de corazas ferruginosas y una zona de acumulación de iones y sílice al pie de los glaciares con epigénesis montmorillonítica. En nuestra opinión la edad de la coraza de los Montes de Toledo y C. Real coincide con esta etapa, es decir sería Oligoceno superior-Mioceno inferior.

1.2.2. Conglomerados y areniscas con cemento ferruginoso. Fangos variolados (22). Fangos variolados. Arenas y areniscas con cemento ferruginoso (23). Ruscinense

Constituyen la base del relleno plioceno de las Cuencas terciarias de la hoja. Dan lugar a morfologías suavemente alomadas.

Esta unidad está bien representada en el sector meridional de la hoja o cuenca de Corral de Calatrava. Los afloramientos son escasos y entre ellos merece la pena citar los de las canteras de la margen derecha del Guadiana en la carretera de Pte. Alarcos a Corral, la cantera de arcillas abandonada de Corral, y las canteras existentes en la margen derecha del Jabalón, al suroeste de los Baños de la Fuensanta en el ángulo suroccidental de la hoja. Tiene un espesor máximo de 25-30 m.

La unidad 22 de conglomerados y areniscas con cemento ferruginoso y fangos se ha diferenciado del resto de la formación debido a la presencia de elementos tamaño grava. Afloran en las canteras al suroeste de la Fuensanta

y en el Arroyo de la Zurda, en la margen derecha del Guadiana (carretera de Alcolea a Corral).

Los conglomerados y areniscas se presentan en paquetes que pueden alcanzar 1,5 m. de espesor y tienen cementación irregular de óxidos de hierro. Los clastos de los conglomerados tienen un tamaño grava y son subangulosos de cuarcita, pizarra y cuarzo. Las arenas son medias a gruesas con elevadas proporciones de limo arcilla (42 %). Al microscopio están formadas por cuarzo (15 %), fragmentos de cuarcitas (15 %), fragmentos de pizarras (30 %) y cemento ferruginoso (20 %), como minerales accesorios aparecen anfíboles.

Los fangos presentan tonos blanquecinos rojizos y pardos y contienen arena e incluso grava dispersa. Son frecuentes los niveles de concentración de óxidos de manganeso.

Las gravas y arenas rellenan cuerpos arenosos de geometría canalizada y alta relación anchura profundidad. (Extensiones métricas a decamétricas y espesores decimétricos o de 1 m.). En la base de estos cuerpos hay frecuentes *scours* relativamente profundos. Estos canales presentan cicatrices internas y *cut and fill*.

Los fangos contienen arena y grava y son *mud supported*. A veces se reconocen ritmos decimétricos granocrecientes. Se interpretan como depósitos de transporte en masa en zonas proximales de abanicos aluviales con incisión eventual de canales.

Las facies más distales (23) están constituidas por fangos limo-arenosos ocre amarillentos, frecuentemente edafizados (*pseudogley*). Están formados por 25 % de cuarzo y 75 % filosilicatos. La composición mineralógica de los filosilicatos es esmectitas (50 %), illita (25 %) y caolinita (25 %).

Entre los fangos se intercalan arenas de variada granulometría normalmente finas a medias, y de tonos blanquecinos y amarillentos. A veces los granos presentan páginas negruzcas debido a la presencia de óxidos de manganeso.

Microscópicamente están compuestas por cuarzo (60-95 %), fragmentos de rocas cuarcíticas (0-20 %), feldespato potásico (0-10 %) con matriz serícita o clorítica y cemento ferruginoso local. Como accesorios circón, turmalina y rutilo.

En la fracción ligera dominan los cuarzos (72-97 %) sobre los feldespatos (28-4 %) todos ellos potásicos.

La mineralogía de pesados revela la existencia de al menos dos áreas de procedencia. Las muestras más meridionales (sector de Corral) se caracterizan por la asociación turmalina (46-60 %), circón (62-trazas), granate (3-trazas), rutilo (2-4 %), anatasia (4-trazas), estaurolitas (11-15 %), distena (2-8 %),

andalucita (16-20 %), sillimanita brokita y titanita. Las arenas del área de los Pozuelos de Calatrava en el noroeste de la hoja contienen turmalina (16-40 %), circón (5-38 %), rutilo (2-7 %) y andalucita (10-75 %), estando prácticamente ausentes la estaurolita y la distena e indicando procedencias de áreas con episodios de metamorfismo de contacto.

Son frecuentes las intercalaciones de lapillis y cenizas volcánicas compuestas por cuarzo (5 %), fragmentos de rocas volcánicas vítreas vesiculares, alteradas, ferruginaizadas (60 %), fragmentos de pizarra y algunos de cuarcita (20 %) y biotita (10 %).

En muchas áreas de la hoja (río Guadiana, oeste de Poblete) son muy abundantes las intercalaciones de depósitos hidromagmáticos, que incluso llegan a constituir toda la serie sin que haya ningún resto de material sedimentario. Estos materiales de origen hidromagmático serán descritos en el apartado 1.3 (ROCAS VOLCANICAS).

Hacia el techo de la unidad cartográfica abundan los niveles edafizados y las intercalaciones de fangos carbonatados que inician el paso a la unidad margo-calcárea suprayacente. Este tránsito es gradual por rápido y se realiza tanto vertical como lateralmente.

Los cuerpos arenosos de la parte inferior en la zona de los Pozuelos de Calatrava presentan geometrías que recuerdan a los del modelo *braided*, con estratificación cruzada de gran escala, tabular y en surco y cicatrices internas. En la cantera de Corral de Calatrava las observaciones se han realizado sobre un paquete arenoso relativamente próximo al tránsito con las facies carbonatadas. Aflora un cuerpo dominantemente arenoso de base plana y estructura interna compleja que yace sobre lapillis y cenizas con estratificación paralela. Este banco tiene 3,5-4 m. de espesor. En la mitad inferior aparecen barras de arena media a gruesa con espesores entre 20 y 40 cm. con gravilla, cantos blandos en la base y estratificación cruzada de gran escala, en surco o tabular. Hay niveles lenticulares de arcillas grises que rellenan la morfología de las barras. En la mitad superior y a través de un contacto erosivo se sitúan arenas con estratificación cruzada de gran escala, cicatrices internas y surcos rellenos de arcilla que se interpretan como facies canalizadas de tipo *braided*.

En conjunto la unidad se interpreta como facies distales de abanicos aluviales en las que instalaban cauces anastomosados, estas facies evolucionan en la vertical a facies palustres y fluviolacustres.

Estos materiales han resultado totalmente azoicos. La posición estratigráfica de su techo está a unos 50 m. por debajo de las calizas del Plioceno inferior, supradatadas por la edad Plioceno superior basal (Villafranquiense inferior) del yacimiento de Las Higueruelas. Evidentemente pertenece al ciclo Mioceno superior-Plioceno inferior con el que se inicia la sedimentación en

las cuencas manchegas. Dado el pequeño espesor de la unidad y el carácter expansivo de la sedimentación de este ciclo con *onlapping* progresivo sobre las depresiones del zócalo paleozoico, hemos optado por atribuir estos materiales al Plioceno inferior, sin descartar la posibilidad de que esté también representado el Mioceno superior.

1.2.3. Calizas y margas (24). Calizas (25). Plioceno inferior (Rusciñense)

Dan lugar a la mayor extensión superficial de los afloramientos pliocenos. Morfológicamente constituyen relieve tabulares en capas horizontales o barras rocosas cuando están plegados.

Están presentes en toda la hoja, tanto en la subcuenca de Alcolea de Calatrava como en la de Corral de Calatrava. Los afloramientos de mayor interés se sitúan en el Arroyo de los Cuedos, al pie del yacimiento de Las Higueruelas, en la cantera de los Egidios (al noroeste del km. 185 de la carretera de Ciudad Real a Puertollano), en el km. 187 a 187,5 de dicha carretera, al norte y noroeste de Corral de Calatrava, en el Caserío de Galiana (km. 227-228 de la carretera de Ciudad Real a Badajoz), al norte del Caserío de los Corrales (margen izquierda del Guadiana), en el arroyo de Valdeconejo (al noroeste de la estación de ferrocarril de Cañada de Calatrava), entre los km. 183-189 del ferrocarril Ciudad Real-Badajoz y 2 km. al norte de la Casa de la Puebla en la carretera de Ciudad Real a Aldea del Rey.

La unidad en conjunto está constituida por margas grises y blanquecinas con intercalaciones de calizas margosas. Coronando la serie parece un nivel de bancos calcáreos de potencia variable. Son frecuentes las intercalaciones de depósitos hidromagnéticos, algunas de las cuales han sido diferenciadas en la cartografía (21), describiéndose en el apartado de Rocas Volcánicas. En la cartografía se han separado los paquetes calizos superiores (25) del resto de la unidad calizas y margas (24) en aquellas zonas en que los afloramientos lo permitían.

El espesor total de las calizas y margas puede llegar a los 70 m. en la zona de Alcolea. En la subcuenca de Corral no sobrepasa los 25 m. Las calizas superiores (25) tienen 25-30 m. en Alcolea (Las Higueruelas) y 7-8 m. en Corral (Los Egidios).

El paso de los fangos y arenas inferiores (23) a las margas y calizas es gradual en la vertical existiendo además cambio lateral de facies. A techo de las calizas superiores (25) existe, muy probablemente, una disconformidad que las separa de los materiales margos calcáreos y volcánicos (26) que contienen el yacimiento de Las Higueruelas.

En la zona de Las Higueruelas HOYOS *et al.* (1984) estudian 30-35 m. de calizas y dolomías del nivel superior (25) que hacia la base contienen una intercalación de 2 m. visibles de depósitos hidromagnéticos gruesos (21). Distinguen microfacies de dolomicritas, intradolomicritas, intrabiodolomicritas y biomicritas (escasas). El ambiente de sedimentación se interpreta como correspondiente a un medio palustre-lacustre, con esporádicos aportes detriticos de áreas paleozoicas y volcánicas. HOYOS *et al.* (1984) señalan que los procesos diagenéticos (dolomitización, ceolitización y calcitización) fueron importantes y numerosos como consecuencia de la reacción de los vidrios volcánicos y de otros componentes inestables con las aguas alcalinas del lago. Siguiendo a MOLINA (1975) estos autores citan la existencia de una discordancia angular entre los materiales hidromagnéticos y las calizas suprayacentes. A nuestro juicio esta «discordancia» tiene carácter local y está en relación con los procesos de colapso de caldera subsiguiente a las erupciones explosivas.

En otros puntos de la subcuenca de Alcolea y sobre todo en la de Corral son muy frecuentes, en la unidad 25, las microfacies de calizas estromatolíticas con o sin pequeños pisolitos, y las dismicritas de facies lacustre. En la cantera de Los Egidos (al noroeste del km. 185 de la carretera de Ciudad Real a Puertollano), sobre disrimcritas de origen lacustre se desarrollan una serie de procesos sedimentarios diagenéticos y edáficos relacionables con la génesis de las «costras bréchicas» descritas por PEREZ GONZALEZ (1981) en numerosos puntos de la submeseta meridional. La caliza inicial micrítica del techo de la formación pasa progresivamente hacia arriba a estar atravesada por numerosas grietas llenas por material heterogéneo (detriticos, alóctonos de pizarra y cuarcitas, óxidos, arcillas empastados por micrita con arcilla roja y/o parda) con abundantes rasgos de hidromorfismo.

Por encima aparece un nivel de 1 a 2 m. de espesor, en el que el material heterogéneo antes descrito es dominante y engloba restos de las calizas a modo de «clastos», también se observa la presencia de cantos alóctonos del orden de varios milímetros a 1-2 cm. de cuarcita y pizarra; hay penetración de arcilla roja de iluviación. A techo de este nivel aparecen bolsones de arcilla roja. Por encima se sitúan 20-30 cm. de cinerita y lapillis y un banco de 1-1,5 m. de un horizonte carbonatado laminar en la base y masivo en la parte superior.

El estudio micromorfológico revela que los materiales heterogéneos que reposan sobre las calizas lacustres son el resultado de una serie de procesos sedimentarios, diagenéticos y edáficos cuya posición geomorfológica se sitúa en borde u orlas lacustres. Los fangos micríticos depositados en los bordes del lago se ven sometidos a un proceso de nodulización y fracturación por

desección, en el que juegan un importante papel las raíces vegetales, como consecuencia de la retracción o desecación del ambiente lacustre. Esto lleva consigo la removilización con aporte de zonas próximas (material heterogéneo), seguida de nueva nodulización y removilización, por tendencias a la retracción definitiva. En esta última etapa hay procesos de transporte de cierta entidad y aporte alóctono (cuarcitas y pizarras) más importante. Posteriormente hay procesos edáficos con iluviación de arcillas, litificación con cementaciones importantes en condiciones freáticas, fracturación y relleno de grietas por cemento esparítico freático/vadoso. Los materiales anteriores quedan fosilizados por aportes volcánicos o por horizontes carbonatados con perfil K. aparente, constituidos por fangos micríticos con abundante arcilla y clastos de cuarzo, cuarcita y materiales volcánicos (olivino) que pueden ser interpretados como depósitos de charcas inestables con importante aporte externo sobre los que se desarrolla un suelo en condiciones freático/vadosas.

Como se ha indicado estos materiales son correlacionables con las «costras bréchicas» de la Submeseta meridional, que se sitúan siempre al final del ciclo sedimentario que finaliza en el Rusciniense, superponiéndose a los materiales lacustres de las «Calizas de los Páramos».

Las calizas superiores de esta unidad cartográfica se sitúan por debajo del yacimiento de Las Higueruelas de edad Plioceno superior basal (Villafranquense inferior).

Por otra parte, las dataciones radiométricas de los depósitos hidromagmáticos intercalados en las calizas de Las Higueruelas, realizadas por BONADONNA *et al.* (1984) proporcionan una edad de $-4,48 \pm 0,45$ millones de años.

Todas estas consideraciones nos llevan a datar la unidad cartográfica de calizas y margas como Plioceno inferior (Rusciniense).

1.2.4. Arenas, gravas, fangos. Margas y calizas (26). Calizas, calizas arenosas (27). Plioceno superior

Los afloramientos de estas unidades se sitúan en el cuadrante noroccidental de la hoja, y en el extremo noroeste de la misma. Rellenan normalmente las cubetas o depresiones circulares flanqueadas por los materiales calizos de la unidad anterior, generadas por los procesos de colapso y hundimiento relacionados con la actividad volcánica. Aparecen siempre muy recubiertos. Es muy frecuente que gran parte de las unidades pasen lateralmente a depósitos hidromagmáticos (21), como ocurre en el cuadrante suroeste de la hoja. Las observaciones de mayor interés, aunque siempre parciales pueden realizarse

en la zona de Las Higueruelas y en las canteras abandonadas al noreste de Valverde de Calatrava.

En la zona de Las Higueruelas se reconoce la existencia de 15-20 m., muy cubiertos, de margas y calizas (26) que intercalan abundantes niveles de materiales volcánicos piroclásticos, en los que se reconocen bombas de hasta 30 cm. de eje mayor, englobados en una matriz margosa y arenosa con cemento carbonatado y niveles de paleocanales también llenos por material volcánico.

Las calizas se presentan normalmente dolomictitas (dolomictitas e intra-dolomictitas).

La dolomitización se produce, según HOYOS *et al.* (1984), en una laguna de bordes difusos y encharcados, en la que desembocarían algunos riachuelos que dejarían pequeños canales de gravas y arenas de material volcánico. Al mismo tiempo se producen erupciones volcánicas en las zonas próximas y caen a la laguna numerosos productos de proyección aérea.

Estas calizas y margas pasan lateralmente a arenas, gravas y fangos, muy similares a los de la unidad (23) del ciclo anterior. Las gravas contienen clastos de cuarcita, cuarzo, pizarras y algunas de calizas de la unidad 25. Las arenas están formadas por los mismos elementos, con los granos tapizados por óxidos de manganeso, observándose la presencia de eflorescencias de azufre. Presentan estratificación cruzada de gran escala.

Las condiciones de afloramiento no permiten el estudio detallado de las características sedimentológicas de estos materiales detríticos que deben corresponder a depósitos fluviales o fluvio-lacustres. Estos materiales detríticos están coronados por 4-5 m. de calizas arenosas con Ostrácodos y restos de Peces que contienen cuarzo (30 %), bioclastos (5 %) y micrita (65 %) y que se han diferenciado en la cartografía como la unidad 27.

Al suroeste de la hoja (zona de la Puebla) sobre materiales hidromagmáticos afloran 10-12 m. de dismictitas y biomictitas con huellas de disolución de sulfatos.

A 15-17 m. de la base se sitúa el yacimiento de Las Higueruelas. La primera cita del yacimiento es debida al profesor D. Fidel Fuidio en la prensa local.

La primera excavación fue realizada por AGUIRRE y BONE en 1971, adquiriendo gran interés el yacimiento como consecuencia de los trabajos geológicos de MOLINA *et al.* (1972) y MOLINA (1974 y 1975). Desde 1979 se han realizado nuevas excavaciones y revisión de la fauna y por ALBERDI, MAZO, MORALES, SESE y SORIA del C.S.I.C. y JIMENEZ de la Universidad de Salamanca. Se ha encontrado la siguiente fauna:

Mammalia (proboscidea)

Anancus arvernensis (CROIZET y JOBERT). Cinco cráneos, varias mandíbulas y hemimandíbulas con sus piezas dentarias, defensas de gran tamaño, escápulas, húmeros, ulnas, pelvis, fémures, tibias, vértebras, etc.

Mammalia (equidae)

Hipparium rocinantis (H. PACHECO). Dos dientes superiores y cinco inferiores. Un acetáculo, un fémur, un fragmento de calcáneo, un astrágalo, una falange, y fragmentos de vértebra.

Mammalia (cervidae)

Cervus cf. cusanus (CROIZET y JOBERT). Un asta sin pedículo. *Cervus cf. perrieri* (CROIZET y JOBERT). Dos fragmentos de asta, un condil y un fragmento de M_3 .

Mammalia (bovidae)

Gazella borbonica DEPERET. Cuatro núcleos óseos de cuerno, fragmento de húmero, de tibia y dos falanges.

Otros mamíferos como *Hystrix* sp., Felidae indet, Hyaenidae indet. y Rhinocerontidae indet. junto con tortugas del género *Geochelone* de extraordinaria talla han aparecido en el yacimiento.

La edad de este yacimiento es Villafranquiense inferior (zona 16a) según ALBERDI *et al.* (en prensa).

Por otra parte las dataciones radiométricas de BONADONNA y VILA (1984) dan una edad de $-3,5 \pm 0,45$ millones de años para las bombas volcánicas encontradas entre el sedimento en que se enclava el yacimiento. Esta edad es conforme con un Plioceno inferior basal o «Villafranquiense» inferior (s.l.).

El yacimiento de Valverde Calatrava II situado en una cantera de arena próxima a la finca de Cantarranas, al noreste de Valverde, ha proporcionado fauna escasa pero representativa: *Equus cf. stenonis* COCCHI (1 M_3 superior derecho), Cervidae indet., Bovidae indet. y Elephantidae indet. que sitúan este

yacimiento en el Villafranquiense medio (base de la 16b) zona, por encima de Las Higueruelas.

En resumen podemos considerar que las unidades cartográficas que nos ocupan pertenecen al Plioceno superior (Villafranquiense inferior y medio basal).

1.2.5. **Gravas y cantos poligénicos de cuarcita y cuarzo, arenas y arcillas arenosas (28). Raña. Plioceno superior**

GOMEZ de LLARENA (1916) describe por primera vez con detalle las «rañas» existentes en la parte occidental de la submeseta meridional. H. PACHECO, F. (1932) la atribuye una edad Pliocena y posteriormente (1950) la sitúa en el Villafranquiense. Para MOLINA (1975) «la Raña es una formación detritica 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 medio para la misma.

Los principales afloramientos se sitúan en la zona de Corral de Calatrava. Existen algunos retazos al este de Pozuelos de Calatrava (Vértice de Rubiales), al sur de Puente Morena, y en la zona de Ballesteros. Su superficie superior se sitúa entre las cotas de 690-640 m. con pendientes que no superan el 1 %, encontrándose muy degradada. Dicha superficie se localiza a 84-86 m. sobre el río Guadiana y a 45-50 m. sobre el Jabalón.

En diversos puntos de las hojas de Ciudad Real y Almagro se ha podido constatar la profunda alteración existente en el sustrato paleozoico por debajo de los niveles de Raña. Esta alteración es en parte heredada de procesos anteriores.

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 entre 20 y 40 % y limo más arcilla entre 5 y 35 %. La fracción mayor de 2 cm. dominan los tamaños comprendidos entre 2 y 4 cm. y 4-6 cm. siendo el centílo del orden de 45 cm. en cuarcita.

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 para medir en potencia, pero no debe exceder de los 10 m.

No existen afloramientos que permitan deducir las características sedimentológicas de la Raña. Los estudios de MOLINA (1975) revelan que se trata de depósitos formados por la amalgamación de canales trenzados tipo *braidded*.

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

1.3. ROCAS VOLCANICAS

Las primeras referencias a la existencia de vulcanismo en Campos 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 REGUERAL (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), los de F. HERNANDEZ PACHECO en las Hojas Geológicas 1:50.000 del IGME (1928 a 1935) en colaboración con ALVARADO, FERNANDEZ VALDES, MESSGUER, DE LA ROSA y TEMPLADO, y sobre todo la monografía de F. HERNANDEZ PACHECO (1932), dan ya 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. En los trabajos de I. PARCA PONDAL (1935) se efectúa la caracterización geoquímica de las rocas.

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 químico. En los últimos años la zona ha sido estudiada en detalle en diferentes trabajos: ANCOCHEA *et al.* (1979), 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.

La hoja de Ciudad Real se sitúa en la parte central-norte de la Región Volcánica Central Española o de Campos de Calatrava, siendo aquella en la que existen más centros volcánicos (unos ochenta), que se concentran esencialmente en los dos tercios nororientales.

Los mecanismos eruptivos en este área han sido esencialmente estrombolianos, hidromagnéticos o una mezcla de ambos. En el primer caso se han formado conos de piroclastos a veces sin coladas, pero en una buena parte de ellos con una o varias coladas. Las erupciones hidromagnéticas han tenido enorme importancia constituyendo más del 40 % del total de edificios reconocidos; normalmente se trata de maares con anillo de tobas bien desarrollado, pero en algunos casos, sobre todo cuando la erupción tiene lugar en el paleozoico, son sólo pequeñas calderas de explosión sin prácticamente anillo. También han sido citadas erupciones hawaianas (HERNANDEZ PACHECO, 1932), si bien éstas han debido ser de escasa entidad. Dicho autor señala como volcanes hawaianos representativos el Cabezo Galiana, el Cerrajón de la Puebla o el Volcán del Cabezuelo de Calatrava.

Dentro de los productos volcánicos y atendiendo a criterios vulcanológicos podemos distinguir: lavas, piroclastos de caída, y piroclastos hidromagnéticos. En cada uno de ellos podemos además especificar la composición: melilititas olivínicas, limburgitas, nefelinitas olivínicas y basaltos con lo que siguiendo ambos criterios se han diferenciado cartográficamente, en este caso once unidades volcánicas (de la 11 a la 21).

A la escala macro o mesoscópica las diferencias entre los distintos tipos composicionales son prácticamente inexistentes o inapreciables (ligera diferencia en la coloración en muestra de mano) siendo éstas sólo importantes microscópicamente por lo que la descripción por tipos litológicos se hace en detalle en el apartado de petrografía, efectuándola aquí esencialmente en base a la tipología vulcanológica.

En el caso de los depósitos hidromagnéticos, la naturaleza de los mismos, compuestos esencialmente por fragmentos no volcánicos, o incluso volcánicos pero con dudas con respecto a su origen juvenil (del mismo magma) o accidental (sin relación con él) no permite hacer diferencias en cuanto a la composición.

Existen unos 45 centros volcánicos no hidromagnéticos de ellos un 51 % son basaltos o basanitas, un 27 % nefelinitas olivínicas, 18 % melilititas olivínicas y 4 % limburgitas. Los distintos tipos están distribuidos de forma heterogénea por la hoja, únicamente hacia el extremo suroccidental parece apreciarse desaparición de los basaltos.

La asignación a tipos petrológicos concretos se ha efectuado normalmente en base a criterios microscópicos y no geoquímicos. Así por ejemplo las basanitas que sólo existen en esta región químicamente y no mineralógicamente se han incluido con los basaltos que es lo que son petrográficamente. Únicamente se ha roto este criterio en el caso de las limburgitas que, como veremos más adelante, no son un tipo litológico independiente, sino el equi-

valente más vítreo de los otros tipos, por lo que, siempre que ha sido posible, se han clasificado según su composición química.

1.3.1. Melilititas olivínicas, limburgitas, nefelinitas olivínicas, basaltos y basanitas (12, 13, 16 y 19). Lavas

Se trata en la mayor parte de los casos de coladas y sólo ocasionalmente de restos de chimeneas de edificios muy erosionados o de diques. Restos de conductos eruptivos son por ejemplo los pequeños afloramientos limburgíticos que aparecen a orillas del Guadiana al norte de la hoja, o buena parte del Cerro de la Cruz en Alcolea de Calatrava. Son limburgitas, nefelinitas olivínicas o melilititas olivínicas y no suelen ser basálticas. En Poblete, en el Cerro Negro y en el Cabezo de Pescadores existen diques de melilititas olivínicas atravesando productos piroclásticos. Algo más al SE en las Casas de Cirvela el dique es de nefelinita olivínica.

Las coladas adquieren gran importancia y son de todas las composiciones. Las de melilititas olivínicas suelen ser más pequeñas: unos 300 m. (conservados) en el volcán del Cabezo Segura o en el del Cerro de las Higueras y unos 1.000 m. en el Cerro de la Cruz. Las de nefelinitas olivínicas tienen longitudes entre 500 y 1.000 m. la del Cerro Pelado (hoja de Puertollano), penetra por el SE tiene más de 3,5 km. Las de basaltos (y basanitas) son las mayores, con longitudes entre 700 y más de 2.000 m. Algunas han corrido por zonas planas como las del volcán de la Halconera al SE o el volcán de Corrales al oeste de Ciudad Real que ha emitido varias coladas sucesivas y de varios kilómetros de longitud. En las sierras paleozoicas, del volcán de las Animas (el más noroccidental) partieron coladas tanto hacia el Norte (hoja de Piedrabuena) como hacia el O-SO y E; también en el volcán de Peñarroya partieron coladas de unos 2 km. hacia el sur y este.

En general las coladas están asociadas a sus correspondientes conos de piroclastos y sólo localmente aparecen coladas aisladas, como sucede en la parte sur de la laguna de Fuentillejo donde posiblemente la erupción hidromagmática destruyó el antiguo edificio del que partieron las coladas (HERNANDEZ PACHECO, 1932).

1.3.2. Melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas, basaltos y basanitas (11, 15 y 18). Piroclastos de caída

Forman acumulaciones de forma más o menos circular que corresponden normalmente a antiguos edificios estrombolianos bastante erosionados. En

general se trata de facies proximales constituidas por bombas y escorias soldadas. Las bombas pueden tener enormes dimensiones y aún son fusiformes, en el volcán de Cabeza Parda superan los 2 m., lo mismo sucede en el volcán de Palos o en el Cabezo del Moro y en general en aquellos en los que las Canteras permiten ver su estructura.

Los afloramientos de lapilli y ceniza son muy escasos, aunque al acumularse en zonas más distales y planas de los edificios pueden hallarse cubiertas por depósitos posteriores. Aún así pueden verse en algunos puntos como en el volcán de El Arzollar (junto al Puente Alarcos). En el Negrizal de la Atalaya (en Ballesteros de Calatrava) las canteras permiten observar el paso de facies centrales con bombas esencialmente a distales con lapilli y cenizas mejor estratificadas y subhorizontales.

En algunos puntos (por ejemplo Cabeza Parda) se observa que los primeros depósitos piroclásticos debieron caer en un medio acuático (tobas de palagonita y sideromelana) pasando claramente después a ser subaéreos.

Composicionalmente los conos son de todas las litologías: melilitas olivínicas, nefelinitas olivínicas y basaltos. Los de melilititas olivínicas y nefelinitas olivínicas varían de tamaño desde 400 a 1.000 m. de diámetro visible, siendo los más frecuentes de 700-800 m. Los basálticos (y basaníticos) suelen ser algo más grandes (600 a 1.200 m.) con diámetros medios de 900 m.

En general en los conos no se conserva el cráter, salvo en casos aislados como en el volcán de Peñarroya.

Con frecuencia los edificios estrombolianos aparecen asociados a los hidromagmáticos denotando historias eruptivas complejas.

1.3.3. Limburgitas, nefelinitas olivínicas, basaltos y basanitas (14, 17 y 20). Materiales volcánicos indiferenciados

Se incluyen en este apartado, en la cartografía, aquellos materiales volcánicos en los que, por su falta de afloramientos, no se pueden apreciar si se trata de rocas lávicas o piroclásticas o más bien aquellos otros afloramientos volcánicos en los que aparecen materiales de ambos tipos, pero sin entidad cartográfica ninguno de ellos para poder ser distinguidos. Suelen corresponder en ambos casos a centros de emisión muy erosionados. Composicionalmente en esta hoja, son basaltos o basanitas, nefelinitas olivínicas y limburgitas.

1.3.4. Depósitos hidromagmáticos (21)

El desarrollo de los fenómenos hidrovulcánicos en las erupciones de esta región ha sido enorme, y más del 40 % de los edificios volcánicos de esta hoja

tienen esta naturaleza. Los fenómenos hidrovolcánicos tienen lugar cuando el magma interacciona con agua de cualquier origen: marina, glaciar, lacustre o freática, dando origen, frecuentemente, a explosiones originadas por la vaporización brusca del agua a expensas de la energía térmica contenida en el magma. Como consecuencia de la explosión se forma una columna eruptiva, con un fuerte componente lateral, dando lugar a una nube rasante turbulenta con baja concentración de partículas (*base surge*), que se desplaza a gran velocidad radialmente. Los edificios más característicos resultantes de este proceso son los maars (MOORE, 1967; WATERS y FISHER, 1971; CROWE y FISHER, 1973, etc.)

En Ciudad Real, pueden distinguirse dos grupos de depósitos: los que aún conservan algo de la morfología del edificio volcánico (que son la mayor parte) y las zonas de depósitos hidromagmáticos (o hidrovolcánicos) en los que no se puede identificar dicha morfología, por encontrarse interestratificadas en la secuencia pliocena de la región.

Normalmente aparecen formando edificios de tipo maar, ligeramente diferentes si se han formado en las zonas llanas o en las sierras paleozoicas. En el primer caso se trata de depresiones circulares o elípticas con una zona central plana, rodeada por un anillo de tobas con pendiente suave hacia el exterior y algo más marcada hacia el interior. El tamaño de la zona plana interna varía desde 250×250 m. a 1.000×750 m. de diámetro, mientras que la zona superior del anillo de tobas varía de 500×500 m. a 1.600×1.500 m., con unas dimensiones medias de 600×500 m. para la zona interna y 1.000×900 m. para el anillo. En ocasiones se trata de más de un cráter imbricado lo que hace que adquieran una marcada forma elíptica como sucede por ejemplo en el maar de Longueras (junto al Jabalón), o en otros situados en la zona nororiental.

La forma de los edificios en las sierras de cuarcitas es ligeramente diferentes, pues es el resultado de la interferencia entre la estructura volcánica y de un relieve a veces muy acusado. Las dimensiones medias de las depresiones internas son muy similares aunque se alcanzan nunca valores tan grandes como en el caso anterior. Por otra parte el anillo de tobas no suele ser completo, sino que en buena parte las paredes de la caldera de explosión la constituyen taludes escarpados de materiales paleozoicos cortados por la explosión hidrovolcánica. Ejemplo de este tipo de edificios puede ser el maar de Fuentillejo (o de La Posadilla) al SO de Valverde, que por el norte aparece rodeado de un anillo de tobas, con una diferencia de altura sobre el fondo de cerca de 40 m. mientras por el sur hay una pared de cuarcitas de más de 120 m. de altura. En este caso además, los depósitos en lugar de distribuirse concéntricamente en todas las direcciones, se encuazaron preferentemente

por un valle hacia Valverde llegando hasta orillas del Guadiana, originando una «lengua» de piroclastos de unos 4 km. de longitud.

Con frecuencia los maares aparecen asociados a edificios estrombolianos; siendo en la mayor parte de los casos posteriores a ellos.

Los materiales hidrovulcánicos más frecuentes son tobas líticas de tamaño lapilli o cinerítico, en general poco consolidadas, heterométricas, entre sus componentes destacan los accidentales (sin relación con el magma) constituidos por fragmentos angulosos de todos los tamaños de materiales paleozoicos y terciarios, los volcánicos vítreos o hipocristalinos, los cristales «cogenéticos» en especial anfíbol y en menor proporción biotita y augita, y los enclaves ultramáficos mantélicos (ver Petrografía). La falta de afloramientos impide ver, en la mayor parte de los casos la estructuración de estos materiales. Cuando esto es posible puede observarse que se trata normalmente de depósitos bien estratificados con estratificación planar o cruzada deformadas ocasionalmente por el impacto de bombas (*bomb sags*).

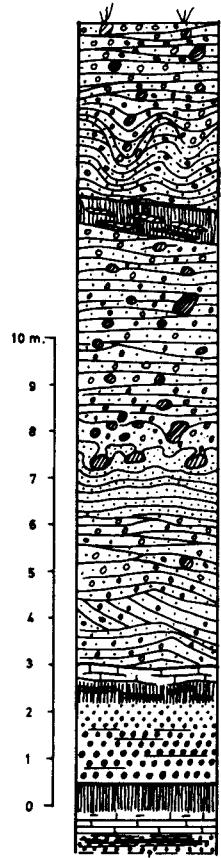
Se ha realizado una sección (fig. 4) en los maares del sur de Poblete, en la cual después de dos fases piroclásticas de caída (*air fall*), separadas por claras interrupciones con desarrollo de depósitos de origen edafó-sedimentarios, tienen lugar dos secuencias hidromagmáticas con diversos episodios cada una y separados a su vez por una nueva interrupción de características similares a las anteriores.

En otros puntos, como en las proximidades del Puente de Alarcos (carretera de Ciudad a Piedrabuena, N.-430, km. 233), se han reconocido canales en forma de U (FISHER, R. V. 1977) construidos por *base surge* y llenados por materiales piroclásticos posteriores. Estos canales pueden alcanzar los 4,5 m. de ancho por dos de profundidad.

En este tipo de depósitos es frecuente la aparición de fracturas normales con movimientos de salto variable hacia el interior del maar por ajustes de subsidencia posteriores a las erupciones. Buenos ejemplos pueden observarse en los maares de Poblete y sobre todo en el arriba mencionado de Puente de Alarcos.

Materiales hidromagmáticos semejantes a los descritos se intercalan las series Pliocenas. La única diferencia con los anteriores es la débil cementación carbonática local que presentan.

Hay que señalar que también existen facies más groseras que incluyen grandes fragmentos (de tamaño decimétrico) de pizarras y cuarcitas o están formados por la aglomeracilón de fragmentos angulosos de 1-2 cm. de diámetro, en los bordes de los cráteres situados sobre materiales paleozoicos. También aparecen en zonas alejadas de los centros de emisión depósitos finos fangosos que en campo tienen aspecto de coladas.



- Tobas cineríticas y de lapilli poco compactadas, con estratificación planar y cruzada de bajo ángulo. Basalmente las tobas presentan estructuras deformadas en forma de U con contactos no erosivos, desarrollados sobre las tobas cineríticas. Los fragmentos angulosos son de pizarra, caliza y characteristicamente anfibol. Los bloques son, también, de pizarra (hasta 150 mm.), caliza (hasta 280 mm.), rocas volcánicas (hasta 300 mm.) cuarcitas y algún anfibol (hasta 80 mm.).

- Arcillas esmectíticas (75 %), algo arenosas amarillo-rojizas (5YR6/6), con nodulizaciones micríticas y encostramiento masivo de CaCO_3 .

- Tobas cineríticas de finas a gruesas, erosionadas a techo, con fragmentos angulosos de pizarras, calizas, cuarcitas y rocas volcánicas, y estratificación planar y cruzada de bajo ángulo. En la base hay una capa masiva con fragmentos angulosos muy heterométricos. El contacto con la unidad inferior es un nivel de huellas de impacto ("bomb sags"), con bloques y lapillis, principalmente, de calizas lacustres pliocenas (45-350 mm.), rocas volcánicas (20-220 mm.) y pizarras. En el resto de la unidad son abundantes las huellas de impacto con bloques y lapillis de caliza (10-300 mm.), pizarras (30-120 mm.), rocas volcánicas (50-1000 mm.).

- Tobas cineríticas finas, medianas y eventualmente gruesas, poco compactadas, con estratificación cruzada generalizada y estructuras tipo duna (dunelike) predominantes en la base. A techo domina la estratificación planar. Láminas entre 1 y 5 cm. de espesor. Huellas de impacto, poco frecuentes, en las capas intermedias. Fragmentos angulosos de tamaño lapilli (7-25 mm.) de pizarras, cuarcitas y en menor proporción de limburgitas y calizas pliocenas. En los tamaños más fino (< 2 mm.), hay además, frecuentes cristales de piroxeno, olívino, cuarzo y feldespato K., al igual que en la unidad inmediatamente superior.

- Caliza micrítica en baldosas, hasta 8-10 cm. de espesor, y arcillas esmectíticas (80 %) arenosas rojizo-amarillentas.

- Lapilli fino de proyección aérea, con gradación positiva, y estratificación horizontal (capas entre 0,40-0,60 m. de espesor). Carbonatación secundaria a techo.

- Arcillas arenosas rojizo-amarillentas (5YR 5/6), con nodulizaciones de CO_3 que en la base son laminares o baldosas.

- Lapilli fino de proyección aérea, con laminación horizontal (láminas entre 2-5 mm. de espesor), y carbonatación secundaria a techo.

Figura 4. Sección reconstruida de los depósitos hidromagmáticos de los anillos de tobas al sur de Poblete (Carretera de Ciudad Real a Puertollano, N. 420, Km. 190).

1.3.5. Edad del Vulcanismo

De acuerdo con las dataciones radiométricas efectuadas en centros volcánicos situados dentro y fuera de la hoja, ANCOCHEA (1983), BONADONNA y VILA (1984), el vulcanismo de los Campos de Calatrava se desarrolla al menos en dos fases. La primera y menos importante tiene carácter ultrapotásico, ocupa el centro de la región volcánica y se data entre $-8,7 \pm 0,9$ y $-6,4 \pm 0,2$ millones de años. La segunda fase desarrolla un vulcanismo alcalino y ultraalcalino con emisión de basaltos olivínicos y basanitas en las zonas centrales y melilitas olivínicas y nefelinitas olivínicas tanto en el centro como en los bordes. La actividad principal se sitúa entre los $-3,7 \pm 0,7$ y $1,75 \pm 0,4$ millones de años. Los edificios mejor conservados son sincrónicos con el depósito de las unidades detritico-carbonatadas del Plioceno superior (Villafranquiense inferior y medio basal), talo y como se deduce de las relaciones espaciales temprales entre ambos, en las hojas de Ciudad Real y Almagro (18-31 y 19-31). Cierta actividad volcánica más moderada se da en el Pleistoceno inferior.

Por lo que respecta a la hoja de Ciudad Real podemos indicar los siguientes hechos basados en los datos de ANCOCHEA (1983), BONADONNA y VILLA (1984) y en nuestras observaciones de campo:

— Existe actividad volcánica explosiva sincrónica con la sedimentación detritico-carbonatada del Plioceno inferior, intercalándose depósitos hidromagnmáticos (21), que llegan a sustituir totalmente a las formaciones detriticas (23) o forman niveles lenticulares entre las calizas (24 y 25).

Se han datado al pie de Las Higueruelas en $-4,48 \pm 0,45$ millones de años (Plioceno inferior-Rusciniense).

— Los materiales volcánicos que yacen sobre las calizas del Plioceno inferior (25) se han datado en $-3,7 \pm 0,7$ m. (Cabezo Segura) y $-3,2 \pm 0,4$ m. (Los Corrales). Es decir pertenecen al límite Plioceno inferior superior y al Plioceno superior basal.

— Las bombas volcánicas interestratificadas en las margas y calizas (26) del Plioceno superior, que contienen el yacimiento de las Higueruelas tienen una edad de $-3,83 \pm 0,34$ y $-3,52 \pm 0,45$ millones de años. Pertenecen pues al límite Plioceno inf-sup. y al Plioceno sup-basal.

— Las coladas de los volcanes del Cerro de S. Juan de la Puerta y Cabezo del Moro que fosilizan las calizas y margas (26, 27) de Las Higueruelas han proporcionado edades de $-3,46 \pm 0,11$ y $-3,18 \pm 0,23$ millones de años. (Plioceno superior basal o Villafranquiense inferior.)

— Hay actividad explosiva con formación de depósitos hidromagnmáticos

situada sobre las calizas del Plioceno inferior e interestratificada en el Pliocene superior.

- Las costras que fosilizan la superficie de erosión pliopleistocena están en ocasiones localmente deformadas y otras veces cubiertas por materiales de origen hidromagmático.
- Depósitos aluvionales correspondientes a terrazas del Pleistoceno inferior están fosilizados por materiales volcánicos diversos (depósitos hidromágnáticos, cineritas, lapillis, etc.).

1.4. 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 Ciudad Real son los de MOLINA (1974, 1975) y PEREZ GONZALEZ (1981). El primero 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, que denomina S_2 , para diferenciarla de otra superficie encostrada más alta o S_1 , anterior según este autor a la Raña. MOLINA (oo.cc) establece la secuencia de las terrazas fluviales del Jabalón y Guadiana así como la naturaleza y el grado de evolución edáfica de los suelos rojos presentes en la zona.

PEREZ GONZALEZ (1981) centra fundamentalmente sus trabajos en la Llanura Manchega, Depresión de Castilla la Nueva (La Alcarria, Mesa de Colmenar, Mesa de Ocaña), Plataforma externa de los Montes de Toledo, Valle del Tajo y Plataforma morfoestructural del Campo de Montiel. Estudia y correlaciona las diversas superficies, glacis, 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.

1.4.1. Costras calcáreas (29). Plioceno superior-Pleistoceno inferior

La superficie fundamental de la Llanura manchega o S_2 de MOLINA se extiende desde la mitad meridional y cuadrante nororiental de la hoja de

Ciudad Real hacia las Llanuras de Daimiel, Manzanares, Llanos del Caudillo y Villarta de San Juan. 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 el extremo suroriental de la hoja, en donde, pese a encontrarse ligeramente deformada, bisela diferentes términos del Plioceno superior.

En el campo suele observarse la existencia de un nivel superior de 30-60 cm. de costra laminar en bandas que ocasionalmente y sobre todo en los bordes de la superficie se resuelve en una costra laminar multiacintada, muy bien cristalizada. Este nivel superior reposa sobre encostramientos moderadamente cementados cuya potencia puede llegar a 1,2-1,5 metros, en cuya base aparecen hasta 1 m. de nódulos columnares de material calizo más o menos pulverulentos o consistentes, que penetran los sedimentos pliocenos arcillosos, pardo rojizos y con manganeso.

Suelen presentar perfiles A, (B), Cam, Ca y Cca o A, Cam y Cca.

Al microscopio las costras laminares revelan una alternancia de aportes finos (limo-arcilla), sobre los que se instala una comunidad de algas de corta vida (días) que fijan el carbonato aún en condiciones de cierta pendiente. Estos materiales sufren posterior recristalización y aporte de cemento.

En relación con esta superficie de erosión y al norte de la población de Caracuel se han reconocido restos de suelos rojos con un Bt bien desarrollado sobre encostramientos calizos que hacia abajo van resolviéndose en un conjunto de nódulos calizos columnares. Lateralmente el suelo rojo está erosionado y aparecen costras laminares sobre el encostramiento.

La posible evolución edáfica de estas superficies puede ser como sigue: lavado de carbonatos y rubefacción de arcillas, en la superficie de erosión o aplanamiento, con la consiguiente formación de un Bt rojo en superficie y un horizonte cálcico en profundidad. Por debajo se da 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 la estación seca o lo hacía de forma lenta y progresiva. Una desforestación y erosión del Bt determinaría que los horizontes Ca se sitúen próximos a la superficie del terreno quedando sometidos a intensas y rápidas situaciones de humedecimiento y de sequía que favorecerían el desarrollo de encostramiento y costras laminares, por lo que las costras calizas continúan formándose actualmente.

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.

1.4.2. Gravas y cantos poligénicos de cuarcita y cuarzo, arenas, limos y arcillas arenosas. Carbonatos (30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37 y 38).

Terrazas. Pleistoceno

MOLINA, PEREZ GONZALEZ y AGUIRRE (1972) localizan dos niveles de terrazas para el río Guadiana y tres para el Jabalón en zonas situadas al sur de Ciudad Real. Posteriormente MOLINA (1974, 1975) afirma que el río Guadiana en su recorrido por la llanura manchega, antes de su unión con el río Bañuelos (hoja 10-30: Piedrabuena) no presenta terrazas. Es a partir de lo que denomina zona de transición, constituida por los primeros afloramientos paleozoicos, cuando el Guadiana presenta un cauce definido y su valle es un valle de erosión normal con encajamiento a lo largo del Cuaternario y desarrollo de terrazas, cuyos materiales no pueden proceder de una zona manchega sino de sus afluentes (Bañuelos y Jabalón), que atraviesan zonas paleozoicas.

El perfil longitudinal del río Guadiana presenta numerosos cambios de pendiente en todo su recorrido por la hoja, siendo un valle regulado por la tectónica.

PEREZ GONZALEZ (1981) realiza un cuadro en el que se reflejan las correlaciones y edad de los depósitos de terrazas de la llanura manchega. El cuadro 1 complementa, con nuestros datos, la correlación efectuada por dicho autor.

Las terrazas del río Guadiana, están constituidas por clastos dominanteamente cuarcíticos (95-99 %) existiendo proporciones pequeñas de cuarzos, pizarras y calizas, que generalmente se concentran en los tamaños menores de la fracción canto, entre 2 y 6 centímetros, excepción hecha de los niveles más altos que han erosionado localmente escarpes de calizas pliocenas. Los centímetros se han encontrado siempre en cuarcita y oscilan entre 15 y 35 cm. de las terrazas más bajas a las más altas. Los espesores vistos de las terrazas no sobrepasan los 4 metros.

La fracción mayor de 2 cm. de las terrazas del río Jabalón está compuesta casi exclusivamente por cuarcitas presentándose el cuarzo en los tamaños menores de dicha fracción y en proporciones menores del 2 %. Las pizarras sólo están presentes en las bases (*lags*) de algunos niveles de la zona de Puente Morena. La morfoscopía es subredondeada, aunque algo más angulosa que en el Guadiana. Los centímetros aparecen en cuarcita entre 12 y 30 cm. Los espesores oscilan entre 2,5 y 5 metros.

Hay que señalar que algunos pequeños afluentes del Guadiana en la zona de Pozuelos de Calatrava, depositan también terrazas (Arroyo del Fresno, del

Bullaque y de la Colodrilla). Sus niveles han sido correlacionados con los del Guadiana en la cartografía.

A partir del nivel de 6-7 metros en ambos ríos aparecen los suelos rojos sobre las terrazas, por tanto la evolución edáfica se caracteriza por el lavado total de carbonatos de la parte superior del suelo, iluviaión de arcilla y rubefacción. Aunque el tono de los horizontes argílicos y las características de los cutanes de arcilla no son datos incontrovertibles del grado de rubefacción y de la intensidad del lavado de arcilla sí pueden tomarse como indicadores (ver cuadro).

Algunas terrazas del río Jabalón presentan ciertas peculiaridades:

Los niveles de +14—16, +20—22 y +30—38 en los alrededores del Puente Morena, están cubiertos por potentes depósitos laminares de origen volcánico (cenizas, lapillis) de hasta 2 m. de espesor depositados en charcas o lagunas de las antiguas llanuras de inundación. Los materiales de la terraza reposan sobre pizarras silúricas afectadas por la alteración tropical pre-pliocena y de alteración pre-raña.

En esta zona las terrazas se sitúan en los alrededores de importantes edificios volcánicos (Cabezo Parda y Cabezo Segura) cuya actividad póstuma ha podido represar las aguas de los ríos dando origen a los depósitos de lapillis y cineritas en ambiente charcuestre y causando la pseudogleyización que es la característica más importante que presentan los perfiles. Así el nivel de +14—15 metros muestra un perfil A₂g, AB₂g, Bg, Bt. El nivel +30—38 metros en la cantera situada junto al Puente Morena muestra una morfología particularmente compleja. En primer lugar el proceso de formación de la terraza finaliza con el aporte de material volcánico que a su vez se ve fosilizado por un coluvión muy antiguo. El perfil total es A, Bgca, Btgca (sobre coluvión) II Bt (sobre material volcánico) y III Bt sobre la grava de la terraza. Los elementos morfológicos son el B hidromórfico y el B rojo inferior que consta de los subhorizontes de los cuales el superior tiene apariencia de argílico en bandas sobre materiales volcánicos.

En las terrazas de los ríos Jabalón y Guadiana se han encontrado yacimientos de industrias líticas pertenecientes a diferentes secuencias culturales que han sido estudiados por SANTONJA *et al* (1973, 1977 y 1979) (en PEREZ GONZALEZ, 1981). Los niveles de +6, +6—8 y 7 m., del Guadiana y Jabalón pertenecen al Achelense medio evolucionado. Los de +10—12 m., del Guadiana al Achelense medio y el nivel de +20—22 del Jabalón es preachelense. Se sitúan en el límite Pleistoceno medio-superior, en el Pleistoceno medio y a finales del Pleistoceno inferior respectivamente.

Mención especial merece el yacimiento de mamíferos de Valverde de Calatrava 1, atribuido al Pleistoceno inferior con *Mammuthus meridionalis*

CUADRO I

EDAD	GUADIANA			JABALON		PROCESOS EDAFICOS
	Campo de Calatrava MOLINA (1975), PORTERO (1985)	L.i. manchega P. GONZALEZ (1981)		MOLINA (1975), PORTERO y RAMIREZ (1985)		
Pleist. superior	2-3	2-3	2-3	3-4	2-3	Lavado de carbonato suelo pardo a pardo rojizo (7,5-5 y R)
	6-8	6-7	6-8	7	7	
	8	8-9		—	—	Suelo rojo 2,5 YR Cutanes moderadamente espesos
	11-13	10-12		11	11	
	16-18	13-16	15-16		14-16	
Pleistocene medio	—	—		19-21	20-22	Suelo rojo 10R Cutanes espesos
	22-28	18-20		25-28	25-26	
	—	28-30	—	31-33	30-38	
	—	35-37	35	—	—	
	—	42-44	—	—	—	
Pleistocene inferior	—	60-65	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	

NESTI, *Equus cf. mosbachensis* CUV., *Hippopotamus amphibius major* OWEN y *Leptobos etruscus*.

Estos restos paleontológicos aparecieron en un pozo situado 1,5 km. al noroeste de Valverde de Calatrava. H. PACHECO, E. (1921) da la siguiente sucesión estratigráfica de techo a muro: 2,30 m. de lapillis basálticos; 2,20 m. de caliza tobácea, 1,50 m. visibles de aluviones de arenas y gravas cuarzosas en los que apareció el material paleontológico. Según este autor la boca del pozo se situaría a unos 12 metros sobre el nivel del río Guadiana, mientras que para MOLINA (1975) lo haría a unos 8 metros, datos que coinciden con nuestras medidas (8-10 metros). Evidentemente se trata de niveles más antiguos que los de la terraza de +6 metros situada al este del yacimiento. Teniendo en cuenta que los niveles de +10—12 metros del Guadiana contienen industria del Achelense medio (Pleistoceno medio) es preciso concluir diciendo que existen importantes procesos de diastrofismo, relacionados con erupciones volcánicas que desnivelan las terrazas del Pleistoceno inferior hasta situarlos en cotas más bajas. Esto no puede ser comprobado en la zona ya que no se conservan restos de las terrazas más altas. De cualquier forma una revisión profunda de la fauna podría aportar nuevas luces sobre este problema. Discusiones más extensas sobre estos hechos pueden encontrarse en MOLINA (1974, 1975) y PEREZ GONZALEZ (1981).

1.4.3. Gravas y cantos poligénicos de cuarcita y cuarzo, arenas, limos y arcillas arenosas, carbonatos (39 y 41). Coluviones, glacis.

Pleistoceno inferior-Holoceno

En toda la hoja son muy frecuentes los depósitos de cantos y gravas angulosas de cuarcita, pizarra y en menor proporción de cuarzo con abundante proporción de arenas y limo-arcilla de tonos rojizos.

Se sitúan preferentemente al pie de los relieves paleozoicos de la zona y ocasionalmente tienen morfología de glacis (41) como ocurre en la margen derecha del Guadiana al pie de la Sierra de Umbría de la Sala, en donde constituyen formas de enlace entre las vertientes y las terrazas del río. En esta zona la coraza ferralítica (10) se encuentra muy desarrollada siendo retomado el hierro de los depósitos de glacis que a veces presentan un débil cemento ferruginoso.

Tanto en los glacis como en los coluviones la fracción menor de 2 centímetros presenta elevados contenidos en arena y limo-arcilla, superiores a los de la Raña. La fracción arena oscila entre 18 y 42 % y la limo-arcilla entre el 35-60 % (MOLINA, 1975).

Un hecho común en estos depósitos coluviales, es que presentan un horizonte superior de potencia decimétrica y excepcionalmente métrica (normalmente 30-40 centímetros), de cantes angulosos cuya proporción disminuye hacia la base de las pendientes. Por debajo aparece un horizonte textural rojo sin apenas cantes, de potencias variables entre unos pocos decímetros y un metro, bajo el que yace unencostramiento u horizonte cálcico columnar o nodular, siempre presente entre el Bt y la roca. Presentar perfiles de tipo AB, Bt, Bca o A, Bt, Cam.

Es preciso tener en cuenta 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 de los materiales coluviales como sucede en la colindante hoja de Almagro.

Por el grado de rubefacción y las características de los cutanes, los suelos más antiguos que se desarrollan bajo los materiales coluviales y depósitos de glaciares son correlacionables con los suelos existentes en las terrazas de +25—26 metros del río Jabalón.

1.4.4. Gravas y cantes poligénicos, arenas, limos y arcillas. Carbonatos (40 y 43). Conos de deyección. Pleistoceno inferior-Holoceno

Se trata de depósitos heterométricos de gravas y cantes, subangulosos a subredondeados cuya naturaleza litológica está claramente influida por la composición de sus áreas de drenaje. Contienen abundante proporción de finos.

Los más antiguos se sitúan al pie de los relieves paleozoicos (en relación lateral con depósitos coluviales), sobre las terrazas o en antiguas salidas de barrancos hoy en día reexcavadas por lo que los viejos conos quedan disecados. Sobre ellos se desarrollan suelos semejantes a los descritos en el apartado anterior, lo que unido a la intensa erosión que presentan en algunas zonas (al oeste de Corral de Calatrava) y a su situación sobre terrazas pleistocenas nos lleva a datarlos como Pleistocenos (Pleistoceno inferior alto a Pleistoceno superior).

Los más modernos son los que vierten sus depósitos sobre la llanura de inundación de los ríos y deben ser considerados holocenos.

1.4.5. Costras carbonatadas (42). Pleistoceno medio-superior

En el valle del río Jabalón, entre Puente Morena y el Caserío de la Puebla y en relación con replanos a la misma cota que las terrazas y con glaciares de

verteiene muy erosionados, se sitúan encostramientos calcáreos que en su techo tienen costras laminares.

No existen cortes de esta unidad que permitan precisar las características de los mismos.

Por su posición geomorfológica se datan como Pleistoceno medio-superior.

1.4.6. Limos y arcillas con cantos dispersos (44). Depósitos de zonas endorreicas. Holoceno

En relación con dolinas desarrolladas sobre las costras de las superficies de La Mancha (29) o en las depresiones de cráteres de explosión se desarrollan cuencas endorreicas alimentadas por las vertientes y que han estado sometidas a encarcamientos estacionales. Actualmente la mayor parte de ellas se encuentran drenadas y son aprovechadas para el cultivo.

Los depósitos están formados por limos y arcillas grises que contienen cantos dispersos procedentes de las zonas próximas. La fracción arcillosa está compuesta por esmectitas (80 %), ilita (15 %) y caolinita (5 %). En las que se sitúan en los cráteres existentes sobre los materiales paleozoicos no se ha detectado la presencia de sales. Las desarrolladas en los cráteres explosivos que atraviesan materiales terciarios o sobre las costras de las superficies de la Mancha presentan indicios de sulfatos, carbonatos, nitratos y otras sales.

1.4.7. Gravas y cantos poligénicos, arenas, limos y arcillas (45). Fondos de valles y Llanuras aluviales. Holoceno-Pleistoceno

Constituyen el fondo de los valles y vaguadas mayores y las llanuras de inundación de los ríos Jabalón y Guadiana.

Están constituidas por gravas y cantos de cuarcita y en menor proporción de cuarzo, pizarra, caliza y rocas volcánicas, con abundante matriz de arenas, limo y arcillas.

En el río Jabalón presentan perfiles de suelos de tipo A, Ca que corresponden a suelos calizos desde la superficie, pero que han estado sometidos a lavado de carbonatos puesto que en profundidad aparece un horizonte cálcico bien desarrollado.

Ocasionalmente en la llanura de inundación del río Guadiana, situada al norte de Puente Alarcos (borde norte de la hoja) existen zonas pantanosas, con cauces poco definidos en las que se forman incipientes turberas.

Estos depósitos pertenecen al Holoceno.

1.5. SONDEOS

Son muy numerosos los sondeos perforados en la zona para la obtención de aguas subterráneas. Es lamentable que la mayor parte de ellos resulten inaprovechables desde el punto de vista estratigráfico por la mala calidad de las descripciones, en gran parte debido a que se trata de pozos perforados en su mayoría a percusión con testificación poco precisa.

Sin embargo existen algunos sondeos efectuados a rotación con testigo, y con un control más detallado. Estos sondeos se han situado en el mapa geológico.

SONDEO 1008

- 
- 0 — 0,7 m. Tierra de labor.
0,7 — 3 m. Margas arcillosas blancas.
3 — 5 m. Caliza recristalizada gris.
5 — 5,3 m. Cenizas volcánicas con matriz arcillosa.
5,3 — 9,3 m. Arcillas margosas grises con arena.
9,3 — 23,7 m. Arcillas margosas blancas con calcita y arena fina.
23,7 — 27 m. Gravas cuarcíticas con matriz de arcilla roja.
27 — 27,1 m. «Cenizas» volcánicas.
27,1 — 31,2 m. Gravas cuarcíticas con matriz de arcilla roja.
31,2 — 43 m. «Cenizas» volcánicas.
43 — 45,2 m. Cuarcitas alteradas (Tremadoc?).

INTERPRETACION

- 0 — 23,7 m. Margas pliocenas (unidad 24) con intercalaciones volcánicas (unidad 21?).
23,7 — 43 m. Plioceno detrítico (unidad 23) con intercalaciones volcánicas (unidad 21?).

SONDEO 1021

- 0 — 10 m. Arenas y gravillas.
10 — 23 m. Arcillas.
23 — 25 m. Arenas.

25 — 30 m. Arcillas.
30 — 31 m. Arenas.
31 — 49 m. Arcillas.
49 — 50 m. Arenas arcillosas.
50 — 57 m. Arcillas.
57 — 58 m. Arenas arcillosas.
58 — 63 m. Arcillas.
63 — 64 m. Arenas arcillosas.
64 — 69 m. Arcillas.
69 — 70 m. Arenas.
70 — 85 m. Arcillas.
85 m. Cuarcitas (Tremadoc?).

INTERPRETACION

0 - 85m. Plioceno detrítico (unidad 23).

SONDEO 1022

0 — 11 m. Arcilla marrón con arena y grava volcánica.
11 — 26 m. Marga blanca.
26 — 39 m. Arcillas marrones con elementos volcánicos.
39 — 58 m. Grava y gravilla con limo y arcilla.
58 — 69 m. Arenas limo arcillosas.
69 — 76 m. Gravas cuarcíticas subredondeadas y arenas.
76 — 78,5 m. Cuarcitas (Tremadoc?).

INTERPRETACION

0 — 26 m. Margas Pliocenas (unidad 21) con intercalaciones volcánicas.
26 — 76 m. Plioceno detrítico (unidad 23) con intercalaciones volcánicas.

SONDEO 2003

0 — 14 m. Margas y margas calcáreas blancas y rosadas. Calizas.
14 — 40 m. Arcillas margosas y margas blancas con yeso. Calizas.

- 40 — 44 m. Margas arcillosas grises con yeso.
44 — 53 m. Arcillas grises y gris rosadas.
53 — 58 m. Arcillas margosas grises con arena y cantos dispersos.
58 — 70 m. Arcillas gris oscuras con intercalaciones de calizas oquerosas.
70 — 88 m. Arcillas compactas grises y verdosas con cantos de caliza y cuarcita.

INTERPRETACION

- 0 — 40 m. Margas pliocenas (unidad 24).
40 — 88 m. Plioceno detrítico (unidad 23) intercalaciones volcánicas?

SONDEO 2042

- 0 — 4 m. Arcillas pardo rojizas.
4 — 39 m. Margas gris oscuras con intercalaciones de calizas, material volcánico, areniscas y gravas de cuarcita.
39 — 41 m. Areniscas blancas laminadas con margas grises oscuras.
41 — 63 m. Calizas, calizas margosas con algún nivel volcánico.
63 — 65 m. Margas arenosas beiges.
65 — 67 m. Calizas grises algo arenosas.
67 — 70 m. Calizas con intercalaciones de lavas volcánicas.

INTERPRETACION

Zona de cambio lateral entre las margas pliocenas (unidad 24) y el Plioceno detrítico (unidad 23) con frecuentes intercalaciones volcánicas.

SONDEO 3044

- 0 — 10 m. Arcillas rojas.
10 — 23 m. Material volcánico.
23 — 25 m. Gravas angulosas de cuarcita o bloque cuarcítico.
25 — 40 m. Arcillas.
40 — 55 m. Material volcánico.
55 — 60 m. Arcillas.

INTERPRETACION

Possible chimenea de cráter explosivo.

SONDEO 6015

- 0 — 4 m. Gravas, arenas y arcillas.
- 4 — 6 m. Arena y gravilla lavadas.
- 6 — 7 m. Arcillas, cantos y gravas. Hasta aquí aluviones.
- 7 — 15 m. Arcilla pardo rojiza plástica con gravas dispersas.
- 15 — 20 m. Gravas con matriz arcillosa.
- 20 — 21 m. Arcillas pardo rojizas.
- 21 — 24 m. Gravas con matriz arcillosa.
- 24 — 29 m. Arcillas pardo rojizas con cantos.
- 29 — 32 m. Gravas con matriz arcillosas.
- 32 — 36 m. Arcilla pardo rojizas y gris verdosas con cantos.
- 36 — 42 m. Pizarras negras.

INTERPRETACION

- 0 — 7 m. Cuaternario.
- 7 — 36 m. Plioceno detrítico (unidad 23).
- 36 — 42 m. Silúrico.

SONDEO 7001

- 0 — 14 m. Calizas blancas.
- 14 — 71 m. Cenizas volcánicas versicolores.
- 71 — 71,5 m. Calizas blancas.
- 71,5 — 80 m. Cenizas volcánicas y arenas.
- 80 — 120 m. Marga orgánica

INTERPRETACION

- 0 — 120 m. Plioceno carbonatado con intercalaciones volcánicas (unidad 24).

SONDEO 7002

- 0 — 3 m. Calizas.
- 3 — 24 m. Margas blancas.
- 24 — 28 m. Arcillas rojas con gravas.
- 28 — 47 m. Margas azules arenosas al techo.
- 47 — 55 m. Arenas finas.
- 55 — 58 m. Margas azules.

INTERPRETACION

- 0 — 3 m. Calizas pliocenas (unidad 25).
- 3 — 55 m. Plioceno detritico (unidad 23).

SONDEO 7004

- 0 — 16 m. Margas blancas.
- 16 — 36 m. Arcillas.
- 36 — 42 m. Arcillas y rocas.
- 42 — 48 m. Arcillas rojas.
- 48 — 54 m. Areniscas.
- 54 — 55 m. Arcillas amarillas.
- 55 — 56 m. Areniscas.
- 56 — 65 m. Arcilla azul con arenas en la base.
- 65 — 69 m. Areniscas.
- 69 — 73 m. Arcillas.

INTERPRETACION

- 0 — 16 m. Margas pliocenas (unidad 24).
- 16 — 36 m. Plioceno detritico (unidad 23).
- 36 — 42 m. Depósitos hidromagmáticos y bombas volcánicas (unidad 21).
- 42 — 73 m. Plioceno detritico (unidad 23).

SONDEO 7005

- 0 — 32 m. Margas blancas (arcillas).
- 32 — 34 m. Arcilla? negra.

- 34 — 74 m. Arcillas y margas.
- 74 — 75 m. Arenisca.
- 75 — 81 m. Arcilla gris.
- 81 — 85 m. Arcilla amarilla.
- 85 — 89 m. Arcilla roja.

INTERPRETACION

- 0 — 32 m. Margas pliocenas (unidad 24).
- 34 — 89 m. Plioceno detrítico (unidad 23) con intercalaciones de depósitos hidromagmáticos (unidad 21).

2. TECTONICA

Los materiales paleozoicos han sido deformados por la estructuración hercínica sin producir en ellos metamorfismo.

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

El área del Campo de Calatrava en que se enclava la hoja presenta una macroestructura semejante a la existente en el sector colindante al norte en los Montes de Toledo. VEGAS y ROIZ (1979), tomando como nivel de referencia 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 cartón de huevos parece tratarse de una serie de amplios domos separados por zonas sinclinales más o menos complejas.

Las principales macroestructuras hercínicas presentes en la hoja son el *Domo de Ciudad Real* y el *Sinclinorio de Corral de Calatrava*.

El núcleo y parte oriental del *Domo de Ciudad Real* está recubierto por materiales pliocenos. En la hoja afloran el flanco sur y la terminación occidental que lo separa de la cubeta de Piedrabuena, en los que afloran materiales ordovícicos (Tremadoc y Cuarcita Armoricana). En el núcleo y bajo el recubrimiento terciario deben encontrarse muy próximos materiales precámbrios (Alcudiente).

Tiene dimensiones kilométricas (30 km.) con eje mayor orientado según la

dirección E-O. Los buzamientos de los flancos están comprendidos entre 20 y 30°. La terminación occidental es compleja observándose la existencia de pliegues menores cuyo eje tiene una orientación E-O y numerosas fallas.

El *Sinclinorio de Corral* es una estructura compleja en la que afloran materiales del Ordovícico medio y superior y Silúrico, muy cubiertos por sedimentos pliocenos y cuaternarios. Esta estructura limita al sur con el Domo de Argamasilla y es continuación del Sinclinal de la Puebla de D. Rodrigo de dirección ONO-ESE. La orientación general del Sinclinorio de Corral es E-O si bien alguna de las estructuras menores toman direcciones ENE-OSO y ESE-ONO.

La vergencia general de las estructuras es hacia el sur.

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.

Por otra parte se ha puesto de manifiesto, en el sector de confluencia de los ríos Jabalón y Guadiana la existencia de una deformación transversa que afecta a las estructuras mayores de dirección E-O. Aparecen pliegues de dimensiones decamétricas cuyos ejes tienen direcciones comprendidas entre N130-170° con fuertes inmersiones de 50-55° hacia el SE. A estas estructuras se asocia una esquistosidad N150-170° inclinada 65-75° E.

Un complejo sistema de fallas afecta a la zona estudiada. Entre los sistemas principales destacan los N30-40° y N60-65° con componente de desgarre siniestral. N160-170°; N120° y N80-90°.

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: intraeocena superior, finioligocena, miocena inferior, intravallesiense o del mioceno superior y pliocenas.

Entre ellas las que tienen 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 (hoja 20-31: Manzanares), 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 N110-120°. Algunas fracturas más recientes E-O y NE-SO afectan a estos materiales.

La deformación neógena parece derivarse de la reactivación de antiguas fracturas del 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-Tortoniense basal). PEREZ GONZALEZ (oo.cc) aboga por dos etapas distensivas fundamentales. La más antigua sería responsable de la apertura de las Cuencas del Júcar y Cabriel y de las Cuencas o depocentros de Villarta, Daimiel y Ciudad Real llenadas por 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. (Iberomanchega 2).

Tanto en los campos de Calatrava, como en la Llanura manchega los materiales pertenecientes al Plioceno se encuentran suavemente deformados por ambas fases.

MOLINA (1975), basándose en las discordancias angulares observables entre los materiales «volcanosedimentarios» y los materiales calcáreos infrayacentes al yacimiento de Las Higueruelas y en la deformación que a su vez presentan, establece la existencia de dos fases tectónicas asociadas a épocas de mayor actividad volcánica, que 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 Pleistoceno medio, de acuerdo con las dataciones radiométricas existentes. La fase volcánica principal se sitúa en el Plioceno medio y 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 próximos, no hay deformación (Corral de Calatrava).
- 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 costras calcáreas plio-pleistocenas (ángulo sureste de la hoja), y algunas terrazas (Valverde).

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

3. GEOMORFOLOGIA

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

Desde el punto de vista geomorfológico la hoja se sitúa en un área de características propias que se conoce bajo el nombre de *Campo de Calatrava*. Esta unidad geomorfológica (MOLINA, 1974, 1975) se sitúa entre dos unidades morfoestructurales diferentes: *Los Montes de Toledo* y la *llanura manchega*.

Los Montes de Toledo presentan un relieve desarrollado sobre los materiales paleozoicos del Macizo Hespérico y enmarcan los *Campos de Calatrava* por el norte, oeste y sur, mientras que la *llanura manchega* lo hace por el este. Para PEREZ GONZALEZ (1981) la *llanura manchega* se extiende de este a oeste desde el Valle del río Júcar hasta casi Ciudad Real (frontera con los *Campos de Calatrava*), teniendo como bordes norte y sur relieves más o menos accidentados como los *Montes de Toledo*, *Campo de Montiel*, *Sierra*

Morena y Sierra de Altomira. El límite entre los *Campos de Calatrava* y la *llanura manchega* resulta difícil de establecer, pero podría fijarse en la línea que une los afloramientos volcánicos más orientales en las hojas colindantes de Almagro y Daimiel (19-31 y 19-30), existiendo una *zona de transición* entre ambas unidades morfoestructurales.

Los *Campos de Calatrava* se caracterizan por una topografía relativamente quebrada condicionada por la existencia de relieves paleozoicos importantes, relieves de origen volcánico, red fluvial encajada con desarrollo de terrazas y escaso desarrollo de las superficies o planos de erosión o erosión/depósito.

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 indefinidos con amplias zonas de encarcamiento, nulo o escaso desarrollo de terrazas, y régimen semipermanente o estacional (PEREZ GONZALEZ, 1981).

La *zona de transición* participa de características intermedias. Amplio desarrollo de los replanos o superficies de erosión, relieves paleozoicos escasos a modo de «isleos» y relieves de origen volcánico rompiendo la monotonía de la *llanura*. Esta *zona de transición* ocupa gran parte de la mitad oeste de la *llanura manchega occidental* de PEREZ GONZALEZ (1981)

La hoja de Ciudad Real se enclava en su mayor parte en los *Campos de Calatrava*. El sector nororiental donde se sitúa la capital, Ciudad Real, pertenece a la *zona de transición*.

El relieve en los *Campos de Calatrava* es accidentado. Las máximas alturas se sitúan en las sierras paleozoicas, sobre los *resalte estructurales* en capas de *cuarrita* (vértice de Navaloshaces en la sierra de Navalonguilla, al sur de Corral con 829 m.) o en los *conos volcánicos* existentes en dichas sierras (vértice de Peñarroya, al sur de Alcolea con 814 m.). La altitud media de dichas sierras es de 700-800 m. Los mínimos hipsométricos se sitúan en los cauces de los ríos Guadiana y Jabalón que tienen *régimen permanente o semipermanente*. El canal del Guadiana discurre en la hoja entre las cotas de 575 y 535 m. con una pendiente media del orden de 1,3-1,4 × 1000, igual a la del Jabalón cuyo cauce baja desde los 610 m., hasta los 570 m., en su confluencia con el anterior.

La linearidad de los relieves paleozoicos, controlada por las barras o *resaltes estructurales* en *cuarcitas* ordovícicas, originadas por erosión diferencial, se ve rota por la existencia local de pliegues y por la aparición de *cráteres de explosión* y *conos volcánicos* con o sin *cráter conservado* que se describirán más adelante. Al pie de las elevaciones aparecen *corazas ferralíticas* que tapizan una paleotopografía semejante a la actual. Las vertientes suelen estar regularizadas, existiendo algunos *barrancos o arroyos*, con escasa incisión

lineal sobre los materiales cuarcíticos y más profunda con desarrollo incluso de *cárcavas* sobre las pizarras.

En la salida de estos barrancos aparecen *conos de deyección* de dimensiones hectométricas muy antiguos, que se relacionan lateralmente con importantes masas de derrubios o *coluviones*. Los *coluviones* dan lugar a morfologías de perfil longitudinal acusadamente cóncavo y transversal suavemente ondulado que pueden asimilarse a glacis vertiente de acumulación (MOLINA, 1975).

Localmente, como ocurre al sur de Alcolea de Calatrava se observan algunos *deslizamientos*, en zonas de fuerte pendiente de los materiales coluviales, habiéndose cartografiado la *cicatriz y lengua de despegue* de los mismos.

Las vertientes de los cerros cuarcíticos y los glacis, coluviones, conos, etc., que las tapizan se encuentran muy estabilizados como se deduce de la antigüedad de los suelos rojos que soportan.

Las depresiones existentes entre las sierras paleozoicas están rellenas por materiales pliocenos, depósitos hidromagmáticos, sedimentos detriticos, margas y calizas. Cuando se presentan horizontales las calizas que coronan la serie, más resistentes a la erosión, dan lugar a *rellanos estructurales* formando mesas de dimensiones hectométricas o kilométricas, cuyos bordes presentan acusados *escarpes*. Sobre estas mesas se desarrollan *dolinas* de bordes indefinidos, habiéndose cartografiado algunos *depósitos del fondo* de las mismas. Cuando están deformados como consecuencia de la actividad volcánica, los niveles duros calcáreos dan lugar a *resalte estructurales* que a veces configuran cubetas y domos de contornos subcirculares o elipsoidales y dimensiones hectométricas (hasta 1,5 km.). Sobre los materiales detriticos e hidromagmáticos y eventualmente sobre las calizas se instalan *barrancos* y *arroyos de cauces poco definidos* y otros más estables en los que puede cartografiarse la zona plana correspondiente a los depósitos de *fondo de valle o vaguada*. Localmente y en las zonas de fuerte pendiente o vertientes más escarpadas como ocurre en la margen izquierda del Guadiana, al oeste de Poblete, aparecen pequeñas *cárcavas* que erosionan los depósitos hidromagmáticos.

La *Raña* constituye una unidad estratigráfico-geomorfológica, ampliamente representada en la Submeseta meridional, que se define como un piedemonte con cobertura. En la hoja de Ciudad Real se sitúa en el borde sur al pie de las sierras de Navalonguilla y zona de Cañada-Ballesteros de Calatrava. Algunos retazos aislados aparecen al noroeste de Corral y Pozuelos de Calatrava.

En este sector de la Submeseta la *Raña* se encaja en una superficie de

erosión-acumulación más antigua (superficie S₁ de MOLINA, glacis con costra laminar de PEREZ GONZALEZ); retazos de esta *superficie antigua* se conservan en el cerro de la Cabeza al este de Pozuelos.

MOLINA (1975) indica que la *Raña* fosiliza a su vez una superficie de erosión sobre la que se desarrolla una intensa alteración química. Esta alteración química está heredada en parte de alteraciones anteriores y sincrónicas al relleno plioceno de Cuenca de Corral de Calatrava. En efecto puede observarse la existencia de esta superficie de erosión, en la base de la *Raña*, al noroeste de Pozuelos de Calatrava, entre dicha localidad y el río Guadiana. Las cuarcitas del techo del Ordovícico medio se encuentran totalmente arrasadas, situándose sobre ellas los depósitos de la *Raña*.

Su superficie superior presenta pendientes inferiores al 1 % desde la sierra de Navalonguilla hacia el Guadiana. Dicha superficie se encuentra muy erosionada y se desarrolla entre las cotas de 690-640 m. Localmente al noroeste de Corral aparecen *dolinas de karst subyacente* en cuyo fondo hay *zonas endorreicas* ya que la *Raña* se apoya sobre los sedimentos carbonatados del Plioceno. El enlace de la *Raña* con los valles actuales se realiza a base de *coluviones* que retoman las gravas cuarcíticas extendiéndolas por las pendientes. Al sur de Puente Morena (río Jabalón) se encuentra basculada mediante una *flexión* que hunde ligeramente su superficie hacia el sur-sureste. Esta deformación está en relación con la actividad volcánica reciente de los volcanes de Cabeza Parda y Cabezo Segura.

Otro elemento geomorfológico que imprime carácter a la zona es la superficie de erosión fosilizada por costras calizas o *superficie inferior de la llanura manchega*, que se desarrolla entre las cotas de 630-640 m. Está ampliamente representada en la *zona de transición* (Área de Ciudad Real), conservándose algunos retazos de la misma en el resto de la hoja. Esta superficie se encaja ligeramente en la *Raña*, adosándose a sus bordes. En la *zona de transición* está frecuentemente deformada como consecuencia de los fenómenos volcánicos lo que da lugar a *zonas endorreicas* locales relacionadas con suaves cubetas. La costra calcárea y los materiales pliocenos subyacentes se encuentran irregularmente karstificados apareciendo *dolinas* de bordes indefinidos, dimensiones hectométricas, contornos elípticos a subcirculares y profundidades menores de 5 m.

Es sin duda la morfología volcánica la que imprime carácter a la zona rompiendo la continuidad de las formas de origen estructural y de las superficies de erosión/acumulación.

Aunque en la zona no existen edificios volcánicos de grandes dimensiones, su forma y coloración han llamado la atención de los habitantes que los denominan «negrizales», «cabezos», «cabezuelos», «castillejos», «hoyas»,

«navas». Esta toponimia a veces se complementa con precisiones acerca de la coloración de las rocas: Cerro Negro, Cabeza Parda, Peñarroya, etc.

Existen centros de emisión en los que predominan las erupciones de tipo homogéneo o volcanes-cúpula formados por la acumulación de productos lávicos, en otros domina la actividad estromboliana existiendo numerosos tránsitos entre ambos tipos. Otro tipo de mecanismo eruptivo fuertemente explosivo da lugar a los maares de los que trataremos más adelante.

El grado de conservación de los edificios no sólo depende de su antigüedad ya que intervienen otros factores como la forma original, volumen de material emitido, lugar donde se ubican, composición, etc., entre otros (AN-COECHEA, 1983).

Se han diferenciado como *conos volcánicos* los edificios constituidos por la acumulación de piroclastos de caída, distinguiéndose aquellos en los que puede reconocerse la existencia de una depresión somital o *cráter conservado*. Constituyen cerros de formas intermedias entre troncocónicas y de casquete esférico, según el grado de erosión. Tienen diámetros hectométricos y alturas entre 30 y 75 m. Asociadas a estas formas de emisión o directamente con cráteres, en algunos puntos de las sierras paleozoicas (Castillejos) existen coladas de rocas básicas. Cuando predominan las coladas dan lugar a pequeños edificios en escudo, de pendientes suaves, forma más o menos circular y altura poco elevada. Las coladas se han diferenciado de acuerdo con la naturaleza de su superficie superior. Entendemos como *superficie lisa de colada* aquella que no presenta irregularidades importantes aproximándose su topografía a un plano suavemente ondulado. No puede descartarse la posibilidad de que en un principio se tratara de superficies de lavas cordadas (pahoe-hoe) posteriormente erosionadas. Las *superficies rugosas de colada* se caracterizan por presentar una topografía relativamente abrupta a escala de afloramiento, que puede ser debida a la existencia de coladas en cascada, coladas en bloques o a disyunción esferoidal de gran tamaño. Se han representado en el mapa los *escarpes* del frente de las coladas, debidos normalmente a erosión diferencial, así como las principales *direcciones de flujo* de las mismas.

Los *maares* son formas causadas por explosiones volcánicas. Se han cartografiado como *cráteres de explosión*, diferenciando en ellos dos tipos: sin o con *anillo de tobas conservado*. Estos cráteres constituyen las formas del terreno más espectaculares, dando lugar a parajes de gran belleza (Laguna de Alcolea, de Fuentillejo).

El primer tipo corresponde a los *cráteres de explosión* desarrollados sobre los relieves paleozoicos. Constituyen depresiones cerradas, de contornos subcirculares, con diámetros de orden hectométrico (hasta 1,2 km.), bordes

abruptos y escarpados con desniveles de hasta 120 m., y fondo plano ocupado por *zonas endorreicas*, que dan lugar a grandes hoyas en las partes altas de las sierras.

El segundo tipo son los *cráteres de explosión con anillo de tobas conservado* o auténticos maares. Normalmente aparecen sobre sedimentos plioceños o sobre la superficie de erosión con costra. Consisten en un cráter o suave depresión, situada a veces por debajo del nivel general del suelo y un anillo que la rodea total o parcialmente constituido por la acumulación de piroclastos expulsados del cráter. Suelen tener contornos subcirculares o subelípticos. Los diámetros de la depresión interna o cráter oscilan entre 250 y 1.000 m., y los del anillo de tobas tomados desde el centro de la forma a la parte más elevada entre 500 y 1.600 m.

La altura del anillo de piroclastos con respecto al punto más deprimido rara vez sobrepasa los 20 m. En los fondos de los cráteres aparecen pues depresiones semicerradas potencialmente encharcables que dan lugar a *zonas endorreicas*, la mayor parte de ellas drenadas actualmente para su aprovechamiento agrícola.

Un tipo intermedio entre los dos tipos de cráteres de explosión descritos se genera en las zonas de contacto paleozoico-plioceno. Tal es el caso de los cráteres de Peñalagua (al noreste de Poblete) y sur de El Mortero (al noreste de la estación de Poblete).

La red fluvial principal formada por los ríos Guadiana y Jabalón disecta los materiales sedimentarios paleozoicos y pliocenos y los materiales volcánicos. En el sector ocupado por la hoja constituyen valles de erosión normal con desarrollo irregular de relieves en graderío debidos a *terrazas*, algunas de las cuales son sincrónicas, con los últimos tiempos de la actividad volcánica. El encajamiento de la red es mucho menor que en otras cuencas fluviales de la Meseta, situándose la *Raña* a +80-85 y +40-45 m. sobre el nivel del Guadiana y Jabalón, respectivamente. En las laderas de los valles aparecen localmente formas de enlace con las terrazas o *glacis* sin o *con costra caliza*, que se encuentran muy disectados. Las *llanuras de inundación* son estrechas, salvo en la parte alta del curso del Guadiana en la hoja, donde se reconocen zonas encharcadas con cauces poco definidos. Sobre la llanura de inundación vierten sus materiales algunos *conos de deyección* existentes en la desembocadura de barrancos y arroyos.

Los procesos geomorfológicos activos no son importantes en la hoja, pudiéndose indicar entre otros el incipiente acarcavamiento existente en las pizarras paleozoicas y depósitos hidromagmáticos en los valles de los ríos y la existencia de algunas zonas potencialmente encharcables, que por otro lado habría que proteger dada su importancia ecológica.

Un hecho a destacar es la elevada contaminación que presenta el Guadiana aguas abajo de Puente Alarcos, donde se vierten las aguas residuales de Ciudad Real sin depurar.

La evolución geomorfológica de la hoja puede resumirse como sigue. El zócalo hercínico se vio sometido, durante el Paleógeno superior y Mioceno inferior (?), a una profunda alteración química de origen «tropical» con desarrollo de corazas ferruginosas al pie de los relieves residuales paleozoicos. Despues del relleno de las cuencas pliocenas se producen desequilibrios tectónicos entre el macizo y las cuencas, tendiendo el clima a ser más húmedo y estacional, desarrollándose las diversas superficies de erosión previas y correlativas con el depósito la *Raña*. Nuevas actividades tectónicas más débiles que las anteriores preceden a la génesis de la superficie de erosión encostada, 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 abarca desde el Mioceno superior al Pleistoceno inferior. Las formas volcánicas existentes en la hoja se han generado durante estos tiempos, sin embargo sus relaciones con las unidades geomorfológicas y sedimentarias nos indican que son las de edad Plioceno superior y Pleistoceno inferior las más destacables desde el punto de vista morfológico.

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

4. PETROLOGIA DE LOS MATERIALES VOLCANICOS

Desde el punto de vista petrográfico pueden distinguirse dentro de las rocas volcánicas dos grandes grupos: por un lado las rocas masivas y piroclásticas de caída y por otro las rocas piroclásticas de origen hidromagmático. Las diferencias entre este segundo grupo y el primero son por una parte texturales y por otra composicionales, ya que, estas últimas, poseen entre otras cosas gran cantidad de fragmentos accidentales. Sin embargo, para los fragmentos volcánicos las descripciones de las tipologías rocosas son, a grandes rasgos, válidas para los tres grupos.

En general todas las rocas son porfídicas, con fenocristales omnipresentes de olivino y normalmente tambien augita, con una matriz que suele contener augita, minerales opacos, olivino y feldespato o feldespatoídes. Las diferencias entre unos tipos litológicos y otros radican fundamentalmente en la naturaleza o presencia de feldespato o feldespatoídes.

La clasificación de estas rocas dependerá lógicamente de estos minerales. Si sólo contienen plagioclasa: basaltos; si sólo poseen feldespatoides sin plagioclasa, según el nombre de éste: nefelinita olivínica, melilitita olivínica, etc. Si tienen plagioclasa y feldespatoide: basanita y si no tienen ni feldespatos ni feldespatoides: limburgita. Si coexisten nefelina y melilita hemos optado por denominar a la roca melilitita olivínico-nefelinica, independientemente de la proporción relativa de ambos minerales, por considerar a la melilita como el mineral más característico petrogenéticamente. No existen basanitas modales, es decir con plagioclasa y feldespatoide, aunque sí son frecuentes desde el punto de vista químico.

Independientemente de la litología todas pueden presentar frecuentes amígdalas llenas de carbonatos y en ocasiones de ceolitas.

4.1. MELILITITAS OLIVINICAS (11 y 12)

Petrográficamente pueden distinguirse dos grupos: melilititas olivísticas y melilititas olivínico-nefelinicas según posean o no nefelina.

Excepto por la presencia de este mineral las características de ambos grupos son muy similares. Las melilititas olivísticas sin nefelina son con frecuencia, aunque no siempre, los equivalentes menos cristalinos de las melilititas olivínico-nefelinicas en las que, en lugar de nefelina (que cristaliza en los últimos estadios), hay vidrio; éste debe ser por ejemplo el caso de los fragmentos que aparecen dentro de los depósitos hidromagmáticos, donde el enfriamiento brusco ha impedido la formación de nefelina. En otros casos su ausencia puede ser debida a que está totalmente transformada en ceolita.

El fenocristal más frecuente y muchas veces el único es el olivino (Fo: 82-89 %) idiomórfico o subidiomórfico, con frecuente alteración periférica a iddingsita, golfos de corrosión y, en ocasiones, extinción ondulante. La augita no está siempre presente como fenocristal; cuando lo hace es también con hábito idiomórfico o subidiomórfico, zonada con borde más rico en titanio y núcleo a veces más rico en sodio (egirínico) y más raramente, y en la misma roca, más rico en titanio como el borde.

La melilita aparece como microfenocristal graduando su tamaño hasta el de la matriz. Suele presentarse en secciones idiomórficas, con formas tabulares e inclusiones que le dan la característica estructura en estaca, y más raramente en secciones basales octogonales. Con frecuencia aparece alterada a productos de color amarillento de baja o nula birrefringencia. Composicionalmente se trata de akermanita (52-59 %), ferroakermanita (1-8 %), gehlenita (0-6 %) y Naemililita (30-40 %) (IBARROLA y BRANDLE, 1974).

La matriz está compuesta por melilita, augita, opacos, olivino y en la mayor parte de los casos nefelina. Esta última ocupa posiciones intersticiales, con tendencia a dar secciones cuadrangulares, y más raramente en placas grandes alotriomórficas que engloban poiquiliticamente al resto de los minerales. Su mayor tamaño lo adquieren cuando cristalizan en cavidades donde se asocian a apatito, ocasionalmente biotita y más raramente carbonatos primarios. Composicionalmente posee elevados contenidos de kalsilita (20-25 %).

No se ha encontrado ninguna melilitita olivínica con minerales del grupo de la sodalita como ocurre en afloramientos de hojas próximas.

El apatito es un mineral accesorio bastante frecuente, la biotita rara, pero ambos comunes también en los otros grupos de rocas. La perouskita se presenta en cristales pequeños idiomórficos o subidiomórficos, siendo un accesorio característico y exclusivo de este tipo de rocas.

4.2. LIMBURGITAS (13 y 14)

Son rocas en las que no aparece ningún feldespato ni feldespatoide y en su lugar suele aparecer vidrio, aunque a veces sea escaso. Lógicamente tendrán esta naturaleza las rocas menos cristalinas, enfriadas bruscamente, como las piroclásticas (tanto de caída, como hidromagmáticas) o los térmicos escoriáceos. Esto sucederá tanto más cuanto más tardía sea la cristalización del feldespato o feldespatoide. De ahí que, las limburgitas puedan ser el equivalente hipocrystalino de cualquiera de los otros tipos rocosos y, al ser la nefelina la de cristalización posterior de entre todos ellos, corresponden en su mayoría a nefelinitas olivínicas (ANCOCHEA, 1983).

Por el resto, son rocas similares a las demás, con fenocristales de olivino y augita, a veces con tendencias picíticas, normalmente con más olivino que augita pero en ocasiones en similares proporciones o incluso dominando el piroxeno. Como accesorio esporádico aparece biotita.

4.3. NEFELINITAS OLIVINICAS (15, 16 y 17)

Las nefelinitas olivínicas, son en general rocas holocrystalinas porfídicas. Los fenocristales son de olivino y augita, en proporciones relativas variables, y más raramente de olivino sólo. Las características de ambas: hábito, alteración, zonado, etc., son similares a las descritas para los otros grupos. El olivino presenta con frecuencia inclusiones de opacos. En la matriz, además de augita, opacos y olivino aparece nefelina, normalmente intersticial y con

secciones cuadrangulares o bien en placas, a veces de gran tamaño, que engloban poiquiliticamente al resto de las fases minerales. Su composición es similar a la de la nefelina de las melilititas olivínico nefelínicas. La biotita aparece como mineral accesorio con frecuencia, el apatito prácticamente siempre adquiriendo a veces considerable tamaño. En algunos casos existe analcima llenando cavidades e intersticios.

4.4. BASALTOS Y BASANITAS (18, 19 y 20)

Petrográficamente son casi siempre basaltos olivínico-augíticos y en algún caso sólo olivínicos; cuando coexisten ambos sus proporciones relativas son muy variables pudiendo dominar tanto uno como otro.

Los fenocristales de olivino son idiomórficos o subidiomórficos, a veces con gollos de corrosión, y frecuentemente con el borde alterado a iddingsita, alteración que llega a ser total en los cristales más pequeños. La augita, también idiomórfica o subidiomórfica está zonada, en general con un borde más rico en titanio.

La matriz está constituida por augita, opacos, olivino en menor proporción y plagioclasa (labradorita-andesina). Esta suele presentarse como microlitos no muy abundantes y con tendencia a la orientación fluidal, en algún caso aparece intersticial englobando poiquiliticamente al resto de los minerales de la matriz. El mineral accesorio más frecuente es el apatito y sólo ocasionalmente biotita.

En algunos casos, como en las coladas del volcán de Corrales, al este de Ciudad Real, cristalizan en pequeñas cantidades pegmatoides gabroideos compuestos esencialmente por plagioclasa y augita titanada.

4.5. DEPOSITOS HIDROMAGMATICOS (21)

Petrográficamente son tobas poligénicas líticas o lítico-cristalinas, de granulometría muy variable, siendo en general muy heterométricas; tienen a veces laminaciones visibles y granoselección marcada. Están formadas por fragmentos de muy distinto tamaño y naturaleza, que pueden dividirse en dos grandes grupos: volcánicos y no volcánicos. El cemento suele estar constituido por una ceniza muy fina más o menos argilitizada y carbonatada.

Los fragmentos no volcánicos, claramente accidentales, suelen ser de composición parecida para cada volcán, pero pueden ser muy distintos de uno a otro edificio. Reflejan el nivel donde tiene lugar la explosión hidromagmática, que lógicamente en esta región será la mayor parte de las veces entre materiales paleozoicos o precámbrios. De ahí que la naturaleza de estos

fragmentos sea, en la mayor parte de los casos, cuarcítica o pizarrosa con muy bajo grado de metamorfismo. En algún maar abundan también los fragmentos de diabasas.

Otro de los constituyentes más frecuentes son los enclaves ultramáficos mantélicos, arrastrados por el magma. Son normalmente lherzolitas con espinela, en ocasiones con anfíbol. Suelen tener formas ovaladas, a veces rodeados por roca volcánica; su tamaño normal es de unos 3 a 6 cm. de dimensión mayor, pero pueden alcanzar excepcionalmente a 20 cm.

Dentro de los fragmentos no volcánicos hay que mencionar la presencia de rocas carbonatadas posiblemente de la cobertura terciaria. Tanto éstas, como los fragmentos de cuarcita y pizarra no presentan reacción con la roca volcánica.

Es habitual que los fragmentos no volcánicos estén rodeados por una pátina de vidrio volcánico o incluso por un pequeño espesor de roca volcánica hipocrystalina que ha quedado adherida a ellos durante la erupción.

La proporción relativa entre fragmentos volcánicos y no volcánicos es muy variable; en general los no volcánicos suelen ser muy frecuentes, normalmente los más abundantes, pudiendo llegar a ser casi los exclusivos.

El segundo constituyente importante de estos depósitos son los fragmentos volcánicos. Estos pueden ser de rocas volcánicas holocrystalinas cuyo origen más probable es que se trate de fragmentos accidentales igual que los no volcánicos. Los fragmentos volcánicos más frecuentes suelen ser los porfídicos con matriz vítreo, o los totalmente vítreos y mucho más raros los porfídicos con matriz hipocrystalina. En general son siempre angulosos o muy angulosos.

Composicionalmente la mayoría suelen ser limburgitas, en las que en una matriz vítreo únicamente aparecen fenocristales de olivino o de olivino y augita, en general idiomórficos y análogos en sus características a los descritos en los otros grupos rocosos. También son comunes los fragmentos de melilititas olivínicas hipocrystalinas. Son rocas porfídicas con matriz vítreo en la que además de los fenocristales de olivino y augita hay fenocristales idiomórficos de melilita totalmente alterada e isotropizada; únicamente en los fragmentos de mayor tamaño pueden apreciarse en las zonas más internas restos más frescos de melilita. Las nefelinitas y los basaltos son mucho más raros como fragmentos.

El vidrio de los fragmentos volcánicos es bastante variado. Con frecuencia es taquilita con un grado de vesicularidad muy variable desde nada a muy vesiculado, también es habitual que se trate de sideromelana amarilla-anaranjada de vesicularidad variable, aunque en general menor que los de taquilita y siendo normales, los no vesiculados; en ocasiones aparece agrietada.

Menos usuales son los fragmentos de vidrio palagonitzado parcial o totalmente. En una misma toba pueden aparecer los tres tipos.

Por disminución del tamaño podemos pasar a fragmentos cristalinos normalmente de cuarzo si procede de la fragmentación intensiva de una roca no volcánica y de olivino o de augita si son cristales volcánicos. Tanto si son de una composición como de otra, están en muchos casos envueltos por una película vítreo.

Los anfíboles son también un constituyente frecuente en estos depósitos, normalmente monocrystalinos hasta de 10 cm. de largo y con el borde refundido, o formando agregados de hasta 15 cm. de tamaño. Estos últimos pueden contener proporciones variables de clinopiroxeno. También pueden encontrarse cristales sueltos de mica de mucho menor tamaño (hasta 2 cm.). Esporádicamente aparece lapilli acrecional, en escasa proporción y nucleado tanto alrededor de fragmentos volcánicos como no volcánicos.

4.6. GEOQUIMICA Y PETROGENESIS

Existen 27 análisis de rocas volcánicas de esta hoja, correspondientes a otros tantos centros volcánicos (Tablas 1 y 2). Son todas menos una rocas claramente estructuradas, con olivino y nefelina normativos. Su clasificación química se ha efectuado siguiendo los siguientes criterios normativos (AN-COCHEA, 1983).

Basalto olivínico alcalino (A.O.B.): albata, nefelina < 5 %.

Basanita (Bsn): albata > 5 %, nefelina > 5 %.

Nefelinita olivínica (N.O.): albata < 5 %, nefelina > 5 %.

Melilitita olivínica (M.O.): larnita.

Pueden distinguirse además dos subtipos de características intermedias; así son nefelinitas olivínico-melilititas (N.O.M.) las nefelinitas olivínicas con nefelina > 5 % pero además albata = 0, es decir no con ortosa sólo, sino con ortosa y leucita normativos. Del mismo modo hemos denominado melilititas olivínico nefelínicas (M.O.N.) a las rocas con larnita normativa pero sin melilita modal, reservando el término de melilitita olivínica para las rocas con larnita normativa y melilita modal.

Existe una buena correspondencia entre clasificación modal y normativa: las melilititas olivínicas modales lo son siempre normativas, las nefelinitas olivínicas normativas corresponden en su mayoría a nefelinitas olivínicas modales o a limburgitas y los basaltos modales corresponden tanto a basanitas como a basaltos olivínicos alcalinos.

Los análisis del volcán de Palos y de la colada de Cantagallos corresponden por sus elevados contenidos en níquel (451 y 496 ppm.) a rocas con

tendencia a la acumulación de olivino y/o piroxeno; por ello se les ha añadido el prefijo «mela».

El análisis de la roca del Cerrajón de la Puebla posee hiperstena y olivino normativos por lo que sería una toleita olivínica o un basalto olivínico (por ser la Hy < 3 %).

Su elevado contenido en CO₂ y consecuentemente en calcita normativa (5,50 %), ha deformado su composición original; y por otra parte su proyección en un diagrama SiO₂ — álcalis se sitúa claramente en el campo alcalino; por lo que ha de ser considerada sin duda como tal.

El contenido en SiO₂ de las rocas cubre casi todo el rango presentado en la región excepto los términos más ricos; variando entre el 36,7 % y el 44,45 %; son todas, por lo tanto, rocas ultrabásicas. En las figuras 5, 6, 7 y 8 puede apreciarse la variación de los elementos mayores y menores con la sílice para toda la región volcánica. En ellas puede observarse que al pasar de melilitas olivínicas a nefelinitas olivínicas, basanitas y basaltos olivínicos alcalinos existe un incremento en Al₂O₃ y disminución en MgO, CaO, P₂O₅ y MnO y en elementos incompatibles como La, Ce, Nb o Y.

Considerando como magmas primarios, es decir formados por fusión parcial del manto superior sin haber experimentado procesos importantes posteriores de diferenciación, los que poseen valores de MG superior a 67 y contenidos en Ni entre 200 y 400 ppm., solamente 10 de los 27 análisis corresponden a esas características (un 37 %) porcentaje bastante inferior al medio de la región (51 %) (ANCOCHEA, 1983). Quince análisis corresponden a magmas que han sufrido procesos de extracción de olivino y/o piroxeno y dos, de acumulación.

ANCOCHEA (1984), analiza y cuantifica, a partir del contenido tanto en elementos mayores como menores, los procesos de diferenciación que han afectado a estas rocas. La melamelilita olivínico nefelínica de la colada de Cantagallos se ha formado, según el modelo, por acumulación de entre un 9 % y un 12 % de olivino esencialmente. El proceso de acumulación en general para las melanefelinitas olivínicas puede estimarse entre un 11 % y un 13 % con participación tanto de olivino como de clinopiroxeno (elevados contenidos en Cr). Por su parte, los procesos de extracción pueden valorarse entre un 5 % y un 10 % con intervención del olivino y del clinopiroxeno.

Para los términos primarios, suponiendo que se hubieran formado a partir de un manto con diferentes modelos compositionales, el paso de melilitas olivínicas, a nefelinitas olivínicas, basanitas y basaltos olivínicos alcalinos iría acompañado de un aumento del grado de fusión parcial. Si el modelo de manto es el pirolítico y el cálculo se efectúa a partir del P₂O₅ (suponiendo que se comporta como elemento totalmente incompatible), dichos grados de fu-

TABLA 1

N.º	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	44,13	40,42	40,97	39,46	41,83	42,92	38,35	44,45	39,40	37,95	43,45	44,24	41,99	39,21	43,47
Al ₂ O ₂	12,03	11,23	11,61	10,81	10,50	11,49	10,74	12,48	10,98	11,55	11,81	12,36	11,27	11,74	11,67
Fe ₂ O ₂	6,86	4,98	5,38	7,71	3,57	4,22	5,22	5,98	7,35	5,07	4,64	7,08	6,06	5,43	6,46
FeO	4,68	6,40	6,35	3,79	8,03	7,07	6,20	5,37	4,24	6,01	6,72	4,52	5,41	6,00	5,28
MgO	8,50	12,57	10,67	13,02	13,53	11,11	14,07	10,40	12,47	13,04	10,26	8,98	12,04	12,34	9,85
CaO	11,49	13,07	13,78	14,75	12,16	12,11	13,80	11,46	13,94	15,71	12,03	11,99	12,61	14,13	12,45
Na ₂ O	2,69	3,20	3,56	1,75	3,13	2,41	2,79	2,64	3,12	2,36	2,60	3,16	2,32	2,98	1,80
K ₂ O	1,67	0,48	0,61	0,29	0,94	1,07	1,94	1,71	1,38	1,63	1,45	0,68	0,54	1,11	1,31
MnO	0,19	0,17	0,19	0,17	0,21	0,17	0,18	0,19	0,23	0,23	0,19	0,18	0,19	0,20	0,19
TiO ₂	2,99	3,28	3,36	4,02	2,96	3,16	3,29	2,56	3,19	2,49	2,97	3,06	3,51	3,11	3,03
P ₂ O ₅	0,68	1,00	0,89	0,87	0,69	0,85	1,03	0,69	1,10	0,72	0,72	0,70	0,89	1,08	0,72
H ₂ O	4,81	3,58	1,78	3,84	1,46	2,88	1,22	2,07	1,57	2,29	2,17	3,51	3,09	1,82	2,62
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total ...	100,09	100,38	99,15	100,48	99,01	99,46	98,83	100,01	98,97	99,02	99,01	100,46	99,92	99,15	98,85
Ba	898	899	831	844	654	629	1.067	831	823	825	794	785	1.051	1.075	6884
Ce	106	101	121	101	90	104	83	147	129	155	107	112	95	94	88
Co	39	48	44	43	55	42	46	33	37	45	44	42	51	46	41
Cr	296	635	352	652	704	390	688	256	463	403	369	490	575	563	380
La	92	58	126	93	54	68	83	62	100	135	81	74	62	91	79
Nb	33	29	29	26	28	28	33	27	47	32	31	42	28	36	32
Ni	163	275	187	212	451	192	300	136	184	209	171	232	265	241	180
Rb	39	50	28	22	28	35?	45	41	35	36	41	45	32	25	38
Sr	1.481	836	1.219	1.246	879	941	909	1.440	1.350	2.213	1.050	1.059	760	1.106	1.049
Y	28	23	29	23	23	27	24	22	30	32	27	30	21	26	29
Zr	293	277	286	284	232	260	275	215	300	227	279	255	273	274	268
Or	9,87	2,84	3,60	1,71	5,56	6,32	—	10,11	—	—	8,75	4,02	3,19	—	7,74
Ab	16,22	4,22	3,37	2,45	2,32	11,52	—	13,05	—	—	10,33	19,89	13,15	—	15,21

An	15,82	14,86	13,90	20,79	11,83	17,37	11,05	17,15	11,88	16,11	16,27	17,53	18,74	15,38	19,90
Le	—	—	—	—	—	—	8,99	—	6,39	7,55	—	—	—	5,14	—
Ne	3,55	12,38	14,49	6,69	13,09	4,81	12,79	5,03	14,30	10,82	6,32	3,71	3,51	13,66	0,01
Ui	28,60	34,10	38,17	36,36	34,95	29,39	24,68	27,52	35,95	20,59	30,59	20,10	29,59	33,38	28,94
Ol	5,54	12,57	7,55	10,91	17,35	13,03	17,90	9,92	10,08	18,20	10,68	6,22	11,40	11,87	7,79
La	—	—	—	—	—	—	5,93	—	1,21	9,57	—	—	—	1,56	—
He	2,05	—	—	7,04	—	—	—	—	3,86	—	—	2,82	0,71	—	0,41
Mt	6,97	7,22	7,80	0,97	5,18	6,12	7,57	8,67	5,07	7,35	6,73	6,18	7,75	7,87	8,77
H	5,68	6,23	6,38	7,63	5,62	6,00	6,25	4,86	6,06	4,73	5,64	5,81	6,67	5,91	5,75
Ap	1,58	2,32	2,06	2,02	1,60	1,97	2,39	1,60	2,55	1,67	1,67	1,62	2,06	2,50	1,67
Ce	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<u>Lg</u>	<u>61,30</u>	<u>70,03</u>	<u>65,85</u>	<u>71,05</u>	<u>70,88</u>	<u>67,40</u>	<u>72,31</u>	<u>66,17</u>	<u>69,91</u>	<u>71,38</u>	<u>65,57</u>	<u>62,51</u>	<u>69,15</u>	<u>69,63</u>	<u>64,23</u>

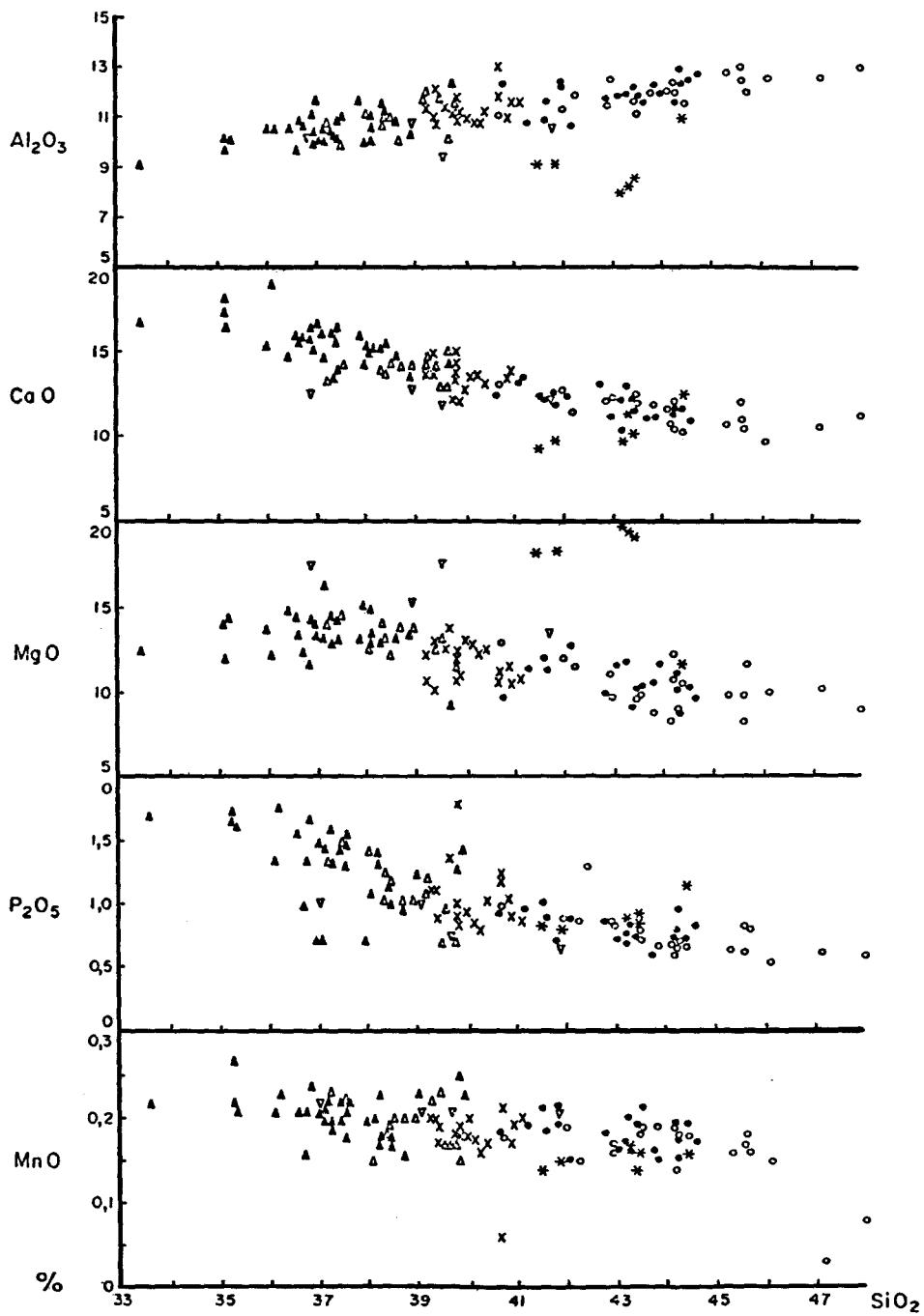
1. Basalto olivínico-alcalino. Cero de la Cruz.
2. Nefelinita olivínica. La Cabezuela. Alcolea de C.
3. Nefelinita olivínica. Cabezo del Moro.
4. Nefelinita olivínica. Volcán de los Corrales.
5. Melanefelinita olivínica. Volcán de Palos.
6. Basalto olivínico-alcalino. Cabezo del Hierro.
7. Melilitita olivínico-nefelínica. Laguna de Alcolea.
8. Basanita. Volcán de Peñarroya.
9. Melilitita olivínico-nefelínica. Volcán de Fuentillejo.
10. Melilitita olivínica. Volcán de El Arzollar.
11. Basanita. Cabezo de la Serna.
12. Basalto olivínico-alcalino. Sur de la Serna.
13. Basalto olivínico-alcalino. Cortijo de Herrera.
14. Melilitita olivínico-nefelínica. Arroyo del Cordón.
15. Basalto olivínico-alcalino. Cabezo Jimeno.

TABLA 2

Núm.	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	43,35	41,28	36,81	38,22	44,40	36,70	36,99	43,45	43,224	40,04	42,97	43,79
Al ₂ O ₂	12,18	10,85	10,56	10,47	11,53	9,63	10,21	11,09	15,46	11,00	12,45	11,98
Fe ₂ O ₂	5,55	7,49	5,300	6,32	4,57	5,13	3,64	3,46	4,59	5,86	4,90	6,11
MgO	9,21	11,45	12,29	14,72	10,63	14,31	17,44	9,76	6,71	13,20	9,90	8,89
CaO	12,75	13,33	15,56	15,06	10,40	15,70	12,27	11,97	10,13	12,78	12,18	11,88
Na ₂ O	3,38	3,07	2,50	2,33	2,73	2,76	3,09	2,46	3,78	2,93	3,04	2,01
K ₂ O	0,62	0,32	1,78	1,09	1,41	1,48	1,61	1,51	1,20	0,85	0,41	1,75
MnO	0,16	0,19	0,24	0,18	0,18	0,16	0,22	0,18	0,20	0,20	0,16	0,19
TiO ₂	2,47	3,67	3,10	2,60	3,07	2,81	2,87	3,20	4,27	3,19	3,86	2,95
P ₂ O ₂	0,82	0,94	1,68	1,33	0,66	0,99	1,03	0,78	0,75	0,92	0,84	0,68
Co ₂					—	1,84	0,39	2,42	—	—	—	—
H ₂ O	4,71	3,54	2,93	2,42	3,78	2,26	1,97	2,14	3,03	3,24	3,22	3,40
 Ba	847	529	826	864	751	615	684	621	1.331	697	867	969
Ce	130	116	162	118	63	127	116	72	130	85	78	91
Co	41	45	44	44	44	60	58	51	41	50	38	36
Cr	428	430	663	618	363	388	413	411	23	518	248	294
La	66	86	137	83	45	79	99	37	121	82	68	108
Nb	39	45	43	366	23	52	44	20	35	39	25	37
Ni	213	193	221	311	233	309	496	167	37	274	120	136
Rb	14	32	46	33	41	35	42	35	53	35	33	50
Sr	1.109	790	2.481	2.060	578	682	470	1.041	1.499	956	841	1.443
Y	37	23	33	31	25	31	24	30	27	25	23	26
Zr	304	262	325	256	227	298	280	212	331	264	270	303
Or	3,66	1,89	—	—	8,33	—	—	8,92	7,09	5,02	2,42	10,34
Ab	14,98	9,84	—	—	17,63	—	—	20,82	19,26	2,18	17,15	14,96

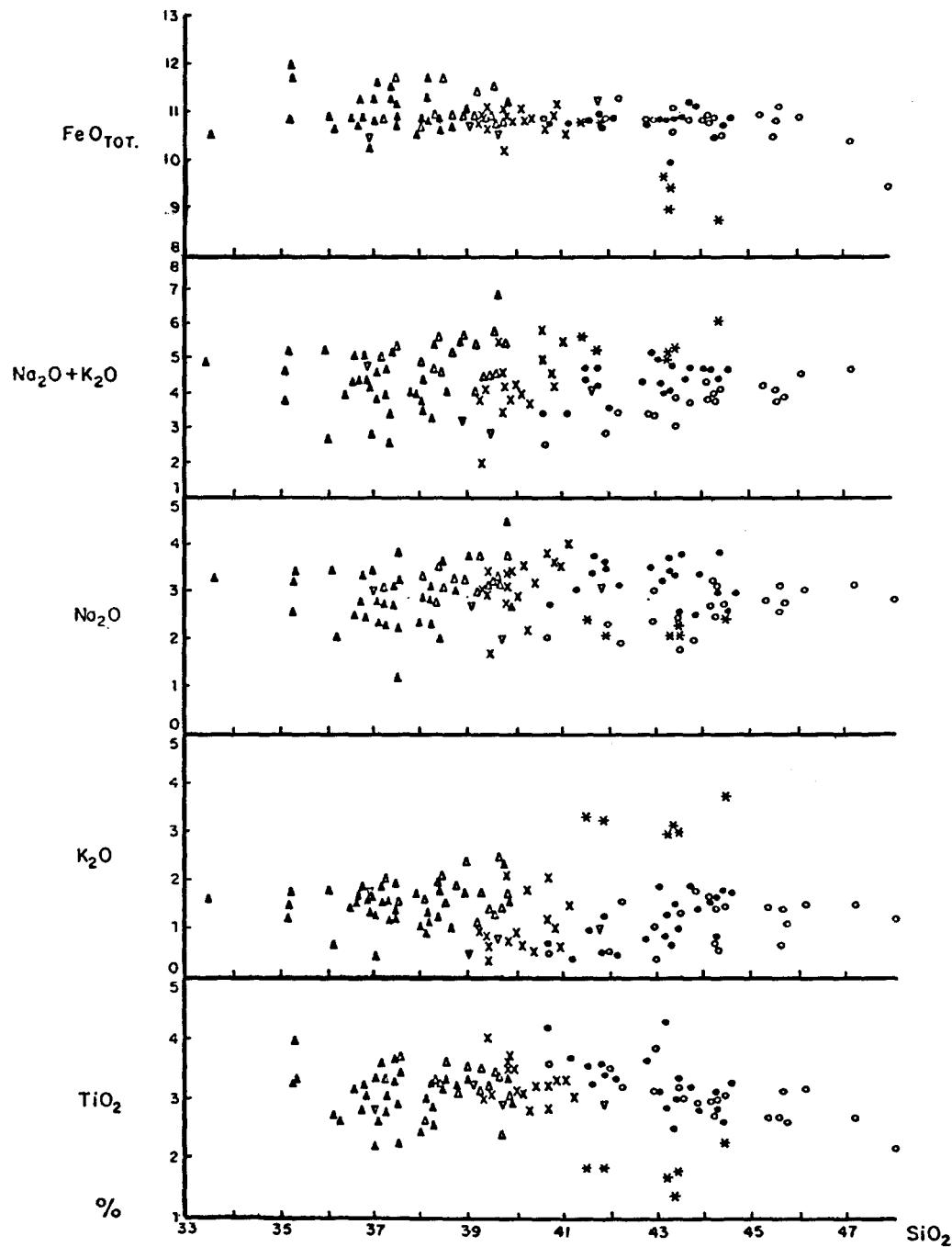
An	16,23	14,88	12,34	14,89	15,04	9,52	9,23	14,76	21,67	14,35	19,12	18,50
Lc	—	—	8,25	5,05	—	6,86	7,46	—	—	—	—	—
Ne	7,38	8,74	11,46	10,68	2,96	12,65	14,16	—	6,89	12,25	4,65	1,11
Di	32,55	35,12	24,00	28,66	25,42	24,58	14,56	19,30	18,65	33,56	28,09	28,05
Ol	5,98	8,57	15,17	16,48	—	5,86	7,43	—	—	—	—	—
Ln	—	—	7,21	4,44	—	—	—	1,77	—	—	—	—
Hy	—	—	5,42	—	—	—	—	—	—	—	—	—
He	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	8,05	3,01	7,68	9,16	6,63	7,44	5,28	5,02	6,66	8,50	7,10	8,86
H	4,69	6,97	5,89	4,92	5,38	5,34	5,45	6,08	8,11	6,06	7,33	5,60
Ap	1,90	2,18	3,89	3,08	1,53	2,29	2,39	1,81	1,74	2,13	1,95	1,58
Cc	—	—	—	—	—	4,18	0,89	5,50	—	—	—	—
MG	65,12	68,17	69,52	73,37	67,05	73,01	77,15	65,57	5,52	71,06	64,81	62,41

16. Basanita. Cabezo del Aljibe.
17. Basanita. Volcán El Cabezuelo de Pozuelo de C.
18. Melilitita olivínica. Volcán de las Higueruelas.
19. Melilitita olivínica. Cabezo Segura.
20. Basalto olivínico-alcalino. Casas de Torrecillas.
21. Melilitita olivínica. Volcán de la Zurriaga.
22. Melameliblilita olivínico-nefelinica. Cantagallos.
23. Basalto olivínico. Cerrajón de la Puebla.
24. Basanita. Negrizal de la Halconera.
25. Nefelinita olivínica. Negrizal de la Cañada.
26. Basalto olivínico-alcalino. Negrizal de la Atalaya.
27. Basalto olivínico-alcalino. Negrizal de Villafranca



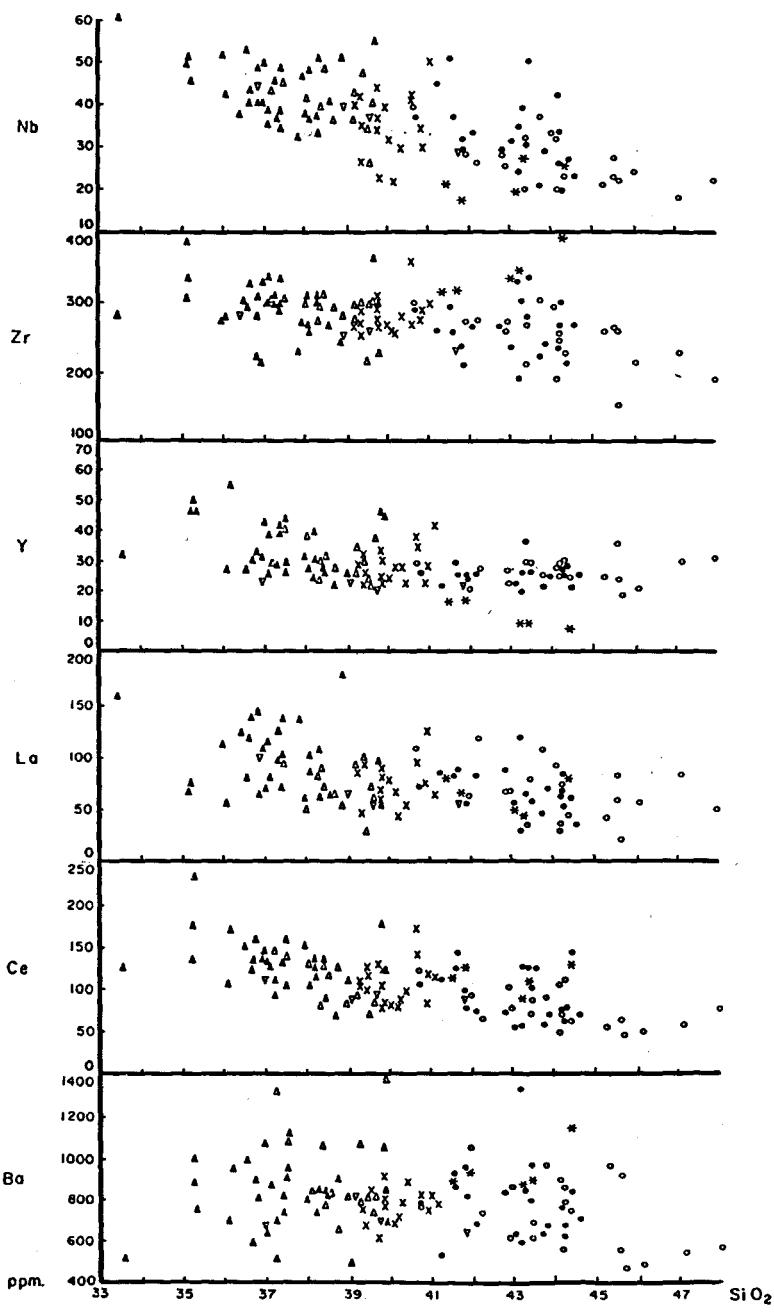
DIAGRAMAS SiO_2 - ELEMENTOS MAYORES.

Figura 5



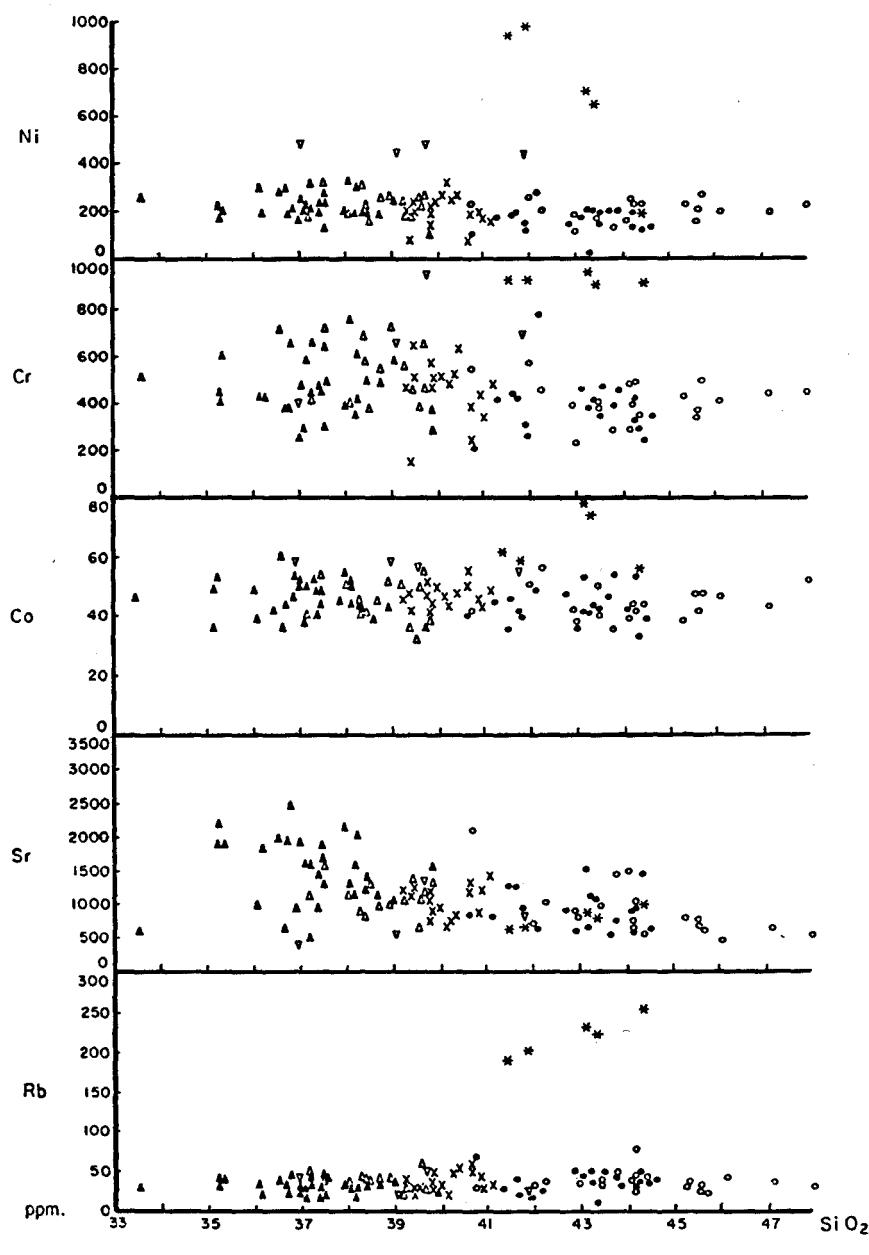
DIAGRAMAS SiO_2 - ELEMENTOS MAYORES.

Figura 6



DIAGRAMAS SiO_2 - ELEMENTOS MENORES.

Figura 7



- A.O.B
- Bsn
- × N.O.
- △ M.O.N.
- ▲ M.O.
- ▼ mela N.O. y mela M.O.N.
- * L.O. y mela L.O.

DIAGRAMAS Si O_2 - ELEMENTOS MENORES.

Figura 8

sión pueden estimarse entre un 3,5 % y un 6 % para las melilititas olivínicas, 4,5 % a 6,5 % para melilititas olivínico nefelínicas, 5,5 % a 7,5 % para nefelinitas olivínicas, 6 % a 9 % para basanitas y 6,5 % a 10 % para basaltos (ANCO-CHEA, 1983).

Un modelo de fusión parcial en equilibrio de una única fuente de peridotita granatífera enriquecida en elementos incompatibles, con respecto a los valores condriticos, permite explicar las características geoquímicas de los distintos grupos de rocas; cuyas diferencias serían debidas esencialmente a grados de fusión crecientes desde melilititas olivínicas a nefelinitas olivínicas, basanitas y basaltos.

Los datos experimentales en rocas similares (por ejemplo FREY *et al.* 1978) permiten suponer para estas rocas condiciones de formación semejantes, es decir 27 a 30 kb. de presión, 1.150° —1.250°C. con contenidos elevados de H₂O en el manto y, en el caso de las melilititas olivínicas además CO₂, en proporciones importantes. El paso melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas, basanitas, basaltos olivínicos alcalinos podría asimismo reflejar una disminución de la profundidad de generación (GREEN, 1971).

Dentro de la región volcánica central española, la hoja de Ciudad Real ocupa una posición central y en ella, como ya hemos indicado, los basaltos y basanitas aparecen en proporciones importantes (51 %), nefelinitas olivínicas en menor proporción (26,7 %) y melilititas olivínicas aún en menor (17,8 %). Esta distribución encaja perfectamente en el modelo de ANCO-CHEA (1983) en el que en las zonas centrales de la región volcánica aparecerán las rocas formadas por mayor grado de fusión parcial y/o menor profundidad (basaltos y basanitas), mientras que hacia los bordes de la región se concentrarán las generadas por menor grado de fusión y/o mayor profundidad (nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas), al atenuarse hacia la periferia las posibles anomalías mantélicas causantes del volcanismo. La aparición en estas zonas centrales de nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas, formadas por menor fusión y/o mayor profundidad, mezcladas con los basaltos y basanitas puede justificarse por una variación en el tiempo de dicha anomalía mantélica, que, para una misma zona; podría ser de menos entidad tanto al comienzo como al final del proceso magmático.

5. HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se dará una visión generalizada de la evolución geológica y geomorfológica 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 Arenigense se produce la sedimentación de un ciclo de tendencia «transgresiva» a grandes rasgos. Las facies más proximales 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 llanuras 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 programadas.

A partir del Arenigense y durante el resto del Ordovícico pueden reconocerse una serie de ciclos o mega-secuencias 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 a Caradociense inferior (Pizarras Botella y Cuarcita Botella). El tercero ya desde el Caradociense inferior (nivel con oolitos fosfatados) al Ashgilliense (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 de 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, sillls, etc.). Resulta sugestivo relacionar los «hundimientos de la cuenca» con etapas de estiramiento cortical y emisión de basaltos fisurales.

El techo del ciclo caradociense-ashgilliense 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 sinsedimentario evolucionando hacia términos más alcalinos y ácidos (hoja 16-32: Almadén).

Regionalmente se conoce la existencia de Carbonífero antehercínico (Dinantiense-Namuriense en el Sinclinalio de Guadalmez) y posthercínico (Estefaniense). La fase principal de la orogenia hercínica debe pues situarse entre ambos y es lá 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 llenarse por sedimentos continentales a base de abanicos aluviales y depósitos fluviales durante el Permo-triásico (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 Triásico más superior y Jurásico inferior instalándose una plataforma somera carbonatada en la que se depositan materiales en las zonas inter a supramareal que evolucionan a depósitos de *lagoon*. No se dispone de datos acerca de la evolución y características de la sedimentación durante el Lias superior, Dogger y Malm. Como consecuencia de los movimientos neokimméricos y aústricos se produce el desmantelamiento parcial del Jurásico en los bloques elevados ya-

ciendo 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 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 aun 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 estensas 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 de Campo de Montiel. La superficie de El Bonillo podría relacionarse con la sedimentación durante el Mioceno medio (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-Tortoniense 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 subcuenca de Alcolea y Corral (C. 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 ($N-90^\circ$ a $N-30^\circ$) y las submeridianas ($N-160^\circ$ 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 2. 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 suroeste, pasando a facies arcillosas y carbonatadas.

La Cuencas de Corral y Alcoba de Calatrava (C. Real) se llenan 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-ultrapotásico, alcalino y ultrapotásico dominanteamente 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 (Villafranquense 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 reactivación 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 res-

M.A.	EDADES Y BIOZONAS MAMÍFEROS	YACIMIENTOS	FASES TECTONICAS	PROCESOS	DEPOSITOS CORRELATIVOS	SUPERFIES DE EROSION	VULCANISMO
0,5		Valverde 1			Terrazas		
1					Raña	S_2 (Molina)	
2	MN 17					Superficie preña	
3	MN 16	Valverde 2 Villarrubia La Higueruelas	ESO-EUROPAICO 50?	Glacis con costra laminar		S_1 (Molina) ó 2ª Superficie poligenica (P. González)	
4	MN 15			Colmataciones de las Cuenca del Júcar y Manchego		1ª Superficie poligenica de la C. del Tajo (P. González)	
5	MN 14			Costras brechicas			
6	MN 13	Ventad el Moro (Júcar)		Relleno de las Cuenca de Daimiel, Villarrubia y C. Real			
7							
8	MN 12	Fuente Podrida (Júcar)					
9	MN 11		Apertura de la Cuenca del Júcar-Cabriel y Cuenca de Daimiel, Villarrubia y C. Real				
10	MN 10		Cierre de Estrecho norteaico				
11	MN 9						
12							
13							

CUADRO 2. CORRELACION ENTRE YACIMIENTOS, FASES TECTONICAS, DEPOSITOS, SUPERFICIES Y VULCANISMO EN LA LLANURA MANCHEGA Y CAMPOS DE CALATRAVA DURANTE EL MIOCENO SUPERIOR-PLEISTOCENO INFERIOR.

ponsable 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 (S1), 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 multiacintadas, muy bien desarrolladas al pie de la superficie del Campo de Montiel (hoja de Manzanares).

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 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 suroeste de la Meseta que precede a la apertura exorreica de las Cuenca.

En el límite plio-pleistoceno y en relación quizás con el final del basculamiento y la apertura exorreica antes citada, se instala una nueva superficie erosión o S₂ (superficie inferior de 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 aun 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 S₂ 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 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 fue generalizando abarcando una zona más amplia y superficial. En un principio el grado de fusión, relativamente bajo daría lugar esencialmente a melilititas olivínicas y nefelinitas olivínicas. El proceso seguiría con un ascenso de las isotermas (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 olivinos. 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 melilitico olivinos y nefeliniticos olivinos (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 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-Turoliense 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 (Tortoniano) 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 la 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 de +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 agraciación 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 y Villarta de San Juan y Manzanares) son pleistocenos y posteriores a la fase de agraciación de las terrazas. También existen al pie de la plataforma del 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 Pleistoceno 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 diacla-

sas. 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 componentes 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

Se explotan de forma intermitente los óxidos de hierro que forman parte de la coraza ferralítica en el sector Cañada de Calatrava, Ballesteros y Baños de la Fuensanta. Se trata de minerales de escaso rendimiento, debido al alto contenido en sílice. Los óxidos de manganeso aparecen asociados en parte a las citadas corazas y sobre todo en los materiales pliocenos de los abanicos aluviales de la unidad cartográfica 22, en donde forman capas de orden de 20 a 60 cm. con abundante matriz arcillosa, que se intercalan entre los fangos. Las explotaciones son también intermitentes localizándose las principales al suroeste de los Baños de la Fuensanta en la margen derecha del río Jabalón.

Los materiales de origen hidromagnético (21) formados por gravilla y grava subangulosa de cuarcita se han extraído localmente como áridos para la construcción.

Existen algunas canteras abandonadas que se beneficiaron de las calizas pliocenas de la unidad 25, en Los Egidos (Puente Morena) y al sur del Cortijo de Albalá (entre los ríos Guadiana y Jabalón).

También abandonadas se encuentran canteras de arcillas y margas de las unidades 23 y 24 en Corral de Calatrava y en la Estación de la Cañada y las de pizarras alteradas para la obtención de arcillas refractarias en Puente Morena.

Sin duda el material que ofrece mayor interés económico son los piroclastos de los edificios volcánicos estrombolianos para su utilización como puzolanas en la confección de hormigones ligeros. Explotaciones de este tipo se sitúan en el Cabezo Segura, Volcán de El Palo y Cerro del Moro, existiendo algunas canteras abandonadas en el cerro de Cabeza Parda y la Atalaya, y

numerosas catas, también abandonadas en varios edificios volcánicos de la zona.

6.2. HIDROGEOLOGIA

Los materiales paleozoicos son prácticamente impermeables y sólo pueden dar pequeños resultados como acuíferos en las zonas fuertemente fracturadas de interés muy local.

En el Plioceno las unidades de fangos, arenas y conglomerados (23 y 26), constituyen un acuífero complejo y anisótropo del que cabe esperar pequeños caudales, dependiendo de la relación de los paleocanales con la zona de recarga y de la proporción de niveles detritícos gruesos/fangos en cada punto considerado.

Un acuífero de interés en la zona está formado por las calizas pliocenas (23 y 26) que forman parte del sistema 23.

La hoja de Ciudad Real se sitúa en el extremo occidental del citado Sistema, en su zona de descarga hacia el Guadiana en la que además los materiales calcáreos tienen poco espesor y se encuentran en muchas zonas colgados sobre el nivel actual de los ríos, por lo que las posibilidades acuíferas del sistema se ven reducidas con respecto a otros lugares de La Mancha. De todas formas en la hoja de Ciudad Real y áreas colindantes existen un gran número de extracciones con explotaciones que oscilan generalmente entre 10 y 50 l/segundo.

Entre los materiales volcánicos sólo presentan interés apreciable los depósitos hidromagmáticos (21), tanto los intercalados en la serie pliocena como los recientes debido a sus extensas áreas de recarga, a la alimentación que procede de otros sistemas acuíferos y a su elevada permeabilidad.

Las terrazas presentan escaso interés debido a su discontinuidad y desconexión que limita las áreas de recarga y a la acumulación de arcilla en los horizontes texturales de los suelos que disminuye su permeabilidad. Mención especial merecen las *fuentes agrias* y *hervideros*. Las primeras están relacionadas con las corazas ferruginosas o conglomerados con cemento ferruginoso. Los elevados contenidos en óxidos de hierro les prestan un acentuado sabor. Los hervideros son fuentes de aguas que llevan en disolución una gran cantidad de anhídrido carbónico que a veces se desprende de manera tumultuosa pareciendo «hervir» el manantial. Son los últimos vestigios del pasado volcánicos de la región. Existen fuentes intermedias con hierro y anhídrido carbónico. Los hervideros han servido de asiento a balnearios, hoy abandonados como los de La Fuensanta y El Villar.

7. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E. (1971): «Datos para la historia terciaria del Campo de Calatrava». *Cuad. Estudios Manchegos*, n.º 2, pp. 159-171.
- 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*, I, pp. 1-14.
- AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M., y PEREZ GONZALEZ, A. (1976): «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española». *Trab. Neógeno-Cuaternario*, 5, *Miscelánea Neógena*, pp. 7-29.
- ALBERDI, M. T.; JIMENEZ, E.; MAZO, A. V.; MORALES, J.; SESE, C., y SORIA, D. (1984): «Paleontología y bioestratigrafía de los yacimientos Villafranquenses de las Higueruelas y Valverde de Calatrava II» (Campo de Calatrava, C. Real). *Memoria presentada a la Excma. Diputación de C. Real* (en prensa).
- ALEIXANDRE, T.; PINILLA, A.; y PEREZ GONZALEZ, A. (1977): «Características mineralógicas de las dunas continentales de la llanura manchega». *Actas de la III Reunión G.T. del Cuaternario*. pp. 281-289. Inst. de Geogr. Aplicada C.S.I.C.
- ALIA, M. (1972): «Evolution posthercynienne dans les régions centrales de la Meseta espagnole». *24 th 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 Congr. 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.; FEGUEROSO, 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. *I.G.M.E.*
- ALVARADO, A., y H. PACHECO, F. (1932): «Memoria explicativa de la hoja geológica», n.º 759 (Piedrabuena). 1ª serie. *I.G.M.E.*
- ALVARADO, A., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1934): «Memoria explicativa de la hoja geológica», n.º 760 (Daimiel). 1ª serie. *I.G.M.E.*
- ANCOCHEA, E. (1979): «Polaridades magnéticas y edad de las rocas volcánicas del Campo de Calatrava» (Ciudad Real). *Publ. III Asamblea Nac. Geodesia y Geofísica*, pp. 1.593-1.604.
- ANCOCHEA, E. (1983): «Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central». *Tesis doctoral, Univ. Compl. Madrid*, pp. 1-675.
- ANCOCHEA, E. (1984): «Magmas primarios y diferenciados de la Región volcánica central española». *Rev. Nat. Proc. Geol. II*, pp. 115-133.
- ANCOCHEA, E.; GIULIANI, A., y VILLA, I. (1979): «Edades radiométricas. K-Ar del vulcanismo de la Región Central Española». *Est. Geol.*, vol. 35, pp. 131-135.
- ANCOCHEA, E., y DEL MORO, A. (1981): 87Sr/86Sr. «Ratios of basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain)». *Est. Geol.*, vol. 37, pp. 27-33.
- ANCOCHEA, E., y BRANDLE, J. (1981): «Basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain)». *IUGS. Sub. Syst. Ign. Rocks. Circular 34*, Contrib., n.º 92.
- ANCOCHEA, E., y BRANDLE, J. L. (1981): «Mapas de las características geoquímicas del vulcanismo de los Campos de Calatrava». *Pub. IV Asamblea Nac. Geodesia y Geofísica*.
- ANCOCHEA, E., y BRANDLE, J.L. (1982): «ORIENT. Programa en FORTRAN para el cálculo de directrices en zonas volcánicas». *Dpt. Petrol. U.C.M. (inédito)*.
- ANCOCHEA, E., e IBARROLA, E. (1982): «Caracterización geoquímica del vulcanismo de la Región volcánica Central Española». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, n.º 80, pp. 57-88.
- ANTON, J.A. (1975): «Investigación geoelectrónica de la llanura manchega». Sistema 23. Inédito. *Compañía General de Sondeos, S.A.* 25, p. 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 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 geométrica entre los Montes de Toledo y Sierra Morena». *I Congr. Esp. Geol. Segovia T. 3*, pp. 303-309.

- BONADONNA, F. P., y VILLA, J. M. (1984): «Estudio geocronológico del vulcanismo de Las Higueruelas». *I Reun. Est. Reg. Castilla-La Mancha* (Albacete).
- 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 ante-ordovicienne de la Meseta Meridionale (Ciudad Real y Badajoz)». *Mem. Inst. Geol. y Min España.* T. 73, pp. 1-263.
- BRENCHLEY, P.; ROMANO, M., y GUTIERREZ, J. C. (1985): «Proximal and distal Hummocky Cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia». *Can. J. of Petrol Geology* (en prensa).
- CALDERON, S. (1883): «Catálogo razonado de las rocas eruptivas de la Provincia de C. Real». *Bol. Com. Map. Geol.*, n.º 10, 166 pp.
- CALDERON, S. (1905): «Los volcanes de España. Ensayo de bosquejo sintético». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, n.º 5, pp. 335-342.
- CASIANO DE PRADO, M. (1855): «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.*, vol. 36, n.º 6, pp. 193-300.
- C.G.S.S.A. - I.N.T.E.C.S.A. (1975): «Proyecto investigación hidrogeológico de la cuenca alta y media del Guadiana». I.G.M.E. (inédito).
- C.G.S.S.A. (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. VIII, pp. 1-289.
- CROWE, B. M., y FISHER, R. V. (1973): «Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe craters, Death Valley, California». *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, pp. 663-682.
- COULLAUT, L. 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.

- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844): «Basaltos». *Semanario Pintoresco*. Madrid.
- FERNANDEZ, A., y ALVARADO, A. (1935): «Memoria explicativa de la hoja geológica 1: 50.000 ». n.º 785. Almagro. 1ª serie. *IGME*.
- FERNANDEZ CARRASCO, J.; GARCIA PORTERO, J.; ORTEGA GIRONES, E., y SANCHEZ VIZCAINO, J. (1982): «Mapa geológico de España 1: 50.000 (MAGNA)». Memoria de la hoja 17-31. Abenójar. *IGME*.
- FREY, F. A.; GREEN, D. H., y ROY, S. D. (1978): «Integrated models of basalt 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.
- FISHER, R. V. (1977): «Erosión by volcanic base-surge density currents: U-shaped channels». *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, pp. 1.287-1.297.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1916): «Bosquejo geográfico de los Montes de Toledo». *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (Geol.)*, n.º 15, pp. 1-74.
- GONZALEZ REGUERAL, J. R. (1920): «Estudio microscópico de algunas rocas basálticas de C. Real». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* n.º 20, pp. 1-184.
- GUTIERREZ MARCO, J. C.; CHAUVEL, J.; MELENDEZ, B., y SMITH, A. B. (1984): «Los Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stelleroidea, Crinoidea) del Paleozoico inferior de Montes de Toledo y Sierra Morena (España)». Partes I-III. *Est. Geol.* vol. 40, pp. 421-453.
- GUTIERREZ MARCO, J. C.; RABANO, I.; PRIETO, M., y MARTIN, J. (1984): «Estudio bioestratigráfico del Llanvirn. y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la Zona Centroibérica (España)». *Cuad. Geol. Ibérica* 9.
- HAFENRICHTER, M. (1979): «Palaontologische-ökologische und lithofaziale untersuchungen des Ashgill-kalkes (Jungordovizium) in Spanien». *Arb. Palaont. Inst. Wurzburg*, 3, pp. 1-139.
- HAFENRICHTER, M. (1980): «The lower an 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. Palaont. Abh* 160 (I), pp. 138-148.
- HAMMANN, W. (1974): «Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium Spaniens». *Senckenl. leth.* 55, 1-5 pp. 1-15.
- HAMMANN, W. (1976): «Trilobiten aus dem oberen Caradoc der Ostlichen Sierra Morena (Spanien)». *Senckenbergiana lethaea*, vol. 57, n.º 1, pp. 35-85.
- HAMMANN, W. (1983): «Calymenecea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien ihre biostratigraphie, ökologie und systematik». *Abh. Senck. natu Ges.*, 542, pp. 1-177.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M., y ROMANO, M. (1982): «The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal)». *Pub. 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 d'Espagne», *Bull. volcanologique*, 4, pp. 1-267.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1932): «Estudio de la región volcánica central de España». *Mem. Acad. Ciencias Ex. Fis. Nat.*, 3, pp. 1-267.
- 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)». 1ª serie. *IGME*.
- HOYOS, M.; BONADONNA, F. P.; ANCOECHEA, E.; DE LA RUBIA, R., y MARFIL, R. (1984): «Características geológicas del yacimiento de las Higuueruelas (Ciudad Real)». 1.ª *Reunión Reg. Cast.-La Mancha*. Albacete.
- IBARROLA, E., y BRANDLE, J. L. (1974): «Estudio comparativo de melilititas en rocas ultramáficas de dos diferentes "provincias volcánicas españolas"». *Pub. I. Congr. Nac. Geol. y Geof.*, pp. 1291-1318.
- 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 Gessel.*, vol. 41, pp. 135-227. Trad. por J. GOMEZ DE LLARENA (1946): «La Mancha. Contribución al estudio geográfico de Castilla la Nueva». *Est. Geol.*, año 7, n.º 23, pp. 269-321, n.º 24, pp. 479-524.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1983): «El Ordovícico en el Macizo Ibérico». *Libro Jubilar. J. M. Ríos*, vol. 1, pp. 192-246.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1983): «El Silúrico en el Macizo Ibérico». *Libro Jubilar. J. M. Ríos*, vol. 1, pp. 246-265.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MARTINEZ RIOS, A. (1983): «La estructura de la extensión SE de la zona centroibérica con metamorfismo de bajo grado». *Libro Jubilar. J. M. Ríos*, t. I, pp. 477-490.
- LOTZE, F. (1956): «El Cámbrico en España». (Trad. de Joaquín Gómez de Llarena) (1970) en *Publ. Extr. Geol. Esp. Mem. Igme*. T. 75, pp. 1-256.
- MALLADA, L. (1896): «Explicación del Mapa Geológico de España». Tomo II. Sistema Cambriano y Siluriano. *Mem. Com. Map. Geol. Esp.* 20, pp. 1-515.
- MACHENS, E. (1954): «Stratigraphic und tektonik der sudostlichen Iberischen Meseta im Bereich des Oberen Guadiana. Diss4». *Univ. Munster.* pp. 173.
- MAESTRE, A. (1836): «Nota sobre las formaciones basálticas de la Mancha». *Neves. Jahebuch*.

- MAESTRE, A. (1844): «Observaciones acerca de los terrenos volcánicos de la Península». *Bol. of Minas*, n.º 103, pp. 1-119.
- MARTIN ESCORZA, C. (1975): «Estudio geotécnico del Paleozoico inferior en los Montes de Toledo surorientales (Urda-Fuente del Fresno)». Tesis Doctoral Univ. Compl. 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.*, vol. 33, pp. 57-80.
- MESEGUER PARDO, J. (1953): «Memoria explicativa de la hoja: 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 E. Molina, E. Aguirre y J. Morales)». *Coloquio Int. sobre bioestrat. cont. Neogeno. Sup. y Cuaternario Inf. Libro Guía*, pp. 215-244.
- MOLINA, E. (1974): «Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (C. Real)». Tesis Doctoral. Fac. Ciencias U.C. Madrid. 347 pp.
- MOLINA, E. (1975): «Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava. (Ciudad Real)». *Trab. Neógeno-Cuaternario*, 3, pp. 1-106.
- MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y AGUIRRE, E. (1972): «Observaciones geológicas del Campo de Calatrava». *Est. Geol.*, vol. 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. 1155-126.
- MONTURIOL, F.; GALLARDO, J., y ALEXAINDRE, T. (1970): «Los paleosuelos rojos de las formaciones cuaternarias del Campo de Calatrava (Ciudad Real)». *An. de Edaf. y Agrobiol.* T. 29, n.º 78, pp. 549-572.
- MOORE, J. G. (1967): «Base surge in recent volcanic eruptions». *Bull. Vol.* 30, pp. 337-363.
- MORENO, F. (1977): «Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales». *Tesis Doctoral. Univ. Compl.* Madrid.
- NIÑEROLA, S.; TRAC, N.; TORRENS, J.; BATLLE, A., y CALVIN, J. (1976): «El embalse subterráneo de la llanura manchega». *I Simp. Nac. Hidrogeología. Valencia*. T. 2, pp. 234-253.
- 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.
- OLIVARES, J.; CARRERAS, F., y RUIZ CELAA, C. (1984): «Abastecimiento compartido por aguas superficiales y subterráneas. Aplicación al caso de Ciudad Real». *I Congr. Esp. Geol. Segovia*. T. 2, pp. 277-286.

- OLIVARES TALENS, J. (1984): «Medio ambiente y desarrollo. Necesidad de estudios de impacto ambiental. Zonas húmedas en la cuenca alta del río Guadiana». *I Congr. Esp. Geol.* Segovia. T. 1, pp. 713-722.
- PARGA, J. R. (1966): «Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trab. Lab. Geol. Lage.*, n.º 37, pp. 3-15.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979): «El límite Plioceno -Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos». *Trab. Neógeno-Cuaternario*, n.º 9, pp. 23-36.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1981): «Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega 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 manchega central)». *Act. VI Reun. Geol. Esp. Trab. Cuatern.* Galicia, pp. 631-655.
- PLANCHUELO PORTALES, G. (1948): «Síntesis del Plioceno en La Mancha». *Las Ciencias*, año XII, 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 endorreismo 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 Antepaís durante el Neógeno: Génesis, evolución y relleno final». *I. Congr. Esp. Geol.* Segovia. T. 3, pp. 241-252.
- PRADO, C. DE (1856): «Memoire sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède». *Bull. Soc. Géol. France* (2), 12, pp. 182-204.
- QUIROGA, F. (1880): «Estudio micrográfico de algunos basaltos de C. Real». *An. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, n.º 9, pp. 1-161.
- REDONDO E., y MOLINA, E. (1980): «Bosquejo morfológico de la Cuenca del Río Bullaque (Ciudad Real)». *Boletín Geológico y Minero*. T. XLI-III pp. 471-480.
- ROIZ, I. (1975): «La estructura y la sedimentación hercínica, en especial del 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. Hist. U.C.M. (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 zentralspanischen Hochlande». *Geogr. Abhandl.*, 3.ª ser. T. X, pp. 128.
- TAMAIN, G. (1964): «Mise en évidence de mouvements tectoniques dans le sudeste de la Sierra Morena (Espagne)». *C.R. Acad. Sc. París.* V. 258, pp. 977-979.
- TAMAIN, G. (1972): «Recherches géologiques et minières en Sierra Morena Orientale (Espagne). These. Univ. Orsay». *Trab. du Lab. Géol. Estruc. et appl.*, vol. 91.
- TAMAIN, G.; OUTRACHT, A.; CARRE, J.P.; MELOIR, M.; PERAN, M., y POU-PON, G. (1970): «L'Ordovicien de la Sierra Morena Orientale (Espagne)». *94 Congr. des societes savantes*, Pau, T. 2, pp. 275-292.
- TEMPLADO, D.; ALVARADO, A., y H. PACHECO, F. (1935): Memoria explicativa de la hoja Geológica n.º 786 (Manzanares). 1.ª serie. IGME.
- TORRENS, I.; BATLLÉ, A.; NIÑEROLA, S.; GONZALEZ 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. Symp. Nac. Hidrogeología Valencia*. T. I. pp. 398-420.
- VEGAS, R. (1975): «Wrench (Transcurrent) faults systems of the South Western Iberian Peninsula. Paleogeographic and morphostructural implications». *Geol. Runds.* vol. 64, n.º, 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 Tolède». *Bull. Soc. Géol. France* (2), 12, pp. 904-1.025.
- YEBENES, A.; MARFIL, R.; SORIANO, J.; PEÑA, J. A., y DIAZ MOLINA, M. (1977): «El Triás de Alcázar de San Juan (Región de la Mancha)». *Cuad. Geo Ibérica*, vol. 4, pp. 495-508.
- WALTER, R, (Editor) (1977): «Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta. Spanien». *Münster Forsch. Geol. Paläont.* 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.
- WATERS, A. C.; FISHER, R. V. (1971): «Base surge and their deposits: Capelinhos and Taal Volcanoes». *Jour. Geophys. Research.* 76 pp. 5.596-5.614.
- ZAMARREÑO, I. (1983): «El Cámbrico del Macizo Ibérico». *Libro Jubilar J. M. Ríos.* vol. 1, pp. 117-191.



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

IMPRESO EN ESPAÑA

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA