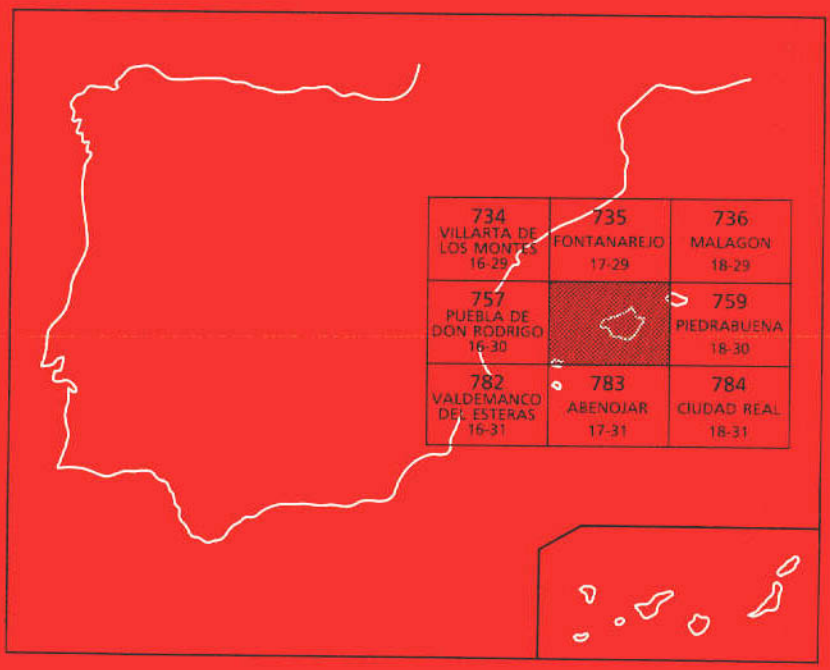
Instituto Tecnológico GeoMinero de España

758
17-30

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



CASAS DEL RIO

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

CASAS DEL RIO

Primera edición

MADRID, 1989

Fotocomposición: RHEA Consultores, S.A.
Imprime: Gráficas MAWIJO, S.A.
Depósito legal: M-17375-1989
NIPO: 232-89-010-6

La presente hoja y memoria han sido realizadas por COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A., durante 1986, bajo normas, supervisión y dirección del INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA.

CARTOGRAFIA

- E. Piles Mateo (CGS)
- E. Ancochea Soto (Dpto. PETROLOGIA U.C. MADRID)
- A. Olivé Davó (CGS)
- J.M. Portero García (CGS)

SEDIMENTOLOGIA

- J.M. Portero García
- A. Olivé Davó
- C. Dabrio (Dpto. ESTRATIGRAFIA U.C. MADRID)

PETROGRAFIA

- M.J. Aguilar Tomás (CGS)
- E. Ancochea Soto.

TECTONICA

- M. Alvaro López (CGS)

MACROPALEONTOLOGIA

- J.C. Gutierrez Marco (Dpto. PALEONTOLOGIA U.C. MADRID)
- I. Rábano (Dpto. PALEONTOLOGIA U.C. MADRID)

MEMORIA

- E. Piles Mateo
- J.M. Portero García
- A. Olivé Davó
- M. Alvaro López
- E. Ancochea Soto.

COORDINACION Y DIRECCION POR C.G.S.

— J.M. Portero García

DIRECCION Y SUPERVISION POR EL ITGE.

— José Ma. Barón y Ruiz de Valdivia (ITGE).
— Victorio Monteserín López (ITGE).

Se pone en conocimiento del lector que en el ITGE existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

— Mapa geomorfológico E. 1:50.000
— Mapa de formaciones superficiales E. 1:50.000
— Muestras y sus correspondientes preparaciones.
— Informes sedimentológicos y micropaleontológicos de dichas muestras.
— Fichas bibliográficas, fotográficas y demás información.

INDICE

0. **INTRODUCCION** 9

1. **ESTRATIGRAFIA** 11

1.1. PRECAMBRICO. PROTEROZOICO SUPERIOR 12

1.1.1. Limolitas, pelitas, grauvacas, y conglomerados (1). Rifeense superior-Vendiense inferior 12

1.2. ORDOVICICO 14

1.2.1. Las series del ordovícico inferior en los Montes de Toledo. Cronoestratigrafía 14

1.2.2. Conglomerados, cuarcitas y areniscas conglomeráticas (2). Cuarcitas, areniscas, limolitas y pizarras (35). Serie Púrpura. Capas Intermedias Ordovícico inferior 16

1.2.3. Ortocuarcitas (Facies Armoricana) (4). Arenigiense 18

1.2.4. Areniscas, areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Alternancia de Pochico (5). Arenigiense-Llanvirniense 19

1.2.5. Pizarras con Neseuretus (65. Llanvirniense-Llandeiloiense 20
1.2.6. Tobas y tufitas (7). Llanvirniense 22
1.2.7. Areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Areniscas de los Rasos (8). Llandeiloiense inferior 23
1.2.8. Pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas (9). Llandeiloiense superior 24
1.2.9. Cuarcitas, areniscas y pizarras. Cuarcitas Botella o de Canteras (10). Llandeiloiense superior - Caradociense inferior 25
1.2.10. Pizarras. Pizarras intermedias o de Cantera (11). Caradoc inferior y medio 26
1.2.11. Pizarras, areniscas y cuarcitas. Bancos mixtos (12). Caradociense superior 27
1.2.12. La Sucesión ordovícica 30
1.3. TERCIARIO 30
1.3.1. Conglomerados con cemento ferruginoso. Coraza ferralítica (13). Terciario 31
1.3.2. Conglomerados, areniscas, arenas y fangos variolados(14). Plioceno inferior 32
1.3.3. Calizas y margas (15). Plioceno inferior 33
1.4. ROCAS VOLCANICAS 33
1.4.1. Melilíticas olivínicas y nefelinitas olivínicas (16 y 17) 34
1.4.2. Edad del Vulcanismo 35
1.5. PLIOCUATERNARIO Y CUATERNARIO 35
1.5.1. Gravas, cantos y bloques de cuarcita con matriz fangosa. Rañas (18). Gravas, cantos y bloques de cuarcita. Coluvial (19). Plioceno superior - Pleistoceno inferior 36
1.5.2. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limos. Abanicos aluviales (20). Plioceno superior-Pleistoceno y Conos de deyección (28). Pleistoceno-Holoceno . . 37
1.5.3. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limo-arcillas. Terrazas (21, 22, 23, 24, 25, 26, y 27). Pleistoce-

no 37
1.5.4. Gravas, cantos y bloques de cuarcita. Coluviones (29). Gravas, cantos y bloques angulosos de cuarcita. Pedreras (30). Pleistoceno-Holoceno 38
1.5.5. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limo-arcilla. Aluviales y fondo de valle (31). Holoceno 39

2. **TECTONICA** 39
2.1. TECTONICA REGIONAL 39
2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA 41
2.2.1. Los materiales 41
2.2.2. Las fases de deformación 42
2.2.3. Dominios estructurales 45
2.3 CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES 50
2.3.1. Tectónica hercínica y prehercínica 50
2.3.2. Tectónica alpina y postalpina 52

3. **GEOMORFOLOGIA** 52
3.1. LAS SIERRAS CUARCITICAS 53
3.2. LAS DEPRESIONES 54
3.3. LOS RELIEVES VOLCANICOS 54
3.4. EVOLUCION DEL RELIEVE 55

4. **PETROLOGIA DE LOS MATERIALES VOLCANICOS** 56
4.1. MELILITICAS OLIVINICAS (16) 57
4.2. NEFELINITAS OLIVINICAS (17) 57
4.3. GEOQUIMICA Y PETROGENESIS 57

5. **HISTORIA GEOLOGICA** 60

6. **GEOLOGIA ECONOMICA** 67
6.1. MINERIA Y CANTERAS 67
6.2. HIDROGEOLOGIA 68

7. **BIBLIOGRAFIA** 68

1. INTRODUCCION

La Hoja de Casas del Río se localiza en la zona noroccidental de la provincia de Ciudad Real, en la región limítrofe entre los Montes de Toledo suroriental y Campo de Calatrava. Comprende parte de los términos municipales de Piedrabuena, Puebla de Don Rodrigo, Porzuna, Luciana, Arroba de los Montes y Saceruela.

Se trata de una zona prácticamente despoblada, hasta el punto de que el asentamiento humano más importante, que es el de Casas del Río, que da nombre a la Hoja, no pasa de ser una pequeña aldea perteneciente al municipio de Porzuna.

El clima es de características continentales, con inviernos fríos y veranos calurosos, con precipitaciones más abundantes en primavera y otoño.

El relieve de la Hoja es bastante accidentado con abundantes sierras cuarcíticas presentes en todo el ámbito de la zona y con cotas entre 800 y 950 m de altitud. las zonas topográficamente más bajas corresponden a los valles de los ríos Cuadiana y Bullaque (aproximadamente 500 m), que constituyen la red fluvial principal. El Bullaque, con sus afluentes el Arroyo de las Tinajas y el de la Madroña drena toda la zona septentrional y oriental, mientras que el Guadiana es el curso principal en la región suroriental de la Hoja.

Los recursos económicos de la región se basan fundamentalmente en el aprovechamiento forestal y cinegético en las grandes fincas ubicadas en las estribaciones serranas en las que, además, existen algunas zonas con cultivos principalmente de cereales, así como una cabaña de cierta importancia.

Desde el punto de vista geológico los materiales más antiguos existentes en la zona se enclavan en la Zona Centro-Ibérica de JULIVERT et al (1974), o Zona Luso-Oriental-Alcudiana de LOTZE (1956) en la que afloran sedimentos pelítico-grauváquicos de edad precámbrica cubiertos en discordancia por formaciones del Ordovícico, Silúrico y Devónico, de naturaleza detrítica con frecuentes intercalaciones de rocas volcánicas. Las deformaciones hercínicas plegaron y fracturaron estos materiales sin producir en ellos metamorfismos. Durante las fases póstumas se produjo la intrusión de masas de granitoides y se desarrolló la fracturación tardihercínica.

En la región no existe registro sedimentario del Mesozoico y Paleógeno, cuyos afloramientos más próximos se situan en la Llanura Machega central y oriental (Sector de Manzanares-Sierra de Altomira). Sobre el zócalo paleozoico-precámbrico yacen, de forma discontinua, corazas ferruginosas de edad incierta (Paleógeno superior-Mioceno inferior?), que fosilizan un paleorrelieve, y depósitos continentales de edad pliocena.

Durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno tiene lugar una importante actividad volcánica con emisión de magmas de carácter ultrapotásico y alcalino-ultraalcalino que conforman el vulcanismo de los Campos de Calatrava. A finales del Plioceno y durante el Pleistoceno más inferior se producen extensos aplanamientos que construyen amplias superficies de erosión y erosión-depósito (Raña, Superficies de la Mancha, etc. ...) que preceden a la instalación de la red fluvial.

Los estudios geológicos de la región en que se enclava la presente Hoja comienza a mediados del siglo pasado. Ya en este siglo GOMEZ DE LLARENA (1916) realiza un trabajo sobre los Montes de Toledo.

A mediados de siglo, LOTZE y discípulos realizan diversos trabajos de estratigrafía regional peninsular del Precámbrico y Cámbrico, cuyos resultados (LOTZE, 1956 a 1966) conciernen a la región considerada. Las observaciones más notables por su novedad o interés fueron la mención de las discordancias anteordovícicas denominadas por este autor, fase toledánica y fase ibérica. RANSWEILLER (1967) realiza un mapa geológico de Extremadura oriental que es posteriormente aprovechado para el 200.000 núm. 60 (Villanueva de la Serena) del IGME (1971).

BOUYX (1970) estudia el preordovícico (Precámbrico) de la región de C. Real-Badajoz. GIL CID (1970, 1971 y 1972) da las primeras precisiones biostratigráficas modernas del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo. SAUPE (1971) estudia el Orodovícico y Silúrico del Sinclinal de Almadén. TAMAIN (1972, 1975) realiza diversos trabajos sobre la estratigrafía y estructura del Pa-

leozoico de Almadén y el Precámbrico del Valle de Alcudia. MARTIN ESCORZA (1974), en su tesis doctoral aporta nuevos datos sobre la estratigrafía y estructura del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo surorientales. MOLINA (1974, 1975) establece por primera vez la estratigrafía del Terciario superior, evolución geomorforlógica plio-cuaternaria y relación entre el vulcanismo postalpino y la sedimentación reciente en los Campos de Calatrava.

MORENO (1977) realiza su tesis doctoral sobre la estratigrafía y estructura del Precámbrico y Paleozoico inferior de los Montes de Toledo occidentales. WALTER (1977) recopila diversos trabajos de licenciatura de geólogos alemanes de la escuela LOTZE, aportando interesantes datos sobre la estratigrafía y paleontología del Paleozoico de la región. ROIZ (1979) estudia la estructura y sedimentación hercinianas en la zona de C. Real y Puertollano. VEGAS y ROIZ (1979) definen la macroestructura hercínica de un amplio sector que abarca las Villuercas, Guadalupe, Almadén y Ciudad Real. PEREZ-GONZALEZ (1981) realiza un exhaustivo estudio del Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega. SAN JOSE (1983 y 1984) sintetiza las características estratigráficas del Precámbrico de los Montes de Toledo. ANCOCHEA (1983) estudia el vulcanismo postapino de los Campos de Calatrava desde los puntos de vista petrológico, geoquímico y evolutivo.

Recientemente debe destacarse la realización en la zona de diversas Hojas MAGNA 1:50.000.

En las Villuercas y Montes de Toledo suroccidentales por el equipo IGME-IBERGESA (J.M. BARON, G. GIL SERRANO, J. GOMEZ, M. INSUA, A. MARTIN-SERRANO, V. MONTESERIN, F. NOZAL y E. PILES). Al sur, en el área de Almadén por IGME-MAYASA-CGS (J. FERNANDEZ CARRASCO, S. LORENZO, A. MARTINEZ RIUS, J. M. MOLINA, J. VERGES y A. VIDAL FUNES) y, por último, PORTERO et al (1985) realizan las Hojas MAGNA de Ciudad Real y Daimiel en las que se da una visión actualizada de la estratigrafía, sedimentología, estructura, geomorfología y evolución geológica de los materiales aflorantes en los Campos de Calatrava y Llanura Manchega occidental.

1. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Casas del Río existen materiales pertenecientes al Precámbrico superior, Paleozoico inferior y Terciario muy recubiertos por depósitos cuaternarios de variada naturaleza.

El Precámbrico superior aflora en los núcleos de los anticlinorios y domos hercínicos, fosilizado mediante discordancia angular por sedimentos del Ordovícico inferior, faltando por tanto el Cámbrico, lo que es característico de esta área de la Zona Centro-Ibérica. La sucesión hercínica se presenta completa has-

ta el Ordovícico superior. Tanto los materiales precámbricos como los ordovícicos son prácticamente anquimetamórficos.

Sobre el zócalo hercínico aparecen de forma discontinua corazas ferralíticas de edad incierta (Oligoceno superior-Mioceno inferior?) y manifestaciones volcánicas postalpinas: pliocenas y cuaternarias. Los sedimentos pliocenos rellenan pequeñas cubetas y depresiones presentandose subhorizontales o suavemente deformados.

1.1. PRECAMBRICO. PROTEROZOICO SUPERIOR

Los materiales atribuibles a esta edad están formados fundamentalmente por pelitas y grauvacas en facies turbidíticas (que incluyen niveles con abundantes cantos blandos y conglomerados). Son correlacionables con el Grupo del Domo Extremeño (Proyecto Hespérica:ALMADEN-IGME) o Grupo inferior Alcudiense inferior de SAN JOSE (1984).

Sus afloramientos se limitan a la terminación oriental del Anticlinorio de Navalpino (SAN JOSE op.cit), en el extremo noroeste de la Hoja, y al Anticlinal del Bullaquejo (ROIZ, 1979), en la zona centro oriental. Sin embargo debe estar también presente bajo un delgado recubrimiento de sedimentos pliocenos y cuaternarios en el Domo del Bullaque entre las Sierras de la Bigotera y Tierras Buenas, al noroeste de los afloramientos del Bullaquejo.

1.1.1. Limolitas, pelitas, grauvacas y conglomerados (1). Rifeense superior-Vendiense inferior

Sus afloramientos dan lugar a zonas suavemente deprimidas bajo los relieves ocasionados por las cuarcitas y conglomerados del Ordovícico inferior. Aparecen siempre muy recubiertos por sedimentos pliocenos, depósitos de rañas y derrubios de ladera.

Se trata de alternancias decimétricas a métricas de lutitas y grauvacas que presentan una típica coloración verde oliva en fresco y parda por alteración. Las grauvacas son ocasionalmente de grano grueso a conglomeráticas, pudiéndose agrupar en intervalos métricos con escasa presencia de lutitas separados por otros de espesor semejante con predominio de facies finas.

En el Anticlinal del Bullaquejo es frecuente la aparición de niveles de lutitas con cantos dispersos redondeados y alargados de grauvacas dominantes, areniscas, cuarzo y lidita que corresponden a las facies denominadas *pebbly mudstones* por ROIZ (1979).

El espesor de la unidad es difícil de estimar por el carácter parcial de los afloramientos y no aflorar nunca su base. SAN JOSE (1984) indica un espesor mínimo probable de 700 m en el anticlinal de Navalpino. Para ROIZ (1979) la formación supera los 1600 m. En zonas próximas se ha citado espesores del or-

den de 3000 m (hoja 16-28. Villarta de los Montes) e incluso de 6000 m (BOUYX 1970).

Petrográficamente las grauvacas están originadas por transformación diagenética de arcosas líticas. Son rocas generalmente de grano medio por granos subangulosos de cuarzo, abundantes feldespatos (15-20 °/o) alterados (plagioclasas dominantes, trazas de feldk. albitizados). moscovita y biotita en paso a epimatriz, y una cantidad variable de fragmentos de rocas (silex, cuarcitas, areniscas, pizarras y pórfidos?), de los cuales algunos están en paso a epimatriz, que es clorítica en proporción variable del 15 al 30 °/o. La textura es de granos con contactos tangenciales, con orientación paralela, y niveles en que la matriz está parcialmente silicificada. Como accesorios destacan: turmalina, opacos y óxidos de hierro.

Hay variaciones al microscopio de grauvascas limolíticas, a veces con bandeados lutíticos, y también niveles microconglomeráticos de composición similar a las anteriormente descritas, en que se aprecia como la mayor parte de los granos de cuarzo son policristalinos. Los términos más pelíticos no suelen tener diferencias mineralógicas con las grauvacas, hay, no obstante, una mejor recristalización y disposición en bandas de los filosilicatos.

En el Anticlinal del Bullaquejo aparecen limolitas de granos subangulosos de cuarzo, y epimatriz de sericita (15 °/o), cloritas (15 °/o) de alteración de micas, feldespatos y fragmentos de rocas lábiles. Como accesorios hay circón, rutilo, moscovita. Presentan contactos locales de presión-solución y textura con orientación paralela de granos y fracturas rellenas de cuarzo deformadas tectónicamente. También existen niveles de microconglomerados formados por fragmentos irregulares de rocas graníticas,cementados por cuarzo cristalino y cloritas vermiformes (posible asociación hidrotermal). con señales de cataclasis y milonitización parcial anteriores a la cementación.

En las alternancias de lutitas y grauvacas pueden reconocerse según SAN JOSE (1984) secuencias granodecrecientes a veces canalizadas, con el término basal masivo o granoclasificado, fenómenos de hidroplasticidad, y verticalmente, en los términos superiores, secuencias turbidíticas completas. Se interpretan como depósitos de abanicos submarinos profundos y talud, correspondiendo algunos niveles conglomeráticos a canales turbidíticos.

Esta unidad cartográfica pertenece en su mayor parte al Rifeense superior y probablemente a parte del Vendiense inferior ya que regionalmente yacen bajo materiales con algas macroscópicas del grupo *Vendotanidae* y acritarcos como *Bavlinella faveolata* que datan un Vendiense inferior alto a Vendiense superior.

1.2. ORDOVICICO

Los materiales del Ordovícico se disponen mediante discordancia angular sobre el Precámbrico. La sucesión ordovícica comienza con los sedimentos cuarcítico-pizarrosos (3) con coglomerados hacia la base (2) de la Serie intermedia o Púrpura, a las que siguen las Cuarcitas armoricanas del Arenig (4), culminadas por las alternancias areniscoso-pizarrosas de Pochico (5) de edad Arenig-Llanvirn. A continuación aparece un potente conjunto de pizarras grises o negruzcas con *Neseuretus* (6) entre las que se intercalan materiales de origen volcánico (7) y alternancias de areniscas y pizarras conocidas como Areniscas de los Rasos (8), que representan el Llanvirn y Llandeilo inferior. Estos materiales afloran extensamente en todas las estructuras hercínicas de la Hoja.

En el extremo norocidental (Sinclinal de Porzuna), por encima de las pizarras con *Neseuretus* afloran de nuevo unas alternancias de pizarras y cuarcitas (9) del Llandeilo superior que dan paso a las Cuarcitas Botella o de Cantera (10) del Llandeilo superior-Caradoc inferior. El Paleozoico inferior de la Hoja culmina con las Pizarras intermedias (11) y las alternancias de cuarcitas y pizarras de los Bancos mixtos (12) pertenecientes al Caradoc.

No existen en la Hoja buenos cortes estratigráficos que permitan un estudio detallado de las unidades cartográficas. Para su descripción nos basaremos en observaciones realizadas en afloramientos y cortes parciales, así como en los datos obtenidos en las secciones sedimentológicas realizadas en las Hojas colindantes de Puebla de Don Rodrigo (16-30) y Piedrabuena (18-30).

1.2.1. Las series del Ordovícico inferior en los Montes de Toledo. Cronoestratégica.

Regionalmente el Ordovícico inferior se sitúa mediante discordancia angular sobre materiales del Cámbrico y Precámbrico. Está constituido por dos unidades claramente diferenciables, muy bien representadas en el corte del río Estena (Hoja 16-28: Anchuras) situado al norte de la zona estudiada.

La primera unidad situada en este conocido corte por encima de la discordancia corresponde a las denominadas *"Capas Intermedias"* o "Zwischenschichten" de LOTZE (1956) ("serie purpúrea" o "serie coloreada" que entre 30 y 50 m de su muro proporcionaron a MORENO et al (1976) *Cruziana furcífera* D'ORBIGNY, *Rusophycus* sp. y *Diplichnites* sp. El primer icnofósil citado prosigue su representación en niveles más modernos de la unidad de forma esporádica, acompañado también por *C. goldfussi* (ROUAULT) y abundantes *Skolithos* sp. Siguiendo a los mismos autores, la Cuarcita Armoricana suprayacente contiene una asociación de icnofósiles muy característica, que suma *C.*

rugosa D´ORBIGNY a los ya mencionados *C. goldfussi* y *C. furcifera* representados en la unidad anterior. Por otra parte, es conocida la presencia de trilobites: *Asaphina,* en las facies más puramente cuarcíticas de la Formación Cuarcita Armoricana del corte del río Estena.

Respecto a la datación de ambas unidades, MORENO et al,, (1976) refieren la primera al Tremadoc y la segunda al Arenig, situando "tentativamente" el límite entre las dos series prácticamente en la base de la Cuarcita Armoricana, bajo aquellos niveles donde coexisten las tres icnoespecies de *Cruziana* del "Grupo *Rugosa*". En nuestra opinión, esta coexitencia es típica de la Cuarcita Armoricana y tramos correlacionables con la misma de otras unidades arenosas del Ordovícico inferior del N y NO peninsular, pero carece de connotaciones cronoestratigráficas propias, que en este caso se presuponían indicativas del Arenig. En el momento actual nadie duda que el depósito de la Cuarcita Armoricana s.str. haya tenido lugar durante esta época, como atestiguan los diversos hallazgos de quitinozoos y acritarcos efectuados en áreas alejadas geográficamente. La inexistencia de *C. rugosa* en las "Capas intermedias" puede, por otra parte, deberse a diversos factores (extrema rareza, ambientes inadecuados para su producción o conservación, etc.), pero su mera ausencia no tiene por que conducir a sospechar la asignación de estos materiales al Tremadoc. Según este tipo de planteamiento, la Cuarcita Armoricana probablemente no sería Arenig porque en este afloramiento no contiene *C. imbricata,* una icnoespecie restringida de dicha época; y a la inversa, los materiales datados como Tremadoc en la Cordillera Ibérica resultarían "probablemente" Arenig en aquellos tramos que proporcionan exclusivamente Cruziana del grupo rugosa, cuyo registro comienza allí en la época mencionada.

La presente discursión ejemplifica como un límite cronoestratigráfico establecido tentativamente con argumentos paleontológicos en un corte relevante, pasa en sucesivos trabajos a ser considerado irrefutable, una deducción extraída del gran número de trabajos que consideran como Tremadoc los materiales ordovícicos discordantes sucedidos por la Cuarcita Armoricana. Hasta la fecha, todos los argumentos paleontológicos esgrimidos en este sentido carecen de fundamento. El desarrollo sedimentario de ambas unidades unido a su comparación con los grandes ciclos transgresivos-regresivos registrados a escala global indica con mayor probabilidad una edad post-Tremadoc (Hunneberg?-Arenig) para todo el conjunto.

Por último, los "Estratos Pochico" que sirven de tránsito entre la Cuarcita Armoricana y las Capas de Tristani, no nos han proporcionado en el área de la Hoja más que restos de icnofósiles indeterminables. No obstante, en el corte del río Estena el tramo inferior de la unidad contiene extensos hiporelieves de *C. goldfussi* (ROUAULT) y C. furcifera D´ORBIGNY, mientras que niveles superiores hemos detectado una lumaquela ferruginosa de espesor centimétrico con braquiópodos inarticulados de aspecto arenigiense *(Lingulepis* sp.*)*, así como raros trilobites, *Ogyginus armoricanus* (TROMELIN y LEBESCONTE). La existencia de estos fósiles hace pensar que buena parte de la unidad corresponde to-

davía al Arenig localizándose su límite con el Llanvirn en los niveles próximos al techo. Esta última consideración proviene del hallazgo de bivalvos del Llanvirn inferior en dicha posición estratigráfica dentro de la Hoja 18-28 (Las Guadalerzas). De todos modos, la posición exacta de dicho límite no puede ser fijada hasta ahora en ningún corte, y es posible que incluso pueda fluctuar bastante dentro de la parte más alta de la unidad, llegando a situarse eventualmente en el techo de la misma.

1.2.2. Conglomerados, cuarcitas y areniscas conglomeráticas (2). Cuarcitas areniscas, limolitas y pizarras (3). Serie Púrpura. Capas Intermedias. Ordovícico inferior

Afloran extensamente en los núcleos de los anticlinales y domos presentes en la Hoja. Los términos inferiores constituidos por conglomerados y/o cuarcitas dan lugar a resaltes morfológicos estructurales mientras que los niveles superiores con predominio de alternancias lutítico-cuarcíticas originan zonas alomadas suavemente deprimidas entre los niveles inferiores, antes citados y las Cuarcitas Armoricanas.

En conjunto se trata de una potente sucesión cuyo espesor es variable entre 500 y 700 m debido a que su depósito se realizó sobre un paleorelieve generado por los movimientos sárdicos, que son los responsables de la discordancia angular existente entre estos materiales y el Precámbrico.

En los 100-200 m inferiores dominan las cuarcitas y areniscas de grano grueso a conglomeráticas y los conglomerados sobre las cuarcitas y pizarras. Las fracciones gruesas están formadas por cantos bien redondeados de 1 a 5 cm de diámetro de cuarzo y cuarcita dominantes y alguno de lidita. Los principales niveles de conglomerados o con alto contenido en conglomerados han sido diferenciados como unidad cartográfica 2. No son continuos ni estrictamente basales sino que suelen estar precedidos por alternancias de cuarcitas y areniscas más o menos gruesas y lutitas, pasando lateralmente a cuarcitas gruesas.

Al microscopio son arenitas gruesas y microconglomeráticas formadas por granos predominantemente subredondeados de cuarzo (frecuentemente policristalino) y una proporción variable de fragmentos de cuarcitas y silex con epimatriz sericítica escasa. Las texturas son cuarcíticas con gran desarrollo de los contactos de presión-solución.

Se encuentran intensamente recristalizados y fracturados lo que dificulta la observación de sus características sedimentológicas. En afloramientos aislados se observa la presencia de laminación cruzada de gran escala tabular y en surco de varios decímetros de altura, con gran dispersión de paleocorrientes. En conjunto presentan morfología de barras formadas por el apilamiento de megarripples. Estos depósitos se interpretan como barras de plataforma somera a subli-

torales en las que se acumularon materiales gruesos aportados por los dispositivos fluviales o deltaicos del litoral, distribuidos por corrientes cuya naturaleza no podemos precisar: de deriva, inducidas por mareas etc ...

La unidad cartográfica 3 está formada por cuarcitas y areniscas decimétricas, amalgamadas en bancos métricos o alternantes con niveles de limolitas y pizarras. El conjunto presenta tonos rojo violáceos o pardo amarillentos, siendo característica la abundante bioturbación a base de *Skolithos* y *Daedalus* que llega a obliterar la estratificación en algunos casos.

Predominan las arenitas de grano fino y medio, formadas por granos subangulosos de cuarzo (con frecuentes granos policristalinos) y una fracción variable (5-25 °/o) de fragmentos de cuarcitas y silex, con epimatriz sericítica (10-15 °/o) a veces impregnada por óxidos de hierro (en parte, derivada de matrización de fragmentos de pizarras) con texturas de granos en esqueleto denso, con orientación paralela y desigual desarrollo de presión-solución, con movilización de cuarzo como cemento, dando a las rocas aspecto desde areniscas a cuarcitas compactas. Como minerales accesorios hay circón, turmalina y rutilo.

Por encima de los niveles con abundancia de las areniscas y cuarcitas de grano grueso antes descritos pueden distinguirse otros tramos de espesor variable, dentro de la Serie Púrpura que de muro a techo son:

- Cuarcitas y areniscas cuarcíticas de grano fino a medio con laminación cruzada en bancos en la que puede observarse morfología de barras a gran escala.
- Areniscas finas a limolíticas y limolitas rojo violáceas con abundante bioturbación vertical *(Skolithos)*, en los que se desarrolla penetrativamente la esquistosidad.
- Alternancia irregular de bancos métricos a decamétricos formados por la amalgamación de capas decimétricas de cuarcitas y bancos métricos formados por una alternacia decimétrica de lutitas y cuarcitas. En los bancos cuarcíticos domina la laminación paralela, laminación cruzada (que puede faltar) y *ripples* de oscilación a techo, y, a veces *hummocky cross stratification.* En la cuarcitas intercaladas con limolitas hay laminación paralela o cruzada y *ripples* de oscilación a techo. También es frecuente la bioturbación a base de *skolithos.*
- Tramo superior de tránsito rápido a la barras de la Cuarcita Armoricana, siempre muy cubierto por derrubios, formado por cuarcitas blancas y pardas y areniscas cuarcíticas con laminación cruzada, *ripples* y bioturbación.

La sedimentación de los materiales de la Serie Púrpura evoluciona desde acumulaciones de barras de plataforma somera a facies de plataforma dominada eventualmente por las tormentas. Considerada en conjunto hay una elevación relativa del nivel del mar que produce una megasecuencia transgresiva con au-

mento de la profundidad relativa pasándose de muro a techo de barras arenosas más o menos litorales a facies claramente marinas depositadas cerca del nivel de base del oleaje.

Estos materiales se atribuyen al Ordovícico inferior, correspondiendo sus términos superiores al Arenig (ver 1.2.1.)

1.2.3. Ortocuarcitas (Facies Armoricana) (4). Arenigiense

Las Cuarcitas Armoricanas por su resistencia a la erosión constituyen el principal elemento constructor del relieve de la región, dando lugar a las más importantes sierras y cotas topográficas que forman alineaciones que se siguen a lo largo de muchos kilómetros, en cuyas vertientes se acumulan potentes depósito coluviales. Son un excelente nivel de referencia para reconstruir la macroestructura hercínica de la zona. Afloran extensamente en toda la Hoja formando los flancos de las principales estructuras.

Esta formación tiene una amplia distribución en toda la cadena hercínica española y europea, pudiendo correlacionarse con niveles semejantes del Macizo Armoricano (Francia), de donde informalmente ha tomado el nombre.

Tienen un espesor medio de 350 a 400 m. Se trata de cuarcitas blancas, rojo violáceas por alteración en zonas de fractura, cristalinas, que se estratifican en capas decimétricas a métricas. Ocasionalmente pueden aparecer delgadas intercalaciones de cuarcitas lajosas. La intensa fracturación y diaclasado que presentan unido al grado elevado de recristalización, hace que en afloramientos aislados, sea difícil discernir la superficie de estratificación.

Petrográficamente son cuarcitas de grano fino y medio formados por granos subredondeados de cuarzo con texturas de fuerte presión-solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. En algún nivel hay una pequeña proporción de matriz sericítica (5 ^{o}/o). Como minerales accesorios aparecen circón, turmalina, rutilo y opacos. Localmente se observan stilolitos ferruginosos o formación de matriz cataclástica.

Regionalmente y sobre todo al sur (BOUYX 1970) suelen distinguirse dos tramos cuarcíticos de 200 a 300 m de espesor separados por una depresión intermedia constituida por areniscas en bancos finos, con *Cruziana* y *Tigillites*, alternantes con pizarras arenosas y micáceas en bancos decimétricos. En la Hoja no se individualiza este tramo intermedio, apareciendo el conjunto como una única formación cuarcítica.

No existen buenos cortes que permitan un estudio sedimentológico detallado de la unidad. En algunos bancos se reconoce laminación cruzada de gran escala, tabular y en surco. Los bancos suelen disponerse en secuencias estratocre-

cientes, de orden decamétrico, en las que se reconocen morfologías de barras a gran escala. Hacia el techo del conjunto la estratificación es más fina y ocasionalmente los bancos tienen laminación paralela.

Se interpretan como barras desarrolladas en una plataforma somera, en situación relativamente próxima al litoral, parcialmente destruidas a techo por la acción del oleaje y tormentas *(foreshore)*.

La edad de estos materiales es Arenigiense (ver 1.2.1.)

1.2.4. Areniscas, areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Alternacia de Pochico (5). Arenigiense-Llanvirniense

En los flancos de los sinclinales y cuando los coluviones que tapizan las verticales de las sierras constituidas por la cuarcita armoricana lo permiten, aflora una serie alternante de areniscas, cuarcitas y pizarras asimilable por sus características y posición estratigráfica a las "Capas o Alternancia de Pochico" de Sierra Morena Oriental (TAMAIN 1972).

Esta unidad se presenta intensamente deformada, con pliegues disarmónicos que falsean el espesor real en su representación cartográfica. El contacto con las pizarras superiores suele estar mecanizado.

Regionalmente se disponen concordantes y en tránsito gradual sobre las cuarcitas de Arenig., sin embargo el paso a las Pizarrras con *Neseuretus,* es relativamente brusco, a base de niveles con concentración de minerales pesados, niveles fosfatados y costras ferruginosas discontinuas.

La potencia de la unidad oscila entre 200 y 300 m en los que alternan, de manera irregular, capas centi o decimétricas de areniscas micáceas lajeadas, areniscas, areniscas cuarcíticas, cuarcitas pardo amarillentas y limolitas pizarrosas gris parduzcas y gris blanquecinas, entre las que se intercalan algunos bancos métricos de cuarcitas gris y pardo amarillentas, formados por la amalgación de niveles de espesor decimétrico.

Las muestras estudiadas son cuarcitas de grano fino, a veces limolíticas, formadas por granos subangulosos de cuarzo y una proporción estimable (10-15 ^{o}/o) de óxido de hierro asociados a minerales pesados (circón, rutilo, turmalina, opacos) que tienden a concentrarse en microbandas paralelas. La textura es de orientación de granos con desarrollo de intensa presión-solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. Hay moscovita y biotita ferruginizada como accesorios.

En toda la unidad es frecuente la bioturbación, tanto vertical *(skolithos)* como horizontal. Dominan los niveles formados por *ripples* de oscilación; laminación paralela o de bajo ángulo con *ripples* de oscilación a techo o *hummocky cross stratification.* Los bancos cuarcíticos están constituidos por la amalgamación de niveles decimétricos con laminación paralela o de bajo ángulo, *hummocky,* con techos erosionados y retocados por *ripples* de oscilación. Algunos ban-

cos cuarcíticos tienen predominio de capas con laminación cruzada tabular y techos erosionados sobre los que aparecen laminación paralela o de bajo ángulo. Hacia la parte baja de la unidad aparece un potente conjunto de unos 50 m de espesor formado por limolitas y lutitas (pizarras) entre las que e intercalan areniscas decimétricas con *ripples* de oscilación.

Los estratos de Pochico no presentan una ordenación secuencial clara, si bien en algunos puntos de la Zona Centro-Ibérica se observan tendencias irregulares estrato/grano crecientes *(coarsening up)* de orden métrico o decamétrico, formadas por otras decimétricas de energía y tamaño de grano decreciente *(finning up).*

Se interpretan como materiales depositados en una plataforma de escasas pendientes y profundidad en las que el agente dominante de transporte y sedimentación son las corrientes y el oleaje inducidos por tormentas. Las facies descritas ilustran una sucesión de energía variable del oleaje desde zonas de sedimentación lutítica a las más agitadas donde el sedimento es removido en cada tempestad y solo pueden depositarse las fracciones más gruesas.

La superposición vertical de facies diferentes resultaría de la intensidad variable de las tempestades (en parte debida al ángulo de incidencia de los frentes de olas) y los cambios de profundidad aunque sean pequeños, en el tiempo para una misma parte de la cuenca.

Por las consideraciones efectuadas en el apartado 1.2.1. la edad de la unidad cartográfica es Arenig-Llanvirniense, situándose el límite entre ambos pisos muy próximo al techo.

1.2.5. Pizarras con Neseuretus (6). Llanvirniense-Llandeiloiense

Sus principales afloramientos se localizan en la Cubeta de Horniasaltas (sur de Casas del Río) y en el flanco norte del Sinclinal de Puebla de Don Rodrigo a lo largo de la margen derecha del río Guadiana.

Esta unidad pizarrosa da lugar a zonas deprimidas, frecuentemente cubiertas por depósitos de Raña y abanicos aluviales cuaternarios. Se presenta intensamente afectada por la incisión cuaternaria de los barrancos y arroyos afluentes del río Guadiana, presentando un desarrollo local de cárcavas.

Las "Capas de Pochino" pasan gradual pero rápidamente a un conjunto de pizarras oscuras, negras en fresco, más o menos micáceas, que está afectado muy penetrativamente por la esquistosidad hercínica, siendo por tanto muy difícil distinguir la superficie de estratificación original. Esta fomación pizarrosa es muy típica de la Zona Centroibérica meridional, siendo célebre ya desde mediados del siglo pasado debido a las faunas de Llanvirn y Llandeilo que ha proporcionado. Estas faunas se presentan en acumulaciones "Lumaquélicas" de espesor decimétrico ricas en óxidos de hierro (probablemente pirita, originalmente), o bien como ejemplares más aislados, asociados muchas veces a facies de nódulos samítico-lutíticos de tamaño centi o decimétrico.

Unos de los individuos más frecuentes en estas faunas son los Trilobites del género *Neseuretus* que ha dado nombre a la formación.

Las Pizarras de *Neseuretus.* intercalan en su parte baja rocas volcánicas fragmentarias (7), y en la alta de alternancias arenisco-cuarcítico-pizarrosas(8). Esta últimas son muy potentes y continuas en regiones situadas más al SE de la presente Hoja (Sierra Morena Oriental). Los tramos de Pizarras de *Neseuretus* infra o suprayacentes han recibido los nombres de "Pizarras del Río" y "Pizarras Guindo o Botella" respectivamente (TAMAIN, 1972).

Es difícil calcular la potencia de esta formación, que en algunos puntos se ha visto intensamente replegada. Puede alcanzar los 500 m en el Sinclinal de Puebla de Don Rodrigo.

Son pizarras microcristalinas de sericita y clorita con una variable proporción de granos de limo fino de cuarzo y micas. Orientación esquistosa marcada por hiladas crenuladas de biotita, cloritas y opacos aciculares.

A veces las pizarras están microbandeadas por intercalaciones de nivelillos de cuarcíticas ricas en óxidos de hierro y micas.

Otras litologías, concentradas en la base de la unidad, corresponden a arenitas de grano fino formadas por granos subangulosos-subredondeados de cuarzo, fragmentos de rocas volcánicas alterados a clotitas, óxidos de hierro, o de aspecto vítreo, en epimatriz clorítica derivada de productos volcánicos finos. La textura es de esqueleto denso o quebrado por la matriz, desarrollándose, en el primer caso, contactos de presión-solución con movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. Normalmente se observa orientación paralela de los granos y como minerales detríticos accesorios, circón, turmalina y opacos. Localmente las arenitas, de composición similar a las anteriores, tienen una epimatriz criptocristalina a amorfa que pudiera ser colofana y una pequeña proporción de fragmentos de la misma naturaleza.

Se interpretan como depósitos de plataforma abierta, más profundos que los materiales arenosos infra, suprayacentes o intercalados en el sentido de que quedan esencialmente por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas. La presencia de pirita, restos orgánicos bien conservados, y la ausencia de bioturbación indican condiciones reductoras en el fondo (euxínicas) que inhibieron la acción de la icnofauna.

Las Pizarras con *Neseuretus* han proporcionado fósiles en una veintena de yacimientos localizados en los Sinclinales de Porzuna, Piedrabuena y Puebla de Don Rodrigo, no habiendose investigado los núcleos Sinclinales de Casarejo y Hornias Altas por presentarse muy recubiertos por los depósitos recientes. El tercio inferior de la unidad en las tres primeras estructuras ha librado abundantes fósiles del Llanvirn inferior, entre los que destacan como elementos más característicos los trilobites *Retamaspis melendezi* HAMMAIN, *Kloucekia dreverманni* HAMMANN, *Neseuretus (N.) avus* HAMMANN, *Colporcoriphe thorali conjugens* HAMMANN, *Placoparia (P.) cambriensis* (HICKS) y *Hungioides bo-*

hemicus PERNER, junto con otras formas como *Monorthis noctilio* (SHARPE) *Orthambonites* sp. (braquiópodos), *Expansograptus? brenchleyi* GUTIERREZ, *Didymorgraptus (D.) artus* ELLES y WOOD (graptolitos) y el ostrácodo *Gracquina hispanica* (BORN.). Los siguientes tramos de la sucesión de pizarras corresponden al Llanvirn superior, determinado por la presencia conjunta de *Cacemia ribeiroi* (SHARPE), *Eodalmanitna sp., Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Salterocoryphe salteri* (ROUAULT), *Neseuretus (N.) tristani* (BRONGNIART in DESMAREST), *Colpocoriphe rouaulti* HENRY, *Calix sedgeickii* ROUAULT, etc.

El límite Llanvirn/Llandeilo se localiza dentro del tercio medio de la unidad, caracterizándose los niveles basales de esta segunda época por la aparición del trilobites *Eodalmanitina macrophtalma* (BRONGNIART) y la abundancia de los moluscos *Curtoceras intermedius* (VERNEUIL y BARRANDE) y *Iophospira sp.* (cefalópodo y gasterópodo, respectivamente).

Ascendiendo en la sucesión de pizarras, en el Sinclinal de Puebla de Don Rodrigo aparecen nuevas asociaciones del Llandeilo inferior, que incluyen como elementos más distintivos los trilobites *Morgatia primitiva* HAMMANN y *Plaesiacomia oehlerti* (KERFORNE), ostrácodos como *Quadrijugator marcoi* VANNIER y *Lardeuxella bussacensis* (JONES), o el braquiópodo *Heterorthina morgatensis* MELOU. Es de destacar que dentro del Sinclinal de Porzuna, estos niveles no han sido caracterizados, ya que en una posición estratigráfica equivalente la unidad presenta intercalaciones arenosas bien individualizadas (Areniscas de Los Rasos).

Respecto a la edad del techo de las "Pizarras con Neseuretus" los hallazgos paleontológicos efectuados en Hojas contiguas (16-30: Puebla de D. Rodrigo y 18-30: Piedrabuena) dentro de los tramos más elevados de pizarras o en las alternancias de bases de las Cuarcitas Botella, coinciden en señalar que el depósito de la unidad finalizó durante el Dobrotiviense (Llandeilo) superior (Biozona Borni).

1.2.6. Tobas y tufitas (7). Llanvirniense

Aparecen exclusivamente en el Sinclinal de Puebla de Don Rodrigo (cuadrante suroccidental de la Hoja). Sus mejores afloramientos se sitúan entre los puntos kilométricos 176 y 177 de la carretera nacional (430) de Ciudad Real a Badajoz. Por su resistencia a la erosión originan resaltes morfológicos estructurales entre las Pizarras con *Neseuretus.*

Se sitúan a unos 50-100 m de la base de las pizarras, sobre faunas con graptolitos y trilobites del Llanvirn inferior. Están formadas por bancos de espesor métrico a decamétrico, concordantes con la estratificación, originados por la superposición de niveles decimétricos (hasta 1 m) de rocas fragmentarias (to-

bas) y areniscas cuarcíticas con fragmentos de rocas volcánicas (tufitas), de colores pardo rojizos por alteración a gris verdoso en fresco, entre los que se intercalan niveles pizarrosos. Las tobas presentan clastos gris verdosos de rocas volcánicas dominantes pizarras y areniscas de tamaño centimétrico en los bancos mayores a milimétrico en los menores.

Las muestras estudiadas en las tobas revelan que se trata de tobas líticas. Son rocas de textura piroclástica formadas por fragmentos (1-6 mm) de rocas volcánicas con texturas vítreas (a veces vesiculares, raramente porfídicas) alteradas a agregados cripto-microcristalinos de cloritas, ceolitas, óxidos de hierro, con ilmenitas, apatito y espinela accesorios. Cemento, dificilmente distinguible de los fragmentos de rocas volcánicas, formado por un agregado cripto-microcristalino de cloritas, ceolitas y opacos, que en algunos niveles está asociado a agregados de dolomita ferrosa, siderita y OxFe. Frecuente orientación paralela de los clastos. En algún nivel apenas se observa la presencia de "cemento" y hay abundantes agregados de serpentinas con cloritas, ceolitas y carbonatos, sustituyendo a los minerales primarios de los fragmentos volcánicos.

El volcanismo es de carácter básico, a juzgar por la falta de cuarzo en las alteritas de los fragmentos volcánicos, lo que puede establecer una correlación fiable con los materiales lávicos dominantemente basálticos en zonas próximas y que en la presente Hoja no se ha localizado.

Las pizarras intercaladas suelen tener estratificación lenticular de material piroclástico. Aparte de los niveles de tobas existen bancos métricos formados por la amalgamación de capas decimétricas de tufitas y cuarcitas con clastos volcánicos que contienen laminación paralela o de bajo ángulo y *ripples* a techo. Se interpretan como materiales piroclásticos, con mayor o menor proporción de fragmentos de la roca de caja, retrabajados por la acción de las corrientes inducidas, probablemente, por la explosión volcánica y sedimentados en una plataforma abierta.

La edad de estos materiales es Llanvirniense, probablemente inferior.

1.2.7. Areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Areniscas de Los Rasos (8). Llandeiloiense inferior

Aflora exclusivamente y de forma discontinua en el flanco meridional del Sinclinal de Porzuna, en las proximidades de la localidad de Casas del Río. Sobre el terreno destacan como un débil resalte morfológico entre las Pizarras con *Neseuretus.*

Equivalen a las Cuarcitas inferiores de Sierra Morena oriental (TAMAIN, 1972) o Alternancias de El Caño de las Flores o Areniscas de los Rasos.

Constituyen una intercalación de unos 15-20 m de potencia, situada en el tercio superior de las Pizarras con *Neseuretus,* que en las zonas donde es más

continua y potente en el ámbito Centro-Ibérico, ha permitido diferenciar la Pizarra con *Neseuretus* s.s. por debajo de ellas, de las pizarras Guindo o Botella situadas por encima.

Está formada por una alternancia irregular de areniscas y cuarcitas, gris verdosas por alteración, generalmente mecáceas y estratificadas en bancos decimétricos con pizarras gris oscuras, más o menos micáceas que intercalan niveles centimétricos a milimétricos de areniscas y limolitas.

Microscópicamente son areniscas finas a limolitas formadas por granos subangulosos de cuarzo, abundantes micas (moscovita, biotita, clorita) (5-10 %), óxidos de hierro (10 %) de alteración de siderita, epimatriz clorítica (20-25 %) y contactos locales de presión-solución, con orientación paralela de los granos. Como accesorios hay circón, turmalina y rutilo.

Se observa la presencia de limolitas y pizarras con estratificación *flaser* y *linsen* que intercalan areniscas finas con *ripples* de oscilación. También son frecuentes las capas centi-decimétricas de areniscas y cuarcitas de grano fino con laminación paralela o de bajo ángulo y *ripples* de oscilación a techo o con *hummocky*.

Se interpretan como materiales depositados por corrientes y oleaje inducidos por las tormentas en una plataforma de escasa pendiente y profundidad. Forman junto a las Pizarras con *Neseuretus* infrayacentes una secuencia de somerización probablemente debida a la progradación de las áreas sublitorales. que BRENCHLEY et al (1985) sitúan al sur y sureste de la zona estudiada, sobre las de plataforma.

En la Hoja no se han encontrado fósiles, pero esta unidad contiene invariablemente fósiles del Llandeilo inferior, en numerosos puntos de la zona Centro-Ibérica.

1.2.8. Pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas (9). Llandeiloiense superior

Esta unidad aparece exclusivamente en el flanco sur del Sinclinal de Porzuna, al norte y noreste de la localidad de Casas del Río.

Se presenta muy recubierta por los derrubios existentes en las laderas de las elevaciones debidas a los resaltes topográficos originados por la Cuarcita de Cantera suprayacente.

En la Hoja no existen buenos cortes que permitan su estudio detallado. Para su descripción y la del resto de unidades del Ordovícico nos basaremos en la sección estratigráfica de Porzuna, realizada al norte de dicha localidad, en la Hoja de Piedrabuena (18-30) y situada muy próxima al límite con la de Casas del Río. En dicha sección se han reconocido los 50 m superiores de esta unidad cartográfica cuyo espesor total es del orden de 125-150 m.

Viene definida por una alternancia irregular de capas decimétricas, y ocasio-

nalmente centimétricas, de pizarras limolíticas grises y areniscas cuarcíticas de grano fino a limolíticas, más o menos micáceas.

Constituyen la serie de *transición* entre las Pizarras Guindo (techo de *Neseuretus*) y la Cuarcita de Cantera.

Las areniscas y cuarcitas estan formadas por granos angulosos de cuarzo, óxidos de hierro detríticos (10-20 ^{o}/o), micas cloritizadas y matriz clorítica (15-20 ^{o}/o). La textura es de contactos tangenciales y ocasionalmente de presión-solución con movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. Como accesorios aparecen circón, turmalina y rutilo. A veces estan silicificadas a partir de filoncillos rellenos de cuarzo.

Los niveles arenosos están formados dominantemente por H.C.S. *(Hummocky cross stratification)* y más raramente por laminación paralela que a veces presenta *ripples* de oscilación a techo.

Son depósitos de plataforma abierta sedimentados en zonas próximas al nivel de base medio del oleaje de tempestades que aportan niveles detríticos hacia zonas más distales con respecto a las áreas de aporte de arenas (probablemente barras arenosas de plataforma somera o próxima al litoral).

Se datan como Llandeiloiense superior por la fauna encontrada en Porzuna: *Neseuretus (N.) tristani tardus* HAMMANN (en la base) y *Heterorthina* cf. *kerfornei* MELOU (en el techo).

1.2.9. Cuarcitas, areniscas y pizarras. Cuarcitas Botella o de Canteras (10). Llandeiloiense superior-Caradociense inferior

Dan lugar a relieves de tipo "barras rocosas" que conforman la estructura de Sinclinal de Porzuna localizado al norte de Casas del Río.

En el paisaje destacan dos niveles "o barras" cuarcíticas separadas por un tramo intermedio, que se presenta siempre cubierto.

Se ha estudiado una columna de la Hoja de Porzuna en la que tienen una potencia total de 105 m.

De muro a techo se han reconocido:

- 13 m de cuarcitas pardas y blanquecinas, estratificadas en capas decimétricas y casi métricas en la parte superior, con laminación paralela y H.C.S.
- 40-50 m muy cubiertos en los que alternan cuarcitas, areniscas y pizarras.
- 30 m de cuarcitas blancas y malvas estratificadas en capas decimétricas y a veces métricas (1-1,5 m) con laminación paralela o de bajo ángulo y bases erosivas o laminación cruzada de surco. Hacia la parte superior aparecen tramos cubiertos debidos probablemente a la intercalación de areniscas y pizarras.
- 13 m. cubiertos. Probables areniscas, cuarcitas y pizarras.
- 15 m. cuarcitas blancas en capas decimétricas con laminación paralela.

El estudio microscópico revela que son cuarcitas de grano fino a limolíticas formadas por granos subangulosos de cuarzo, con frecuentes micas (moscovita, biotita, clorita), óxidos de hierro (5-10 %) posiblemente de alteración de siderita, epimatriz clorítica (10-15 %) y textura desigualmente desarrollada de presión-solución, con movilización de cuarzo con crecimientos secundarios y orientación paralela de los granos. Como accesorios hay circón, turmalina, rutilo y opacos. Ocasionalmente aparecen fracturas rellenas de cuarzo.

En conjunto representan facies más proximales y con mayor disponibilidad de arena que las capas de transición infrayacentes. Se trata de cuerpos sedimentarios con morfología de barra visible, formadas por la acción del oleaje de tormentas que apilan arenas con H.C.S., laminación paralela y laminación cruzada de oscilación dispuestas en secuencias *finnig up.* amalgamadas o separadas por nivelillos lutíticos que tapizan las morfologías deposicionales de las areniscas.

Considerando el conjunto de Pizarras Guindo, Serie de Transición y Cuarcitas de Cantera se tiene una megasecuencia regresiva con aumento del tamaño de grano, espesor de capas y energía ambiental. Se suponen relacionadas con la progradación de campos de barras sublitorales o de plataforma sobre las áreas lutíticas de la plataforma externa abierta. No hemos encontrado puebas de emersión a techo de la magasecuencia que permita asimilarla a la progradación de una playa o isla de barrera *(foreshore* sobre *shoreface* y *offshore)* pero no puede descartarse a causa de las limitaciones del afloramiento.

Hacia el techo de la unidad infrayacente, en situación próxima a la base de la que nos ocupa han aparecido fósiles del Dobrotiviense (Llandeiloiense) superior: *Heterorthina* cf. *kerfornei* MELOU, Ostrácodos, Bivalvos y Gasterópodos. En la vecina Hoja de Ciudad Real (18-31) y en la base de la unidad superior (Pizarras intermedias o de Cantera) se han recolectado fósiles de edad Caradoc inferior. Por lo anteriormente espuesto y de acuerdo con los datos obtenidos en otras localidades de la zona centroibérica, las cuarcitas de Cantera deben datarse, en su mayor parte, como Llandeilo superior, no descartándose la presencia del límite Llandeilo-Caradoc en los niveles próximos al techo (GUTIERREZ MARCO et al 1984).

1.2.10. Pizarras. Pizarras intermedias o de Cantera (11). Caradoc inferior y medio

Aparecen exclusivamente en el Sinclinal de Porzuna, en donde se encuentran recubiertas por depósitos de ladera procedentes de los relieves constituidos por las Cuarcitas de Cantera.

En la columna de Porzuna y, a lo largo del Arroyo del Tejar afloran 110 m de pizarras limolíticas y micáceas grises y negras y gris verdosas por alteración, que ocasionalmente contienen nódulos carbonatados, hacia la parte inferior.

Están formadas por una matriz de sericita-clorita con limo de cuarzo, óxidos

de hierro y micas. En la Hoja de Ciudad Real (18-31), a unos 10-15 m de la base aparece un paquete, de 2 a 3 m de espesor, constituido por limolitas oscuras con oolitos y nódulos fosfatados que contiene niveles lumaquélicos en el techo.

En conjunto se trata de una unidad homogénea, masiva, en la que no se reconocen estructuras sedimentarias. Estas facies pueden interpretarse como depositadas en una plataforma abierta lutítica, no muy profunda, por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas y forman la base del ciclo sedimentario de tendencia "regresiva" del Ordovícico superior, iniciado a partir de la interrupción sedimentaria marcada por el nivel oolítico fosfatado (serie condensada).

No se han encontrado fósiles, sin embargo las Pizarras de Cantera de la Hoja de Ciudad Real (18-31) (corte del río Guadiana) contienen fauna del Caradoc inferior y medio: Costoniense a Marshbrookiense.

1.2.11. Pizarras, areniscas y cuarcitas. Bancos mixtos (12). Caradociense superior

En la unidad recibe regionalmente el nombre de Bancos mixtos (TAMAIN 1972) o Alternancias de *Orthis.*

Aparecen exclusivamente en el núcleo del Sinclinal de Porzuna, en donde afloran más de 100 m de la unidad sin que se llegue al techo de la misma, que falta por erosión. En la Hoja de Ciudad Real tiene una potencia total del orden de 300 m.

Se trata de una alternacia irregular de capas decimétricas de pizarras limolíticas grises, areniscas cuarcíticas lajeadas, micáceas y cuarcitas. Al microscopio son cuarcitas limolíticas formadas por granos subangulosos de cuarzo, abundantes micas (biotita parcialmente alterada y moscovita), plagioclasas (10 %) y feldespato potásico (desde trazas a 5 %) que a veces se presenta muy alterado y ferruginizado. La epimatriz es clorítica y puede llegar a constituir el 20 % de la roca. La textura es frecuentemente de granos con contactos de presión-solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios con orientación paralela de granos. Como accesorios destacan: circón, rutilo y opacos.

En las facies arenosas domina la estratificación *hummocky* o la laminación paralela con *ripples* de oscilación a techo. En la lutitas puede aparecer estratificación lenticular en arena fina.

Se interpretan como depósitos de plataforma abierta en la vecindad del nivel de base del oleaje de tormentas que introducen material arenoso procedente de acumulaciones sublitorales.

Los Bancos mixtos se datan como Caradoc superior lo que se ha visto confirmado por el hallazgo de diversos Braquiópodos de dicha edad en la Hoja de Piedrabuena: *Svobodaina Havliceki* VILLAS, *Aegiromena* cf. *descendens* (HAVLICEK) y *Dalmanella?* sp.

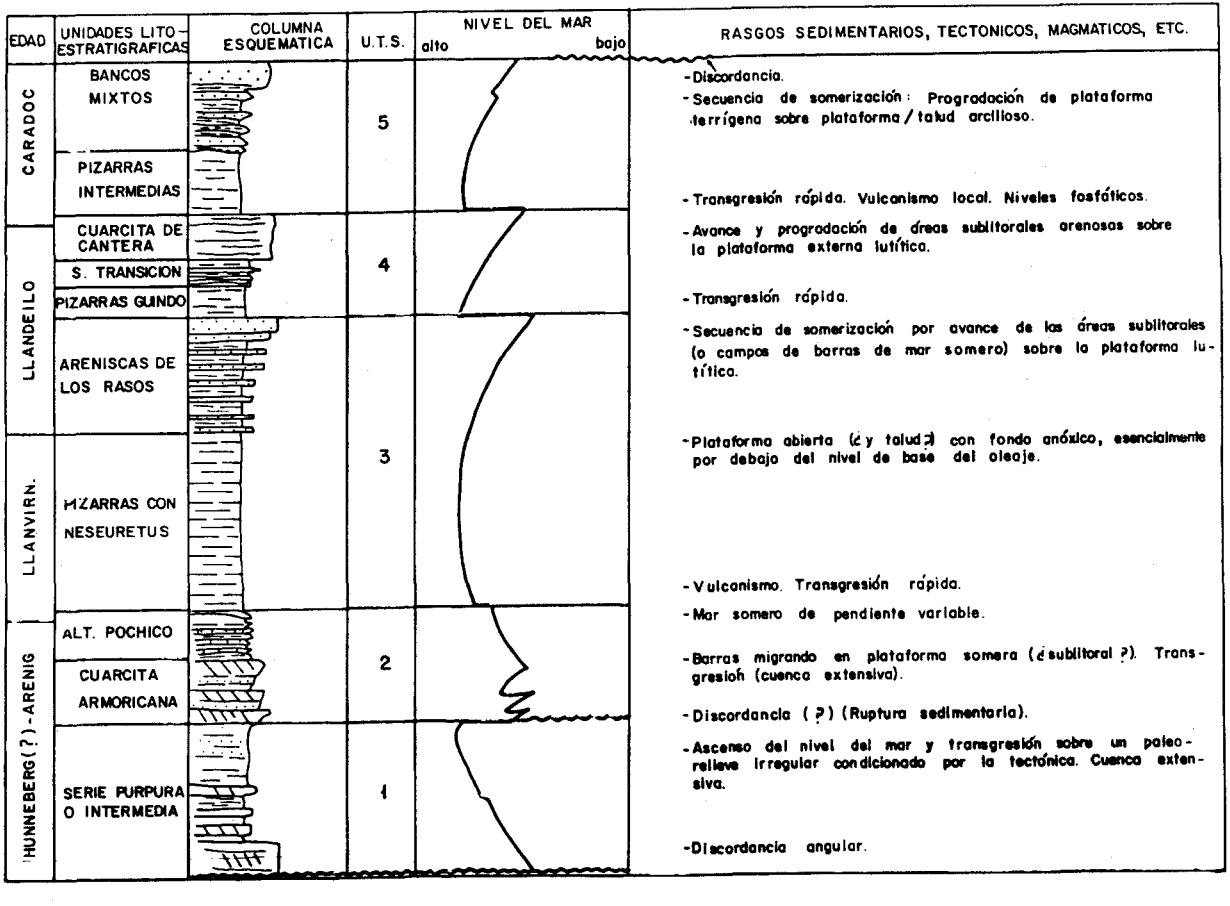


Fig. 1 - Secuencias sedimentarias mayores del Ordovícico (sin escala).

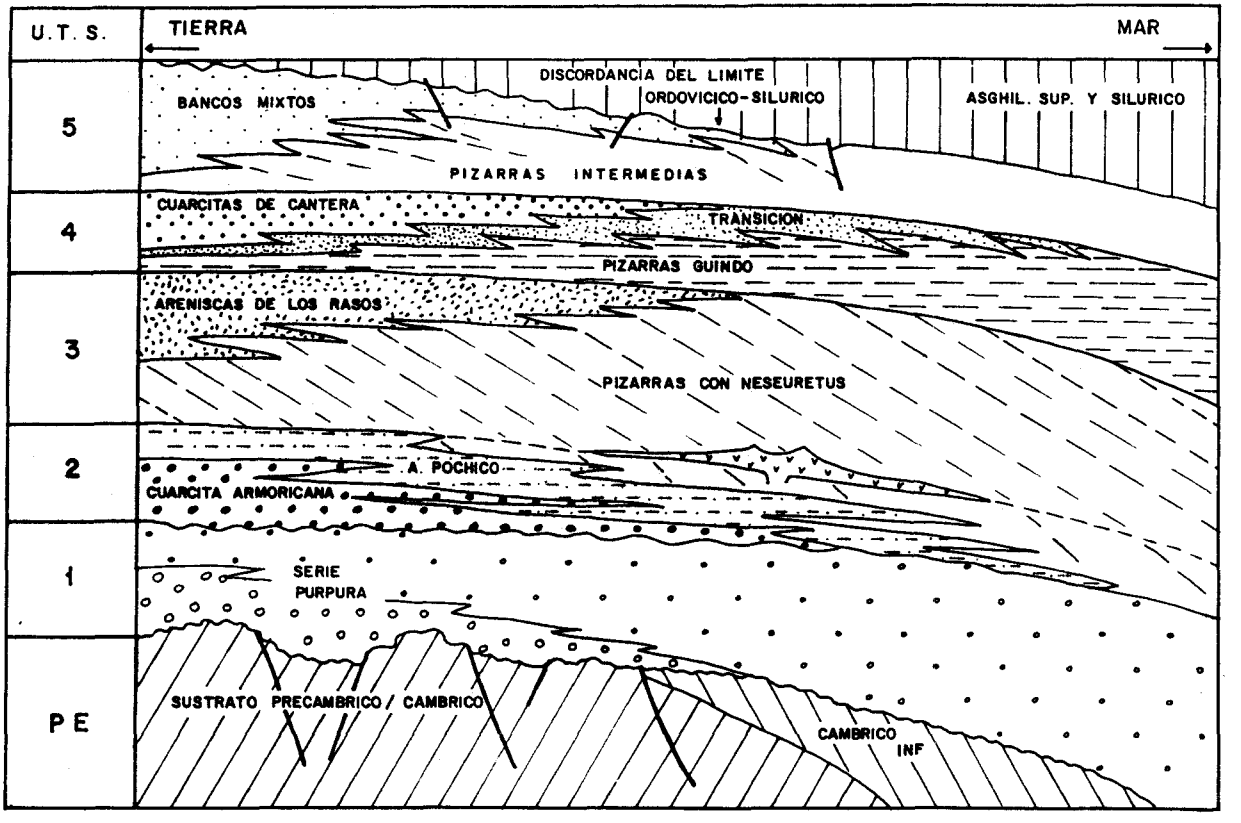


Fig. 2

Esquema simplificado de la evolución de la plataforma durante el Ordovícico.

1.2.12. La Sucesión ordovícica

Al considerar la sucesión completa del ordovícico se pone de manifiesto la movilidad de los ambientes sedimentarios en el tiempo y se definen 5 megasecuencias caracterizadas por sus polaridades sedimentarias, lo que permite proponerlas de forma preliminar como UNIDADES TECTOSEDIMENTARIAS (UTS).

En la figura 1 se han representado gráficamente los cambios relativos mayores de nivel del mar, aunque la curva refiere más bien la idea de somerizaciones y profundizaciones a partir del análisis de la evolución de los ambientes sedimentarios (relacionadas en parte con las "transgresiones y regresiones"). También se recogen los rasgos sedimentarios, tectónicos y magmáticos más representativos.

En la figura 2 se presenta un esquema muy simple de la evolución vertical de la plataforma y las polaridades sedimentarias, como si fuese un perfil sísmico ideal. No pretende ser definitiva ni cierta, sino ilustrar algo más y proponer las ideas de forma nueva para iniciar discusiones futuras.

En definitiva se observan repetidas acreciones verticales de los sedimentos de plataforma, asociadas a progradaciones de los ambientes arenosos sublitorales sobre los de plataforma lutítica. Es posible que lo que JULIVERT y TRUYOLS (1983) llaman "Surco Cambro-ordovícico" corresponda a ambientes de borde de plataforma y talud en aquellos tiempos.

1.3. TERCIARIO

Los materiales terciarios existentes en la Hoja de Casas del Río están constituidos por sedimentos terrígenos y carbonatados, conglomerados ferruginosos y materiales volcánicos. Los sedimentos rellenan las Cuencas de Porzuna, El Casarejo y Piedrabuena-Bullaque.

Los trabajos de ALVARADO y H. PACHECO, F. (1931 y 1932), para la realización de las Hojas geológicas de la Primera Serie de Piedrabuena y Ciudad Real y los estudios de H. PACHECO, F. (1932) sobre la región volcánica española señalan la existencia de arcillas más o menos margosas y arenas sobre las que yacen de seis a siete metros de calizas de edad "Pontiense", siendo el espesor total de la serie del orden de 60-70 m MOLINA et al (1972) y MOLINA (1974 y 1975), centran sus estudios en las Subcuencas de Alcolea de Calatrava y Corral de Calatrava (Hojas de Piedrabuena y C. 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. Según estos autores los materiales que las fosilizan pertenecen al Mioceno superior y Plioceno inferior, distinguiéndose dos unida-

des separadas por discordancia angular. PEREZ GONZALEZ (1981) sintetiza los datos existentes sobre los Campos de Calatrava, donde el punto de vista estratigráfico y paleontológico. HOYOS et al (1984) estudian la características geológicas de los materiales que incluyen el yacimiento de vertebrados pliocenos de las Higueruelas, así como la evolución del entorno de sedimentación palustre-lacustre del mismo y los procesos volcánicos asociados, determinando la edad de los mismos. ALBERDI et al (1984) actualizan la paleontología y biostratigrafía de los yacimientos pliocenos de las Higueruelas y Valverde de Calatrava (Hoja 18-31: Ciudad Real). PORTERO et al (1985) realizan la cartografía MAGNA de las Hojas de Ciudad Real y Daimiel precisando la estratigrafía y estructura de los sedimentos neógenos de la región.

En este capítulo se describen las características de las unidades sedimentarias neógenas aflorantes en la Hoja. El análisis y estudio de los materiales volcánicos se realiza en el apartado 1.4: ROCAS VOLCANICAS Y 4: PETROGRAFIA.

1.3.1. Conglomerados con cemento ferruginoso. Coraza ferralítica (13). Terciario.

En los Campos de Calatrava y Montes de Toledo meridionales aparecen corazas ferruginosas que se sitúan discordantes sobre el sustrato paleozoico y bajo los sedimentos neógenos y cuaternarios.

Al sur de Morro de las Doradas, sobre las Cuarcitas armoricanas, en la margen izquierda del río Bullaque, aparecen conglomerados de cantos subangulosos de cuarcitas fuertemente trabados por cemento ferruginoso, más abundante en las partes altas, con un espesor próximo a los 3 m.

Regionalmente pueden distinguirse los siguientes niveles en las corazas (E. MOLINA com. pers.):

- 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), es el que aparece mejor conservado.
- 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. Solo quedan minerales resistentes (cuarzo) y la poca arcilla que hay es caolinita (1 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.

Regionalmente fosilizan una superficie de erosión que bisela el Paleozoico.

Su comparación con las corazas finicretácico-paleocenas de la zona de Salamanca resulta sugestiva, sin embargo en los Campos de Calatrava su grado de conservación es más elevado y la morfología superficial de la coraza es continuación de la que presenta 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 *inselberg* o montes-islas, pedimentos y glacis 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 glacis con epigénesis montmorillonítica. En nuestra opinión la edad de la coraza de los Montes de Toledo y Campos de Calatrava coincide con esta etapa.

1.3.2 Conglomerados, areniscas, arenas y fangos variolados (14). Plioceno inferior.

Estos materiales se situan discordantes sobre diferentes términos del Precámbrico y Ordovícico. Rellenan las Cuencas o Cubetas de Piedrabuena-Bullaque, Porzuna y El Casarejo. Se encuentran en disposición subhorizontal o suavemente deformados, en la zona de Piedrabuena, como consecuencia de la actividad volcánica postalpina. Los afloramientos de esta unidad dan lugar a zonas deprimidas, frecuentemente fosilizadas por los materiales de la Raña, siendo escasos y parciales los cortes que permiten su estudio. Su espesor no excede de 20-30 m.

Está constituida por niveles decimétricos a métricos de conglomerados de cuarcita y cuarzo dominantes, con algunos clastos pizarrosos, que ocasionalmente presentan cemento ferruginoso. Tienen geometría tabular o suavemente canalizada con alta relación anchura/profundidad. Se intercalan entre fangos variolados, que pueden contener arenas e incluso grava dispersa, que se encuentra intensamente edafizados *(pseudogley)* y entre los que es frecuente la aparición de niveles decimétricos a métricos de arenas pardo rojizas y blanquecinas de grano medio a grueso. Estas arenas suelen presentar geometría canalizada y ocasionalmente organización interna asimilable a la de canales *braided.* Llegan a sustituir totalmente a los conglomerados que ocupan una posición marginal en las cubetas.

Se interpretan como depósitos de facies proximales y medias de abanicos aluviales. En la Cuenca de Piedrabuena pasan rápidamente en la vertical a

facies lacustres constituidas por calizas y margas.

Las arenas estudiadas microscópicamente son de grano medio subanguloso de cuarzo (algunos policristalinos), fragmentos de cuarcitas (10 %), trazas de pizarras o esquistos y cemento poropelicular de óxidos de hierro. La textura es de granos orientados con contactos tangenciales. En general presentan una mala clasificación granulométrica. Los accesorios principales son circón, turmalina y rutilo. Localmente algunos nieveles tienen matriz poropelicular de caolinita recristalizada y cemento local de cuarzo en crecimientos secundarios.

Se atribuyen al Plioceno inferior en virtud de los datos obtenidos en la realización de la Hoja de Ciudad Real (18-31), en donde estos materiales yacen bajo las calizas y margas que contienen en su techo el yacimiento Villafranquiense de las Higueruelas.

1.3.3. Calizas y margas (15). Plioceno inferior.

Solo se han localizado sedimentos carbonatados de edad pliocena en el extremo suroriental de la Hoja (Cuenca de Piedrabuena-Bullaque). Se situán bajo las coladas volcánicas del complejo de Piedrabuena.

El paso a las arenas, conglomerados y fangos variolados (14) es gradual y rápido, existiendo además cambio lateral de facies.

La unidad está formada por una alternancia irregular de capas decimétricas de calizas y margas blanquecinas y blanco grisáceas con un espesor máximo de 10-15 m en la Hoja.

Presentan microfacies de dismicritas con Ostrácodos y Algas y graveldismicritas con gravels y pisolitos algáceos. El medio de depósito se interpreta como correspondiente a un medio palustre-lacustre con esporádicos aportes detríticos, como lo revela la presencia de granos de cuarzo, feldespatos y fragmentos de cuarcitas, pizarras y rocas volcánicas en algunos niveles.

Por encima de estos niveles se situan los yacimientos villafranquienses de las Higueruelas y Valverde de Calatrava II (hoja 18-31: Ciudad Real), razón por la cual se atribuyen al Plioceno inferior.

1.4. ROCAS VOLCANICAS

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

Sin embargo, no es hasta bastantes años despues 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 peninsula 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 MESEGUER, 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 PARGA PONDAL (1935) se efectúa la primera caracterización geoquímica de estas rocas.

No existen trabajos posteriores sobre el vulcanismo de la zona hasta los de: MOLINA et al (1972) y MOLINA (1974 y 1975) que aportan nuevos datos sobre las relaciones entre rocas volcánicas y sedimentarias y el de IBARROLA y BRANDLE (1974) sobre su mineralogía y quimismo. En los últimos años la zona ha sido estudiada en detalle en diferentes trabajos: ANCOCHEA (1979), ANCOCHEA et al (1979), ANCOCHEA y DEL MORO (1980), ANCOCHEA y BRANDLE (1981) 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 Casas del Río se encuentra situada en el extremo noroccidental de la Región Volcánica Central española. En ella aparecen restos de cinco centros volcánicos, que se concentran en los sectores meridional y central de la Hoja.

1.4.1. Melilititas olivínicas y nefelinitas olivínicas (16 y 17)

Todos los afloramientos están constituidos esencialmente por rocas masivas lávicas, los productos piroclásticos, que se duda debieron existir, han sido erosionados en su mayor parte. En la actualidad solo se conserva la que debieron ser las chimeneas de los antiguos volcanes y , en algún caso, restos de pequeñas coladas.

El más importante y más septentrional es el Volcán de Valdelapedriza. En él puede observarse en la zona más elevada los restos de un centro de emisión principal, y, más al sur otro secundario alineado con el anterior según una dirección NNO-SSE. Se aprecian además dos coladas una que descendió hacia el oeste y otra hacia el sur .

En este resto de los centros solo se conserva la zona de salida con derrames de lava de escala entidad. En el borde oriental de la Hoja penetran además las coladas del Volcán norte de Piedrabuena.

Excepto el Volcán de El Pozuelo formado por melilititas olivínicas, todos

los demás, incluidas las coladas del borde oriental son composicionalmente nefelinitas olivínicas.

No existen tampoco restos de edificios ni productos hidromagmáticos tan frecuentes en otras zonas de esta Región volcánica, aunque si se ha observado la presencia de cráteres de explosión situados en estratos de Pochico y afectando a los materiales de la Raña.

1.4.2. Edad del Vulcanismo

De acuerdo con la datación radiométrica 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 –0,9 y –6,4 –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 –3,7 –0,7 y 1,75 –0,4 millones de años. Los edificios mejor conservados son sincrónicos con el depósito de las unidades detrítico-carbonatadas del plioceno superior (Villafranquiense inferior y medio basal), tal y como se deduce de las relaciones espaciales temporales 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.

Una de las dataciones K-Ar publicadas es de una muestra de el volcán de El Junquillo, situado al sur de esta Hoja. La edad obtenida es de 1,78 – 0,4 millones de años (ANCOCHEA y DEL MORO, 1980).

1.5. PLIOCUATERNARIO Y CUATERNARIO

Los principales trabajos sobre la sedimentación reciente próximos a la zona ocupada por la Hoja de Casas del Río se centran en el sector suroriental de los Montes de Toledo y Campos de Calatrava.

MOLINA (1974, 1975) centra su atención sobre las superficies de erosión encostradas que conforman la morfología de gran parte de los Campos de Calatrava y Llanura Manchega. Distingue dos niveles S1 y S2 entre los que sitúa los depósitos de la "Raña". Establece la secuencia de terrazas fluviales del Jabalón y Guadiana, la naturaleza y evolución de abanicos, glacis y coluviones así como las características de los suelos rojos mediterráneos presentes en la zona.

REDONDO y MOLINA (1980) estudian desde el punto de vista morfológico la Cuenca del río Bullaque diferenciando los sistemas de abanicos aluviales y

terrazas.

PEREZ GONZALEZ (1981) estudia y correlaciona las diversas superficies, glacis, terrazas, sistemas de abanicos y manto eólico en gran parte de la submeseta meridional, llegando a una precisa clasificación morfogenética del relieve cuaternario.

PORTERO et al (1985) realizan las Hojas MAGNA de Ciudad Real (18-31) y Daimiel (19-30), en las que se incluye un detallado estudio de las formas y depósitos plio-pleistocenos y cuaternarios y de la evolución del relieve de un amplio sector de los Campos de Calatrava.

1.5.1. Gravas, cantos y bloques de cuarcitas con matriz fangosa. Rañas (18). Gravas, cantos y bloques de cuarcitas. Coluvial (19). Plioceno superior-Pleistoceno inferior.

Los sedimentos pertenecientes a esta unidad son claramente extensivos sobre las formaciones detríticas del Plioceno inferior a los que se superponen en algunas de las cuencas intramontañosas existentes en la Hoja.

Estos materiales se sitúan sobre planicies con pendiente apreciable cuyo topónimo local: Rañas, ha dado lugar al nombre de esta formación en los Montes de Toledo. Es frecuente que la Raña (18) se adose a los relieves formados por los sedimentos cuarcítico areniscosos del Ordovícico inferior, que originan los resaltes estructurales más relevantes de la zona, existiendo una total continuidad entre ellas y los coluviones que tapizan las vertientes. Estos coluviones tienen morfología de glacis coluvial y se diferencian de la Raña por presentar un mayor tamaño de grano y morfoscopía más angulosa. Se han separado en la cartografía como coluviones (19) asociados a la Raña.

La Raña constituyen un glacis de pie de monte que se desarrolla a diferentes cotas en las distintas depresiones en que aparece: 700-600 m en el valle del río Guadiana, 620-560 m en la Depresión de Piedrabuena-Bullaque, y 700-620 m en la Cubeta de El Casarejo.

Está constituida por gravas, cantos y bloques de cuarcita y cuarzo, con matriz arenosa. Los tamaños máximos oscilan entre 20 y 40 cms en cuarcita, y el tamaño medio entre 3 y 10 cms. La morfoscopía es subangulosa-subredondeada. Los tamaños medios y máximo y la angulosidad aumenta hacia el pie de los relieves. Es característica la presencia de cantos con pátina ferruginosa de 2 a 5 cms de diámetro. El espesor de la unidad varía entre 5 y 15 m.

Regionalmente la organización interna de los materiales es asimilable a la existente en los *braided* de gravas. La Raña puede interpretarse pues como un conjunto de abanicos aluviales coalescentes formados por el apilamiento y migración lateral de canales *braided* cuya superficie al aire presenta una morfología de glacis de pie de monte. En la Hoja no es posible reconocer claramente

las estructuras sedimentarias y geometría de los sedimentos debido a los procesos edáficos con importante movilización de arcillas que afectan a casi todo el espesor de la formación.

Otro hecho de gran interés es la intensa y potente alteración existente en los materiales paleozoicos y precámbricos situados por debajo. Esta alteración puede alcanzar la decena de metros de profundidad. Las pizarras con *Neseuretus* del río Guadiana están transformadas a arcillas y limos de tono grises, violáceos, amarillentos y rojizos que sugieren una alteración en climas con una estación húmeda relativamente cálida.

MOLINA (1975) sitúa la Raña entre las dos superficies de erosión fundamentales de la Llanura Manchega atribuyéndole una edad Plioceno superior. PEREZ GONZALEZ (1981) establece que la edad de la Raña se sitúa entre –2 y –2,5 millones de años en el Villafranquiense superior próxima a límite plio-pleistoceno.

1.5.2. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limos. Abanicos aluviales (20). Plioceno superior-Pleistoceno y Conos de deyección (28). Pleistoceno-Holoceno.

Se han diferenciado en la cartografía un conjunto de depósitos formados por gravas y cantos subredondeados a subangulosos de cuarcita, cuarzo, areniscas cuarcíticas y localmente pizarras con matriz arenoso-limosa que corresponden a abanicos aluviales y conos de deyección.

Los abanicos aluviales (20) se sitúan en las salidas hacia las depresiones de los barrancos mayores. Los principales se sitúan al pie de la Sierra de Utrera, Cerro del Carrajón en el noreste de la Hoja, relacionados con los barrancos del Roblillo, Camellar y Media Legua. Tienen dimensiones kilométricas expandiéndose sobre la Depresión de Casas del Río (Porzuna-Malagón). En la Hoja de Piedrabuena (18-30) existen, al menos, tres etapas de formación de abanicos. La primera de ellas debe estar relacionada con el depósito de las Rañas por su posición geomorfológica (Barranco de Media Legua al pie del cerro del Cerrajón). Los abanicos del Roblillo y Camellar son claramente pleistocenos.

Los conos de deyección (28) tienen dimensiones hectométricas (ocasionalmente kilométricas). Se sitúan en las zonas de apertura de barrancos menores superponiéndose a terrazas o llanuras aluviales.

1.5.3. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limo-arcillas. Terrazas (21, 22, 23, 24, 25, 26 y 27). Pleistoceno.

MOLINA, PEREZ GONZALEZ y AGUIRRE (1972) localizan dos niveles de terrazas para el río Guadiana. Posteriormente MOLINA (1974, 1975) afirma que el río Guadiana en su recorrido por la Llanura Manchega, no presenta terra-

zas. Es a partir de lo que denomina zona de transición situada en la hoja 18-30: Piedrabuena y 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 la zona manchega sino de sus afluentes (Bañuelos, Jabalón y Bullaque) que atraviesan zonas paleozoicas. REDONDO y MOLINA (1980) señalan la existencia de vacios niveles de terrazas en el río Bullaque.

En la Hoja de Casas del Río se han cartografiado siete niveles correspondientes a los sistemas de los ríos Guadiana y Bullaque (junto con su afluente el Bullaquejo).

Están constituidas por clastos dominantemente cuarcíticos existiendo proporciones pequeñas de cuarzos y pizarras, que generalmente se concentran en los tamaños menores de la fracción canto, entre 2 y 6 centímetros. La matriz es de arena y limo, desarrollándose potentes suelos rojos con importante iluviación de arcillas.

La atribución cronológica de estos niveles se hace por correlación con los diferenciados en el Campo de Calatrava por MOLINA (1975) y PORTERO et al (1985).

Núm. de MAPA	GUADIANA	BULLAQUE	
21	60-65 m	56 m	Pleistoceno inferior
22	40-42 m	44 m	Pleistoceno inferior
23	20-22 m	22-25 m	Pleistoceno medio
24	15 m	12-14 m	Pleistoceno medio
25	12-14 m	8-12 m	Pleistoceno medio
26	6-10 m	5-8 m	Límite Pleistoceno med-sup.
27	2-3 m	2-3 m	Pleistoceno superior

1.5.4. Gravas, cantos y bloques de cuarcitas. Coluviones (29). Gravas, cantos y bloques angulosos de cuarcita. Pedreras (30). Pleistoceno-Holoceno.

En toda la superficie de la Hoja son muy frecuentes los recubrimientos coluviales (29) tapizando las vertientes de los cerros y sierras formadas por los niveles cuarcíticos del Ordovícico inferior. Su representación cartográfica es selectiva no habiéndose diferenciado en aquellas zonas en las que su delimitación dificultaría la interpretación de la distribución y estructura de los materiales hercínicos.

Están constituidos por gravas, cantos y bloques angulosos de cuarcitas y cuarzo y en menor proporción pizarras, con matriz de arena y limo-arcilla roji-

za. Suelen presentar un horizonte superior de espesor decimétrico (excepcionalmente métrico), de clastos angulosos que yace sobre un horizonte textural rojo (Bt), sin apenas cantos, situado sobre un encostramiento o nivel columnar o nodular. Presentan pefiles edáficos de tipo AB, Bt, Bca ó bien A, Bt. Cam. La existencia de dos etapas de formación de suelos rojos (MOLINA 1974, 1975) puede dar lugar a secuencias edáficas complejas en estos materiales. Por el grado de rubefacción y características de los cutanes, los suelos más antiguos deben pertenecer al Pleistoceno inferior, mientras que el horizonte de cantos es probablemente Holoceno.

En la cartografía se han separado las acumulaciones de cantos, gravas y bloques angulosos de cuarcita, sin apenas matriz, que dan lugar a los canchales o pedreras (30). Se sitúan preferentemente en las cabeceras o cuencas de recepción de los barrancos. Estan relacionados con fenómenos periglaciares, con disgregación mecánica por crioclastismo de las Cuarcitas Armoricanas, intensamente diaclasadas. Su edad es Holocena.

1.5.5. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limo-arcillas. Aluviales y fondo de valle (31). Holoceno.

En este apartado se incluyen los depósitos correspondientes a las llanuras aluviales de los ríos Guadiana y Bullaque, y sus afluentes así como los de los fondos de valle de las vaguadas y arroyos mayores.

Están formados por gravas y cantos redondeados de cuarcita y en menor proporción cuarzo y pizarra, con matriz de arenas y limo arcilla. En el horizonte superior dominan las arenas y limo-arcilla pardo grisáceas de inundación.

En las llanuras aluviales del Guadiana y sistema del Bullaque predominan los clastos cuarcíticos. Los fondos de valle tienen una composición más variable influida por la naturaleza litológica de las áreas que atraviesan, siendo frecuentes, según zonas, los clastos pizarrosos o de rocas volcánicas.

Su edad es Holocena.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA REGIONAL

La Hoja de Casas del Río está constituida fundamentalmente por materiales paleozoicos, y algunos depósitos sedimentarios y volcánicos cenozoicos y cuaternarios. Los primeros pertenecen a la rama meridional de la Zona Centro-ibérica de JULIVERT et al (1972). En la zonación clásica de LOTZE (1956) corresponden a la zona Luso-occidental-Alcudiense.

Los depósitos terciarios y cuaternarios y las rocas eruptivas asociadas pertenecen a la extremidad occidental de los Campos de Calatrava.

Los materiales más antiguos conocidos en la región son de edad precámbrica. Sobre ellos se dispone discordantemente el Ordovícico. El resto de la sucesión paleozoica alcanza hasta el Devónico superior, que ha quedado conservado en algunas estructuras sinclinales (Sinclinales de Almadén y Herrera del Duque).

La estructura principal es de edad hercínica, aunque durante el Precámbrico superior y el Cámbrico tuvieron lugar etapas de diastrofismo que se manifiestan actualmente como discordancias en el registro estratigráfico.

La estructura regional consiste en pliegues de dirección NO-SE a E-O con recorridos kilométricos afectados en mayor o menor grado por deformaciones tardías. Hacia el sector oriental de la región, donde se sitúa la Hoja de Casas del Río, el cuadro estructural varía, dominando un diseño de interferencia de domos y cubetas. Varios sistemas de fracturas completan el marco estructural.

Los materiales precámbricos y paleozoicos no han experimentado metamorfismo regional, manteniéndose en ambiente de anquizona.

Las intrusiones de granitoides tardihercínicos son prácticamente inexistentes, aunque en el Paleozoico inferior sí se conoce una actividad magmática de carácter efusivo.

Los materiales terciarios y cuaternarios se disponen discordantemente sobre el zócalo paleozoico. Su depósito está en relación con las etapas de tectónica extensional y vulcanismo que tuvieron lugar con posterioridad a la tectogénesis alpina en las Cordilleras Béticas y Celtibéricas.

Los trabajos de índole estructural centrados específicamente en la Hoja de Casas del Río son prácticamente inexistentes. Sin embargo esta zona forma parte de la región estudiada por ROIZ (1979) en su Tesis Doctoral. Esta tesis, junto con la de MORENO (1977), centrada en regiones más occidentales, constituyen la base del conocimiento estructural que se tienen actualmente de este segmento del Macizo Ibérico. Con posterioridad VEGAS y ROIZ (1979) y JULIVERT et al (1983) perfilan e integran regionalmente las conclusiones obtenidas en estos trabajos.

La tesis de PEREZ GONZALEZ (1981) y ANCOCHEA (1983) proporcionan asimismo datos valiosos para la interpretación de la evolución geotectónica regional durante el Neógeno y el Cuaternario.

Finalmente la ejecución de la cartografía geológica del Plan MAGNA de la mayor parte de las Hojas de la región por los equipos de C.G.S., Ibergesa y Minas de Almadén ha supuesto un notable avance en su conocimiento estructural.

2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

La estructura de la Hoja de Casas del Río está controlada por la naturaleza y disposición de los materiales que constituyen la pila sedimentaria y la secuencia y orientación de las fases de deformación que han efectado a este segmento de la Cadena Hercínica. Ambos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad.

2.2.1. Los materiales

Los materiales más antiguos son de edad precámbrica y constituyen una potente sucesión de pizarras y grauvacas, bien conocida a escala regional, que se comportan de manera homogénea frente a la deformación. La ausencia de marcadores dificulta el establecimiento de su estructura interna.

Discordante sobre el Precámbrico se dispone una serie de espesor superior a los 2000 m, de materiales paleozoicos que se ha deformado fundamentalmente mediante plegamiento. El estilo y la geometría de los pliegues varía en la vertical en función de la constitución litológica de los materiales. Hay dos tramos cuarcíticos, la Cuarcita de Canteras y, sobre todo, la Armoricana en los que predominan las capas competentes estratificadas en niveles centimétricos a métricos. Se deforman mediante plegamiento concéntrico, con deslizamiento de capa sobre capa *(flexural-slip),* como atestiguan las microestructuras (estrías y desplazamientos) de los interbancos. La amplitud y longitud de onda de los pliegues está condicionada por el espesor de las capas. El nivel de Cuarcita Armoricana, de unos 300 a 400 m de potencia, condiciona fuertemente toda la estructura del resto del Paleozoico, constituyendo el "esqueleto" estructural de la región.

Las alternancias de cuarcitas y pizarras de las "Capas Intermedias" del Ordovícico inferior y de las "Capas Pochico" son series estratificadas *("multilayers")* que se caracterizan por un plegamiento disarmónico controlado por el espesor de los bancos y el contraste de viscosidad entre litologías. Los pliegues suelen ser de tipo concéntrico con mayor o menor grado de aplastamiento. Aparece esquistosidad en los niveles pizarrosos y en las charnelas de las capas competentes. En los estadios iniciales del plegamiento también pueden generarse cuñas tectónicas *("tectonic wedges")* en las capas competentes.

Los tramos pelíticos ("Pizarras de *Neseuretus,* Pizarras intermedias") tienen un comportamiento incompetente. Aunque persiste el plegamiento concéntrico inicial predomina el aplastamiento, con tendencia al plegamiento similar. La esquistosidad puede estar generalizada.

La fracturación ha juzgado un papel muy importante en la estructuración de los materiales de la Hoja de Casas del Río, llegando en algunos sectores a obliterar a las estructuras de plegamiento. Los niveles cuarcíticos han tenido un comportamiento más frágil, y son los que actualmente muestran mejor los re-

sultados de las diferentes etapas de fracturación. Los niveles pizarrosos, por su mayor ductilidad con frecuencia absorben la deformación de manera continua, amortiguando las fallas. El mapa geológico y el esquema tectónico reflejan esta situación, con una gran densidad de fracturación en la Cuarcita Armoricana, algo menor en las alternancias, y baja densidad en los niveles del Ordovícico medio y superior.

2.2.2. Las fases de deformación

La estructura actual de los materiales paleozoicos de la Hoja de Casas del Río es el resultado de la superposición de varias fases de deformación que tuvieron lugar entre el Cámbrico y el Carbonífero.

Movimientos sárdicos. La existencia de deformaciones anteriores de plegamiento hercínico ha sido puesta de manifiesto por todos los autores que han trabajado en este sector de la zona Luso-occidental-Alcudiense (BOUYX, 1970; MORENO, 1977; ROIZ, 1979, etc.). Los movimientos sárdicos son los responsables de la marcada discordancia que separa los materiales ordovícicos de su sustrato.

En la Hoja de Casas del Río el Ordovícico inferior ("Capas intermedias" o "Serie Púrpura") descansa discordantemente sobre las capas del Vendiense inferior-Rifeense, conjunto inferior Precámbrico, en el extremo oriental del Anticlinal de Navalpino y en el Anticlinal del Bullaquejo. Sin embargo, en la vecina Hoja de Piedrabuena el Ordovícico inferior se apoya sobre una potente serie de sedimentos del Cámbrico inferior ("Areniscas de Azorejo", "Pizarras del Pusa"), como sucede en el sector de los Montes de Toledo. Falta, pues, una serie de al menos un millar de metros. Este dispositivo sugiere la existencia de una importante falla de zócalo, de rumbo NO-SE a NNO-SSE, que actuó entre el Cámbrico medio y el Ordovícico inferior elevando el bloque occidental.

En sectores situados más al oeste la Serie Púrpura muestra importantes variaciones de espesor. Se apoya sobre los materiales precámbricos, que frecuentemente presentan una tectónica de tipo "serpenteante", lo que indica que tenían una fuerte inclinación previamente a su deposición aunque esta inclinación no es atribuible exclusivamente a los movimientos sárdicos pues regionalmente se conoce también la existencia de una discordancia intraprecámbrica y otras en la base del Cámbrico.

La existencia de pliegues sárdicos es conocida en la región (ver, en especial, MORENO, 1977). La interpretación de estos pliegues así como la paleogeografía del Ordovícico inferior basal controlados por fracturas de zócalo sugieren una deformación en ambiente distensivo.

Deformación hercínica. La deformación hercínica es la principal responsable de la estructura de la zona.

La Primera Fase hercínica es la principal. Es una fase compresiva que origina pliegues, esquistosidad, cabalgamientos y fallas.

Los pliegues regionales tienen dirección ONO-ESE a este-oeste. Originalmente es posible que fueran pliegues cilíndricos, aunque actualmente presentan inmersiones de 20-30° e incluso mucho mayores por efecto de las deformaciones tardías. Los planos axiales son subverticales o ligeramente vergentes hacia el Sur. La geometría de los pliegues mayores de esta fase está muy modificada por el plegamiento y fracturación posterior.

En los niveles constituidos por cuarcitas o alternancias los pliegues generalmente son abiertos, angulosos, con flancos rectos y charnelas agudas. Los ángulos entre flancos varían entre 60° y 120°. En los niveles pizarrosos los pliegues son más apretados. En el primer caso predominan los tipos 1B y1C definidos por RAMSAY (pliegues concéntricos a pliegues concéntricos aplastados). En el segundo predominan los tipos 1C. En algunos niveles de alternancias se observa que ciertas charnelas se han desarrollado a favor de la posición de las cuñas tectónicas formadas por imbricación de las capas competentes mediante fallas inversas, en un estadio temprano del plegamiento. La esquistosidad se desarrolla cuando la composición litológica lo permite. Suele aparecer en las alternancias y en los niveles pizarrosos ordovícicos. Es una esquistosidad de plano axial con orientación primaria ONO-ESE y buzamientos de subverticales a 60-80° en ambos sentidos. En los niveles pelíticos es una pizarrosidad bien desarrollada *(slaty cleavage),* mientras que en los niveles más competentes presenta refracción y se manifiesta como una esquistosidad espaciada *(spaced cleavage)* o esquistosidad grosera *(rough cleavage)* que generalmente se inicia en la charnela de los pliegues. Tanto en macro como en micro pliegues es característica la disposición en abanico, que suele ser convergente.

Otras estructuras atribuibles a la primera fase de plegamiento hercínico son las fallas inversas desarrolladas en los flancos cortos de algunos pliegues anticlinales. Son fallas de rumbo ONO-ESE (100°) con buzamientos de 60°-70° hacia el norte y un salto de hasta 500 m.

La Segunda Fase de deformación hercínica se caracteriza por las modificaciones que induce en las estructuras generadas durante la primera fase. Esta fase origina macropliegues de rumbo NE-SO, cruzados con respecto a las anteriores, que dan lugar a una interferencia de tipo 1 de RAMSAY, en domos y cubetas. Los micropliegues atribuibles a esta fase no son frecuentes, pero cuando se encuentran se muestran como pliegues concéntricos y abiertos, de rumbo alrededor de 050.

Regionalmente esta segunda fase de deformación se caracteriza por presentar estructuras y direcciones variables de unos puntos a otros de este segmento de la Cadena, manifestándose bien como una fase de plegamiento homoaxial y retrovergente con respecto a la primera, bien como una fase oblicua, y finalmente en la región oriental como una fase de plegamiento ortogonal y de fracturación que origina una estructura de domos y cubetas (ROIZ; 1979: JULIVERT et al, 1983). Esta variabilidad espacial posiblemente se deba a la manifestación en cobertera de la reactivación de desgarres de zócalo durante la segunda compresión hercínica. ROIZ (1979) ya propuso un modelo de este tipo para explicar la estructura del sector de Ciudad Real-Puertollano.

La fracturación tardihercínica. En la Hoja de Casas del Río hay una importante red de fracturación afectando a todas las estructuras de plegamiento que se aparta del modelo convencional de fracturación tardihercínica establecido para la mayor parte del Macizo Hespérico. Sin embargo las condiciones de afloramiento dificultan el establecimiento de las relaciones entre las diferentes familias de fallas y su funcionamiento.

Las fallas de rumbo ONO-ESE (100^{o}) parecen ser las más antiguas. Son subparalelas a los pliegues de primera fase y su componente principal es inverso con vergencia hacia el Sur. Son escasas. Las más abundantes y de mayor recorrido son las que tienen rumbo ENE-OSO a E-O (70^{o}-80^{o} a 90^{o}). Son fallas kilométricas, que forman un sistema muy denso, con geometría anastomosada. Muestran movimientos de desgarre e inverso, con vergencia hacia el Sur. Los desplazamientos que producen en los pliegues de primera fase sugieren una componente de desgarre senestral, elongando los pliegues y girándolos hacia la dirección E-O.

Las fallas de dirección NE-SO (40^{o} a 60^{o}) tambien son relativamente abundantes y parecen estar estrechamente relacionados con el sistema ENE-OSO a E-O.

Finalmente hay una familia de fallas NO-SE (140^{o} a 170^{o}), con menor desarrollo.

La disposición de la trama de fracturación sugiere que las fallas ENE-OSO pudieron generarse como fallas inversas en relación con la segunda fase de plegamiento, pasando progresivamente a actuar como desgarres senestrales, durante la etapa de fracturación tardihercínica al mismo tiempo que las familias 40^{o}-60^{o} y 140^{o}-170^{o} actuaban como desgarres senestrales y dextrales, respectivamente.

Deformaciones alpinas y postalpinas. La ausencia de registro sedimentario impide precisar las características de las deformaciones que afectaron a esta región durante el Mesozoico y el Terciario. Estas deformaciones se debieron manifestar principalmente mediante la reactivación de las fallas hercínicas y tardihercínicas. Las deformaciones que muestran los materiales pliocenos en Hojas

vecinas y la actividad volcánica durante el Neógeno superior se enmarca en un contexto de tectónica distensiva controlado fundamentalmente por las fallas del zócalo hercínico. En la Hoja de Casas del Río la distribución de centros de emisión muestra una estrecha relación E-O y ENE-OSO.

2.2.3. Dominios estructurales

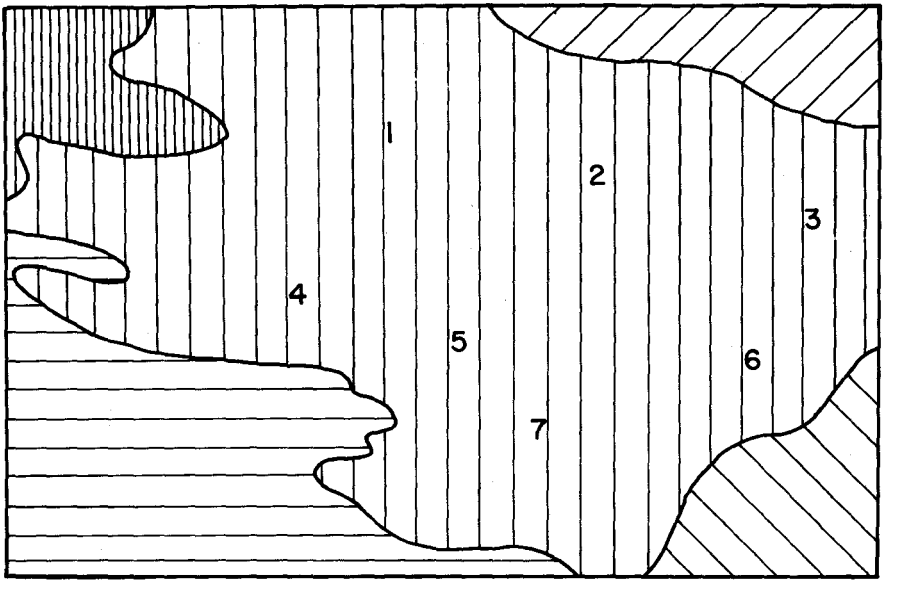
Desde un punto de vista descriptivo se han diferenciado cinco dominios estructurales en la Hoja de Casas del Río.

En la figura 3 se muestra su distribución, y en la núm. 4 se presenta un esquema estructural de la Hoja omitiendo los recubrimientos recientes. La información sobre la geometría de las estructuras se completa en los dos cortes geológicos que acompañan al mapa geológico. Los dominios estructurales establecidos son:

- El cierre oriental del Anticlinorio de Navalpino.
- El Sinclinorio de Porzuna.
- El Sinclinorio de La Puebla de Don Rodrigo.
- El Sinclinorio de Piedrabuena.
- El dominio de Domos y Cubetas del Bullaque.

El cierre oriental del Anticlinorio de Navalpino está situado en la esquina NO de la Hoja. El Anticlinorio de Navalpino es una estructura regional de rumbo ONO-ESE vergente hacia el SO, con su núcleo ocupado por materiales precámbricos.

Estos niveles precámbricos afloran escasamente en el sector más noroccidental. Aunque la falta de marcadores y los recubrimientos impiden precisar su estructura interna en las Hojas de La Puebla de Don Rodrigo (757) y Villarta de los Montes (734) a nivel de afloramiento son frecuentes los pliegues de tipo 1C, apretados, de rumbo transversal a las direcciones estructurales de la primera fase hercínica y fuerte inmersión. En principio estos pliegues precisan una dirección de acortamiento casi E-O, y no es posible por el momento establecer con certeza si son pliegues prehercínicos deformados posteriormente o si se originaron durante la deformación varíscica. Las "Capas intermedias" del Ordovícico inferior se apoyan discordantemente sobre el Precámbrico, y presentan una esquistosidad grosera de rumbo ESE-ONO que buza 60^{o} a 80^{o} hacia el NE, señalando el plano axial de pliegues concéntricos del mismo rumbo. La refracción es muy manifiesta en los niveles más competentes. Localmente se puede observar otra esquistosidad, S_2, de rumbo NE-SO, que buza unos 60^{o} hacia el NO espaciada y discontinua. Esta esquistosidad se atribuye a la segunda fase de deformación hercínica, causante de las macroestructuras transversales.



ESCALA
0 5 10

Cierre Oriental del Anticlinorio de Navalpino

Sinclinorio de Porzuna

Sinclinorio de la Puebla de D. Rodrigo

Sinclinorio de Piedrabuena

Domos y Cubetas del Bullaque

1 : Cubeta de Casarejo

2 : Domo del Bullaque

3 : Cubeta de Horniasaltas

4 : Domo de Valdelapedriza

5 : Cubeta de Valgorrillo

6 : Anticlinal del Bullaquejo

7 : Domo de Valdelamadera

Fig.-3 DOMINIOS ESTRUCTURALES DE LA HOJA DE CASAS DEL RIO

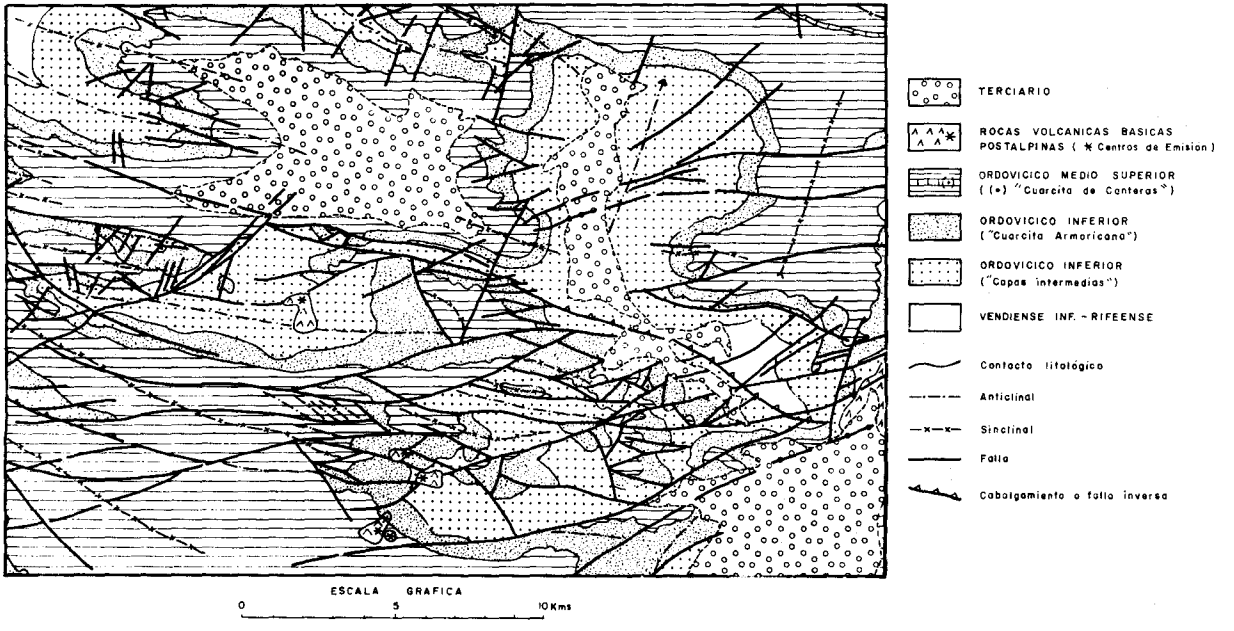


Fig.-4 MAPA TECTONICO DE LA HOJA 758, CASAS DEL RIO

Como límite de este dominio se ha utilizado la "Cuarcita Armoricana" que díbuja una serie de repliegues menores de rumbo ESE-ONO, de primera fase hercínica, afectados por fracturas tardihercínicas longitudinales y transversales.

El Sinclinorio de Porzuna. Este dominio ocupa la parte nororiental de la Hoja, y en sentido estricto corresponde al flanco meridional de dicho sinclinorio.

El Sinclinorio de Porzuna es la prolongación oriental del Sinclinal de Guadarranque-Gualija. Esta macroestructura, hacia su parte oriental, está afectada por la interferencia de los pliegues transversos de segunda fase, y su núcleo, enmarcado por el nivel de la "Cuarcita Armoricana", está ocupado en gran parte por depósitos Terciarios y Cuaternarios. En la Hoja de Casas del Río solo aflora una parte del flanco sur de esta estructura. Su geometría queda definida por el nivel de la "Cuarcita de Canteras", que dibuja el núcleo de un sinclinal de primera fase de rumbo casi E-O y vergencia hacia el sur.

El Sinclinorio de la Puebla de Don Rodrigo es otra macroestructura regional que tiene su cierre en la Hoja de Casas del Río. La geometría del sinclinorio, que tiene unos siete kilómetros de anchura queda definida por el nivel de la "Cuarcita Armoricana". Su rumbo es ONO-ESE a E-O, con vergencia hacia el sur. Es una estructura de primera fase.

En el flanco septentrional la "Cuarcita Armoricana" de las Sierras de Puerto Quemado y Sierra Larga presenta buzamientos altos, 60^{o} a 90^{o}, lo que contribuye a simular un aspecto de pliegue "encofrado". En realidad se trata del flanco corto de una macroestructura vergente hacia el SO. En flanco sur está representado únicamente por los pequeños afloramientos de "Cuarcita Armoricana" del ángulo SO de la Hoja.

El núcleo del sinclinorio está ocupado por niveles pizarrosos del Ordovícico medio muy cubiertos por depósitos recientes, con pliegues menores de tipo concéntrico vergentes hacia el SO, y esquistosidad buzando hacia el norte en general con valores altos (45^{o} a 80^{o}). Localmente se encuentran pliegues decamétricos de segunda fase, de rumbo NE-SO, que ocasionan figuras de interferencia.

La Sierra de la Sierpe es un afloramiento de "Cuarcita Armoricana" que aparece en la parte central del sinclinorio. Corresponde a un repliegue anticlinal fallado por su flanco sur, de manera que la "Cuarcita Armoricana" cabalga a las "Pizarras de *Neseuretus*" mediante una falla inversa de rumbo NO-SE, separando dos sinclinales. Hacia el este esta estructura es relevada por un anticlinal.

El cierre del sinclinorio por el este (Cerro de Porzuelo, Cerro de Despeñaperros) aparece trastocado por un haz de fracturas de dirección ENE-OSO a E-O, que atraviesa toda la Hoja de Casas, produciendo numerosas complicaciones locales. Estas fallas , que presentan con frecuencia disposición anstomosada, son

patentes en los niveles cuarcíticos y no tanto en los tramos pizarrosos; alguna de ellas lleva asociada mineralizaciones que han sido objeto de laboreo.

El Sinclinorio de Piedrabuena. Está situado en el ángulo SE de la Hoja. Es una estructura de tipo cubeta originada por la interferencia de pliegues de dirección ONO-ESE y NE-SO que se desarrolla de manera más completa en la vecina Hoja de Piedrabuena. El núcleo de la estructura está ocupado por las alternancias y pizarras del Ordovícico inferior y medio, que en la Hoja de Casas del Río aparecen casi totalmente cubiertas por depósitos terciarios y cuaternarios y materiales volcánicos. El borde norte afectado por varias fallas ENE-OSO que han controlado la ubicación de los volcanes terciarios.

El dominio de Domos y Cubetas del Bullaque está situado en la parte central de la Hoja y es el que tiene una mayor extensión superficial. Esta dominio se singulariza por ser el resultado de la interferencia de dos fases hercínicas.

Las estructuras más antiguas son de rumbo ONO-ESE: el Sinclinorio de Guadarranque-Porzuna, el Anticlinorio de Navalpino-Ciudad Real y el Sinclinorio de la Puebla de Don Rodrigo-Corral de Calatrava. Son de primera fase hercínica. Sobreimpuesta a ellas aparece una importante deformación transversal que crea estructuras de rumbo NNE-SSO a NE-SO, originando una figura de interferencia de tipo 1 de RAMSAY, con un diseño de domos y cubetas en forma de "cartón de huevos". Hay que señalar que la segunda fase hercínica adopta esta disposición en la proximidad de una accidente de zócalo, posiblemente de rumbo NNO-SSE, que controló los movimientos sárdicos y debe estar situado entre la Hoja de Casas del Río y de Piedrabuena.

Este cuadro estructural se complica además por la existencia de una banda de cizallamiento regional de 6 a 10 kilómetros de anchura, que con rumbo ENE -OSO atraviesa la parte meridional de este dominio, trastocando y complicando notablemente la geometría de domos y cubetas.

En la parte septentrional del dominio y de oeste a este, aparecen sucesivamente (figura 3) la Cubeta de Casarejo, el Domo del Bullaque y la Cubeta de Horniasaltas, todas ellas dibujadas por los niveles de la "Cuarcita Armoricana" La primera está ocupada por niveles pizarrosos del Ordovícico, y en sus bordes oeste y norte todavía predomina el estilo de las estruturas de primera fase. El borde sur es una falla, probablemente la prolongación del cabalgamiento del Bullaquejo. El Domo del Bullaque es una hermosa estructura prácticamente circular, con el núcleo ocupado por las "Capas intermedias" del Ordovícico inferior. El Precámbrico no llega a aflorar o está cubierto por los depósitos terciarios. Es cortado por varias fallas ENE-OSO que lo atraviesan, de la misma manera que a la Cubeta de Horniasaltas, situada más al este.

Inmediatamente al sur de esta alineación de domos y cubetas hay otra, con disposición externa, formada por el Domo de Valdelapedriza, la Cubeta de

Valgarrillo y el Anticlinal del Bullaquejo. En los domos aflora el Ordovícico inferior ("Capas intermedias") y en la cubeta el medio ("Capas Pochico "). En esta banda la estructura de interferencia aparece más difuminada por efecto de la fracturación tardía. Merece destacarse el Anticlinal de Bullaquejo, que inicialmente correspondía a un anticlinal de primera fase, prolongación del Anticlinal de Navalpino, vergente hacia el SO y con un cabalgamiento en el flanco corto (Cabalgamiento del Bullaquejo) que hace aflorar a los niveles precámbricos. Estos materiales muestran una esquistosidad S_1 que buza 50^a a 70^o hacia posteriormente con componente de desgarre.

Finalmente en el sector meridional aparece el Domo de Valdelamadera, muy afectado por numerosas fallas de la banda de cizallamiento, y que queda enmarcado por dos áreas sinformes que se han descrito fuera de este dominio: los Sinclinorios de La Puebla y de Piedrabuena.

Depósitos y vulcanismos terciarios. Los depósitos terciarios aparecen preferentemente en depresiones localizadas en el Domo del Bullaque y las Cubetas de Casarejo y Piedrabuena. Se trata de sedimenttos pliocenos con disposición general subhoriental. No obstante pueden presentar algunas deformaciones, como en el borde norte de la Cubeta de Piedrabuena, asociadas a la proximidad de fallas tardihercínicas.

La mayor parte de los centros de emisión volcánicos se disponen alineados y en relación con fallas del zócalo paleozoico o en su prolongación. De la trama de fracturas descrita en el apartado 2.2.2. la familia ENE a E-O parece ser la que ha ejercido un mayor control sobre la actividad eruptiva, actuando durante el Neógeno superior como fracturas extensionales que permitieron el acceso del magma basáltico hasta la superficie. Sin embargo hay que destacar que a nivel de toda la provincia volcánica de los Campos de Calatrava la directriz principal del vulcanismo es la NNO-SSE, que coincide con la dirección de máxima concentración de centros de emisión basáltica (ANCOCHEA, 1982), y es la dirección de zócalo que controlaron los dispositivos paleogeográficos durante los movimientos sárdicos.

2.3. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

2.3.1. Tectónica hercínica y prehercínica

La deformación más antigua reconocible en la región es de edad intraprecámbrica, y afecta a los materiales que supuestamente constituyen el basamento de la Hoja de Casas del Río. Corresponde a la denominada discordancia Oretánica por SAN JOSE (1984), quien la identifica en el Anticlinorio de Navalpino.

Aunque tampoco aflora en la hoja también existe una discordancia entre el denominado "Nivel de Fuentes", situado en la base de la secuencia del Cámbrico inferior-Precámbrico ("Pizarras de Pusa") y el conjunto superior del Precámbrico. Esta discordancia está bien documentada en el sector de los Montes de Toledo, al norte de esta Hoja, SAN JOSE (1984) la atribuye a la fase Cadómica s.l.

El diastrofismo sárdico si ha quedado registrado en la Hoja de Casas del Río. Las capas basales del Ordovícico se apoyan discordantemente sobre el conjunto inferior del Precámbrico evidenciándose la existencia de una importante falla de zócalo. Tremadoc (?) y Cámbrico inferior son las edades límites de este evento tectónico, posiblemente de carácter extensional, siendo su edad más probable Cámbrico superior. Es notaria la coincidencia temporal de este suceso con la actividad ígnea que tiene lugar en las zonas internas de la Cadena (intrusiones de ortoneises).

Los criterios estratigráficos disponibles en la Hoja de Casas del Río tampoco suficientes para datar con precisión las deformaciones hercínicas, siendo necesario tener en cuenta los datos regionales. En el Sinclinorio de Herrera del Duque hay registrada una discontinuidad sedimentaria importante entre el Devónico inferior y el superior. Esta discontinuidad marca además el paso de una sedimentación de plataforma somera a otra de tipo turbidítico. Los sedimentos turbiditicos de edad Devónico superior-Carbonífero inferior son considerados como facies "flysch", esto es sedimentos sinorogénicos, en el conjunto de la Cadena Hercínica. Esta discontinuidad probablemente marca el comienzo de la deformación hercínica, que tendría lugar en el Devónico medio. Esta fase, generadora de estructuras en las zonas internas del orógeno, se manifestaría en esta zona como una discontinuidad estratigráfica.

El Devónico superior de los Sinclinales de Herrera y de Almadén está afectado por las estructuras de la primera fase hercínica identificada en esta región. En la última localidad citada el Estefaniense es además claramente postectónico, y la granodiorita de Fontanosas, postfase-1, ha sido datada en 302 $\mp$ 7 m.a., esto es Westfaliense superior (SAUPE, 1973). La edad de la deformación principal hercínica está situada pues entre el Devónico superior y el Westfaliense superior. Sobre la edad de la segunda fase de deformación hercínica no existen datos que permitan precisarla.

Además de una serie de fallas cuyo origen es claramente singenético con la deformación varíscica hay otras fracturas posteriores al plegamiento, clásicamente atribuidas a la fracturación tardihercínica. Por sus relaciones con la sedimentación permocarbonífera y con los granitoides tardihercínicos se les atribuye una génesis durante el Estefaniense y el Pérmico inferior. Originadas como fallas de desgarre sin embargo fueron reactivadas durante el Pérmico superior y el Trias, y como bien se ha documentado en áreas alpinas, durante el Mesozoico y el Terciario.

2.3.2. Tectónica alpina y postalpina

Las limitaciones impuestas por el registro estratigráfico obligan, de nuevo, a abordar la evolución geodinámica de este sector en un contexto regional más amplio.

En la región no existe registro sedimentario Finicretácico y Paleógeno-Mioceno inferior que permita reconstruir la sucesión de eventos tectónicos alpinos. En la llanura machega 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 las finioligocena y miocena inferior (Castellana y Neocastellana).

La deformación neógena parece derivarse de la reactivación de antiguas fracturas del zócalo en las que juegan un importante papel las direcciones submeridianas y las 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 (op. cit.) aboga por dos etapas distensivas fundamentales. La más antigua sería responsable de la apertura de las cuencas principales rellenas 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. En nuestra opinión dichas deformaciones están localmente relacionadas con al actividad volcánica: abombamiento y colapso de calderas, correlativos y subsiguientes a las erupciones.

3. GEOMORFOLOGIA

La Hoja de Casas del Río se sitúa en su mayor parte en un área de características propias conocida bajo el nombre de *Montes de Toledo,* cuyos principales rasgos fisiográficos vienen definidos por la existencia de sierras implantadas sobre materiales cuarcíticos del Ordovícico inferior, cuyos niveles de cumbres son la reliquia de una antigua superficie de erosión paleógena, separadas por cubetas y depresiones relacionadas con núcleos anticlinales o sinclinales rellenos de sedimentos pliocenos y/o pliocuaternarios. Existe una *Zona de Transición a los Campos de Calatrava* situados al este y sureste y ubicada en el cuadrante su-

roccidental de la Hoja con características parecida a las de los Montes de Toledo cuyo rasgo diferenciador es la aparición de relieves volcánicos producidos por la actividad ígnea postalpina típica de esta zona de la Submeseta meridional.

Desde el punto de vista geomorfológico podemos diferenciar las siguientes unidades:

- Las Sierras cuarcíticas.
- Las Depresiones.
- Los relieves volcánicos.

3.1. LAS SIERRAS CUARCITICAS

La Cuarcita Armoricana, y en menor proporción, los conglomerados y cuarcitas del Ordovícico inferior son los principales elementos litológicos constructores de los relieves serranos en el ámbito de la Hoja. Dan lugar a resaltes cuya orientación se encuentra condicionada por la estructuración hercínica y fracturación posterior. En la mitad meridional de la Hoja se reconocen alineaciones dominantes de dirección ESE-ONO y E-O, que se ven interrumpidas por efecto de una importante red de fracturación. En la zona septentrional las direcciones son variables con Sierras de tendencia sub-elíptica a sub-circular, como consecuencia de domos y cubetas debidas a la interferencia de las distintas fases de plegamiento hercínicos.

Dan lugar a las máximas alturas existentes en la Hoja con cotas comprendidas entre 945 m (Castro) y 800 m observándose una disminución de alturas hacia los valles del Bullaque y Guadiana.

Se conservan restos de una superficie de erosión antigua, desnivelada por fracturas recientes, en el tercio noroccidental de la Hoja, observable en la S^{a} de los Guindos (Gabrieles, 936 m) y Roca del Remero y Cerro de los Cubos (Castro, 945 m).

Las vertientes de las sierras cuarcíticas suelen estar regularizadas y tapizadas por importantes masas de derrubios de ladera o coluviones asimilables a glacis de vertientes de acumulación. Localmente, existen algunos barrancos o arroyos con escasa incisión lineal, en cuya salida se acumulan conos de deyección antiguos, de dimensiones hectométricas. Las cabeceras están ocupadas actualmente por canchales o pedreras de origen periglaciar por crioclastismo de las cuarcitas armoricanas intensamente fracturadas. Estas vertientes estan muy estabilizadas, como se deduce de la antiguedad de los suelos rojos que soportan. Tan solo las pedreras y barrancos constituyen procesos morfodinámicos activos en la actualidad.

3.2. LAS DEPRESIONES

Limitadas por las sierras paleozoicas y rellenas por materiales pliocenos y pliocuaternarios, su ubicación coincide con la de los principales cursos fluviales actuales.

Las más importantes son:

- Depresión de El Casarejo con orientación dominante E-O. Está situada en la zona centro-septentrional de la Hoja y ocupa una cubeta sinclinal rellena por sedimentos y materiales de Raña, actualmente drenada por el Arroyo del Puerto de las Tinajas.
- Depresión del Arroyo de la Madroña. Con orientación N-S se sitúa en el núcleo del Domo de El Bullanque. Su relleno es semejante al de la anterior.
- Depresión de Casas del Río (Cubeta de Malagón-Porzuna). constituye el borde meridional de una gran depresión que se extiende al norte de la Hoja entre las localidades de Porzuna y Horcajo de los Montes.

En ella localizan una serie de relieves residuales, debido a la existencia de niveles resistentes de la Cuarcita de Canteras. Se encuentra rellena por sedimentos depositados por una serie de abanicos aluviales plio-pleistocenos. Su orientación general es E-O, si bien al sur de Casas del Río se localiza una apófisis de la misma de dirección submeridiana relacionada con la Cubeta sinclinal de las Hornias Altas. Se halla drenada por el río Bullaque, que desarrolla un sistema de terrazas encajadas en la Raña.

- Depresión de Piedrabuena-Bullaque. Se localiza en al ángulo sur-oriental de la Hoja. Su relleno fundamental corresponde a sedimentos pliocenos y a niveles de terrazas cuaternarias. Un elemento diferenciador lo constituye la presencia de coladas volcánicas del complejo de Piedrabuena.
- Depresión del Guadiana. Con orientación dominante ONO-ESE ocupa el área sinclinal de Puebla de Don Rodrigo. En las Rañas pliocuaternarias se produce el encajamiento de las terrazas del Guadiana que generan un relieve en graderío.

3.3. LOS RELIEVES VOLCANICOS

La morfología vocánica imprime carácter a la Zona de Transición entre Montes de Toledo y Campos de Calatrava rompiendo la continuidad de las formas de origen estructural y de las superficies de erosión/acumulación.

Aunque 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" y "navas".

Existen centros de emisión en los que predominan las erupciones de tipo homogéneo o volcanes-cúpula formados por la acumulación de productos lávicos. Otro tipo de mecanismo eruptivo fuertemente explosivo da lugar a los cráteres de explosión que deforman los materiales de la rañas.

Correspondientes al primer tipo se reconocen en la zona meridional, los edificios volcánicos de Valdelapedriza, El Berrueco, El Junquillo y el Pozuelo, así como las coladas del complejo de Piedrabuena.

En cuanto a morfologías relacionadas con cráteres de explosión, se reconocen las depresiones existentes al sur del Cerro de Despeñaperros, junto a la Cª Nacional 430 (Km 194).

3.4. EVOLUCION DEL RELIEVE

MUÑOZ (1976) indica que las superficies de cumbres son testigos de lo que se podría definir como un "sistema de superficies estructurales derivadas" resultantes del arrasamiento de los niveles superiores, blandos y plásticos de la serie sedimentaria hasta alcanzar las duras y muy fracturadas cuarcitas arenigienses en las zonas de charnela de los anticlinorios. Por tanto, para este autor, la isoaltitud de los conjuntos montañosos de los Montes de Toledo no sería testigo del estadio final de un ciclo erosivo, sino de un momento en el continuo y complejo proceso morfogenético que los viene afectando desde su levantamiento orogénico. Este momento es aquel en el que la erosión pasa de actuar de una litología homogénea y blanda a otra litología dura bajo la que se encuentran niveles menos resistentes. Es decir, cuando debido a factores estructurales la acción erosiva pasa de un simple arrasamiento a iniciar el desmantelamiento de los anticlinorios.

Sin embargo la idea más generalizada es que la "superficie de cumbres" corresponde a un nivel de arrasamiento antiguo, (Finicretácico o Paleógeno), cuya degradación en época alpina genera el relieve apalachiense que caracteriza gran parte de los Montes de Toledo, Domo Extremeño y Campos de Calatrava, en el que el papel de la alteración que afecta al sustrato paleozoico es fundamental.

Así durante el Paleógeno y Mioceno inferior la región se vió sometida a intensos procesos de alteración química en condiciones de tipo tropical estacional (MOLINA et al, 1985), formándose los relieves residuales o *"inselbergs"*, en las cuarcitas del Ordovícico inferior, a cuyos pies se acumularon localmente corazas ferralíticas. La alteración de los materiales pizarrosos precámbricos y paleozoicos alcanzó varias decenas de metros de profundidad, dando lugar a materiales fácilmente erosionables, que fueron desmantelados durante el Mioceno y sobre todo en el Plioceno inferior (en la zona que nos ocupa) produciéndose el

relleno de pequeñas cuencas endorreicas intramontañosas, que finaliza con el desarrollo de una superficie de erosión tapizada por costras laminares hacia los -2,5 millones de años.

Con anterioridad al depósito de las Rañas y abanicos equivalentes se produce una nueva etapa de alteración química que se traduce en una intensa meteorización del sustrato, que en muchas zonas se suma a la alteraciones precedentes. Como consecuencia de desequilibrios tectónicos (Fase Iberomanchega II) se producen cambios de posición del nivel de base relativo provocando el encajamiento de esta unidad en las superficies anteriores. Los abanicos aluviales que conforman las Rañas, se depositan sobre la superficie alterada, colmatando las depresiones existentes entre los relieves. Este proceso da origen a formas extensas de glacis de pie de monte.

Posteriormente se produce el encajamiento de la red fluvial con desarrollo de terrazas y abanicos aluviales 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 Pliocena más superior y Pleistoceno inferior las más destacables desde el punto de vista morfológico.

4. PETROLOGIA DE LOS MATERIALES VOLCANICOS

En general, las rocas de esta región volcánica, son porfídicas con fenocristales omnipresentes de olivino y normalmente también augita, con una matriz que suele contener augita, minerales opacos, olivino y feldespatos o feldespatoides. Las diferencias entre unos tipos litológicos y otros radican fundamentalmente en la naturaleza o presencia de feldespatos y feldespatoides.

La clasificación de estas rocas dependerá lógicamente de estos minerales. Si solo contienen plagioclasa:basaltos; si solo 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-nefelínica, independientemente de la proporción relativa de ambos minerales, por considerar a la melilita como el mineral más característico petrogenéticamente.

La nefelina cristaliza muy tardíamente en todos estos tipos de rocas, de ahí que si la roca no es muy cristalina no suela aparecer (caso por ejemplo de las rocas piroclásticas). Ello hace que la mayor parte de las limburgitas sean equivalentes hipocristalinos de las nefelinitas olivínicas, que muchas melilititas olivínicas sean, en realidad, melilititas olivínico-nefelínicas y algunos basaltos olivínicos petrográficos correspondan realmente a basanitas.

4.1. MELILITITAS OLIVINICAS (16)

Son rocas porfídicas en las que el fenocristal más frecuente es el olivino idiomórfico con algunos golfos de corrosión. La augita es el otro fenocristal, también con hábito idiomórfico o subidiomórfico, zonada, con borde más rico en titanio y núcleo a veces rico en titanio y más raramente en sodio (augita egirínica).

La melilita aparece como microfenocristal, graduando su tamaño hasta el de la matriz. se presenta en secciones idiomórficas tabulares, con inclusiones que le proporcionan la característica estructura en estaca. Está siempre muy alterada a productos de color amarillento de baja o nula birrefringencia.

La matriz está compuesta por melilitita, augita, opacos y olivino. Existen pequeñas cavidades rellenas de ceolitas y carbonatos.

4.2. NEFELINITAS OLIVINICAS (17)

Son rocas porfídicas, en general holocristalinas, con fenocristales subidiomórficos de olivino y augita. Los de olivino están en ocasiones corroidos por la matriz y frecuentemente alterados a iddingita. Los de augita, raramente maclados, están normalmente zonados con borde habitualmente más rico en titanio y núcleo a veces enriquecido en titanio, otras en sodio (augita egirínica) y corroido; con frecuencia incluyen olivino.

En la matriz además de augita, opacos y olivino hay nefelina, normalmente intersticial y con hábito cuadrangular y localmente poiquilítica incluyendo al resto de los minerales de la matriz. Con frecuencia está alterada a ceolitas que aparecen también con carbonatos rellenando vacuolas e intersticios. El apatito es un accesorio siempre presente y la biotita frecuente.

4.3. GEOQUIMICA Y PETROGENESIS

Existen tres análisis químicos publicados de esta Hoja (elementos mayores y menores) cuyos resultados se recogen en la Tabla 1 (ANCOCHEA 1983 yANCOCHEA e IBARROLA, 1982).

Se trata de tres análisis de nefelinitas desde el punto de vista modal aunque dos de ellos (volcanes de El Berrueco y El Junquillo) son desde el punto de vista químico melilititas olivínico nefelínicas (ANCOCHEA, 1983) al poseer larnita normativa que equivale a melilita potencial; serían rocas por tanto intermedias entre nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas.

Son rocas muy parecidas química y petrológicamente con elevados contenidos en P_2O_5 y elementos incompatibles (La, Ce, Nb, etc.).

Considerando como magmas primarios, es decir formados por fusión parcial del manto superior sin haber experimentado procesos importantes posteriores

de diferenciación, los que poseeen valores de MG superior a 67 y contenidos en Ni entre 200 y 400 pp., los análisis 1 y 3 cumplen la primera condición y solo el primero las dos por lo que sería el único que puede considerarse primario.

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. Los procesos de extracción pueden valorarse entre un 5°/o y un 10°/o, con participación de olivino y clinopiroxeno.

Para los términos primarios, suponiendo que se hubieran formado a partir de un manto con diferentes modelos composicionales, el paso de melilititas 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 efectua a partir del P_2O_5 (suponiendo que se comporta como elemento totalmente incompatible), dichos grados de fusión pueden estimarse entre un 3,5°/o y un 6°/o para las nelilititas olivínicas, 4,5°/o a 6,5°/o para melilititas olivínico nefelínicas, 5,5°/o a 7,5°/o para nefelinitas olivínicas, 6°/o a 9°/o para basanitas y 6,5°/o a 10°/o para basaltos (ANCOCHEA, 1983).

Un modelo de difusión parcial en equilibrio de una única fuente de peridotita granitífera enriquecida en elementos incompatibles, con respecto a los valores condríticos, 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, 1150°-1250°C con contenidos elevados de H_2O en el manto y, en el caso de las melilititas olivínicas además CO_2, 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 Casas del Río corresponde al extremo noroccidental y en ella solo aparece nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas.

Esta distribución encaja perfectamente en el modelo de ANCOCHEA (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 la 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 volcánicas, formadas por menor fusión y/o mayor profundidad, mezcladas con los basaltos y basanitas puede justificarse por una

TABLA 1. ELEMENTOS MAYORES, MENORES, CARACTERISTICAS NORMATIVAS CIPW

Num.	1	2	3
SiO_2	40,89	39,25	39,81
Al_2O_3	11,00	11,98	11,59
Fe_2O_3	7,93	6,57	4,04
FeO	3,80	5,51	7,17
MgO	11,53	10,76	11,39
CaO	13,39	14,44	13,73
Na_2O	3,61	3,75	3,78
K_2O	0,93	1,70	1,67
MnO	0,17	0,22	0,15
TiO_2	3,33	3,51	3,06
P_2O_5	1,00	1,20	0,70
H_2O	1,33	1,13	1,73
CO_2	—	—	—
Total	98,91	100,02	98,82
Ba	754	795	843
Ce	86	105	106
Co	45	51	39
Cr	443	459	290
La	75	88	81
Nb	33	42	36
Ni	211	183	136
Rb	43	30	33
Sr	844	1.198	1.286
Y	23	34	25
Zr	271	297	227
Or	5,50	—	—
Ab	2,44	—	—
An	11,06	10,84	9,73
Le	—	7,88	7,74
Ne	15,23	17,19	17,33
Di	38.02	33,17	31,39
Ol	7,77	8,00	13,19
Ln	—	3,21	4,39
He	5,82	0,91	—
Mt	3,05	8,20	5,86
H	6,32	6,67	5,81
Ap	2,32	2,78	1,62
Ce	—	—	—
MG	68,07	65,58	68,07
Método	FRX	V.H.	FRX

1.- Nefelinita olivínica. Volcán de Valdelapedriza
2.- Melilitita olivínico-nefelínica. Volcán de El Berrueco
3.- Melilitita olivínico-nefelínica. Volcán de El Junquillo

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 dá una visión generalizada de la evolución geológica del sector, teniendo en cuenta la información obtenida en la realización de Hojas próximas del plan MAGNA y la derivada de la bibliografía existente.

La sucesión del Precámbrico superior y Cámbrico inferior presenta diferencias apreciables en las diferentes estructuras en que aflora, pero en conjunto pueden diferenciarse tres grupos deposicionales o unidades tectosedimentarias separados por discordancias (HERRANZ et al 1977, SAN JOSE 1984 y Grupo de trabajo MAYASA-IGME com. per.).

- Grupo inferior, del Domo Estremeño ó "Alcudiense inferior". Rifeense superior-Vendiense inferior.

  Discordancia Oretánica

- Grupo intermedio, de Ibor-Navalpino ó "Alcudiense superior", de edad Vendiense medio-superior.

  Discordancia Cadomiense

- Grupo superior, de Valdelacasa ó "Pusiense" y series del Cámbrico inferior (Azorejo, Navalucillos, etc.). Vendiense superior-Cámbrico inferior.

  Discordancia Sárdica

En el área ocupada por las Hojas de Castilblanco, Herrera del Duque, Puebla de Don Rodrigo y Casas del Río la sedimentación del Grupo inferior se realiza con ambientes de talud-cuenca con desarrollo de facies desorganizadas y facies turbidíticas de abanicos submarinos profundos, situándose las facies más distales hacia el norte. Estos materiales son posteriormente deformados depositándose el grupo intermedio discordante sobre los materiales anteriores, en ambientes de plataforma mixta terrigeno-carbonatada abierta hacia el este-sureste, mientras que en el Anticlinal de Valdelacasa (Hoja de Puente del Arzobispo) hay sedimentación de facies turbidíticas: Fm. Estomiza y Series del Villar del Pedroso y rio Uso probablemente equivalentes de las Series de Torilejo y Valdehornos del Anticlinal de Ibor (SAN JOSE,1984).Las deformaciones previas al depósito de la serie suprayacente, son de menor intensidad que las anteriores, si bien se detecta una discordancia angular entre los grupos intermedios y superior. La sedimentación de este último comienza localmente con el depósito de megaturbidíticas, relacionadas con eventos sísmicos (Nivel de Fuentes), continuando en un dominio de talud-plataforma, sometido a numerosas oscilaciones del nivel del mar, que pasa a facies más someras de plataforma terrígena y carbonatada durante el Cámbrico inferior (Formaciones Areniscas del Azorejo y Calizas de los Navalucillos o de la Estrella).SAN JOSE (1984) señala para el con-

junto Precámbrico superior-Cámbrico inferior, la existencia de una o varias cuencas con bordes activos cuyo relleno comienza por turbiditas y culmina con facies extensivas de plataforma somera, con varias reactivaciones que dan lugar a las discordancias citadas. Propone un modelo de ciclos sucesivos de fracturación-colmatición-extensión de facies someras, con predominio de movimientos en la vertical y episodios compresivos previos a cada etapa de fracturación distensiva, cada vez menos intensos a lo largo del tiempo, de los que el más importante es la fase de deformación sellada por la discordancia Oretánica.

Se tiene evidencia de que la sedimentación continuó durante el Cámbrico inferior en los Montes de Toledo (Formación Soleras y Cortijos del Marianiense y Bilbiliense más inferior). Posteriormente y hasta la discordancia de la base del Ordovícico tuvo lugar un intervalo (Cámbrico medio y superior) sin sedimentación o con sedimentación hasta un nivel desconocido, seguido de la erosión vinculada a los movimientos de la fase sárdica. Esta fase tectónica dió lugar a la formación de amplios pliegues de direcciones variables, sin desarrollo de esquistosidad en las Hojas de Espinoso del Rey (16-27) y Anchuras (16-28). Dicha fase se relaciona normalmente con una tectónica de carácter extensional acompañada de movimientos diferenciales de bloques corticales, si bien algunos autores abogan por una tectónica compresiva en relación con antiguas zonas de desgarres seguida de fracturación en régimen distensivo. El vulcanismo fisural, subaéreo y explosivo, de composición dacítica detectado en las proximidades de la discordancia entre la Formación Cortijos y la Serie Púrpura en la Hoja 18-29 (Malagón) (ROIZ 1979), estaría ligado a las primeras etapas de fracturación sárdica. Por otra parte la edad de estas deformaciones está comprendida entre el Cámbrico inferior y el Tremadoc, siendo la más probable Cámbrico superior, notablemente coincidente con la actividad ígnea en las zonas internas de la cadena (intrusiones de ortogneises).

El desmantelamiento de las estructuras generadas durante esta etapa da lugar a vacíos erosionales de diferente intensidad. Así los materiales del Ordovícico inferior se sitúan sobre diferentes términos del Cámbrico inferior y Precámbrico superior según zonas. En la zona estudiada la laguna estratigráfica de mayor amplitud se da en el sector ocupado por las Hojas de Castilblanco, Herrera, Puebla de D. Rodrigo y Casas del Río, en las que las Capas intermedias o Serie Púrpura yacen sobre materiales del Rifeense y Vendiense.

La sedimentación de las Capas intermedias (Hunnebergiense?-Arenig.) se realiza sobre un paleorrelieve, probablemente controlado por la tectónica sárdica, cuyas directrices fundamentales son ONO-ESE a NO-SE, como lo demuestran la existencia de áreas sin sedimentación, con acuñamiento de la serie sobre el paleorrelieve (Herrera del Duque), las direcciones de corriente paralelas y transversales al mismo y las variaciones de espesor y facies.

En conjunto hay una elevación relativa del nivel del mar que produce una megasecuencia transgresiva con *onlaping* sobre el paleorrelieve y aumento de la profundidad.

De muro a techo se pasa de barras arenosas y microconglomeráticas más o menos litorales (Piedrabuena, Casas del Río, Puebla de D. Rodrigo, Castilblanco, Anchuras, Espinoso del Rey y Puente del Arzobispo) e incluso fluviales o costeras (Herrera del Duque, sector sur de Castilblanco y oeste de La Puebla) a facies de plataforma marina somera próxima al nivel de base del oleaje de tempestad.

En los sectores donde faltan las Capas intermedias (Herrera del Duque), las Cuarcitas Armoricanas del Arenig yacen directamente sobre el Precámbrico mediante la discordancia angular, sin embargo en las demás zonas la concordancia entre las dos series del Ordovícico inferior es total. La "discordancia Ibérica" de LOTZE (1956) tiene pues el significado de una disconformidad o ruptura sedimentaria.

Lo más destacable de la cuarcita Armoricana es su gran extensión superficial que desborda los márgenes de sedimentación en megasecuencias *coarsening up,* así como su paso hacia arriba a sedimentos de plataforma dominada por el oleaje. (Alternancias de Pochico del Arenig-Llanvirn.). La existencia y constancia de las facies está relacionada con el carácter transgresivo de la unida en el contexto de un margen de cuenca extensivo. Las facies arenosas corresponden a barras depositadas en una plataforma somera por acción de corrientes inducidas por la mareas, vientos y oleajes. Se forman pues relativamente cerca de la costa y se desplazan hacia el continente a medida que asciende el nivel del mar. Las megasecuencias *coarsening up* deben relacionarse con progradaciones de las zonas arenosas de la plataforma sobre zonas más internas en períodos de gran aporte siliciclástico quizá relacionado con disminuciones de la velocidad de ascenso relativo del nivel del mar. Este dispositivo supone una cierta heterocronía de la Cuarcita armoricana y el diacronismo del límite entre esta y las Alternancias de Pochico que representarían emplazamientos más distales en los que el agente dominante de transporte y sedimentación son las tormentas.

En el Ordovícico medio y superior pueden reconocerse una serie de unidades tectosedimentarias definidas mediante ciclos "regresivos" o megasecuencias de somerización por avance y progradación de las áreas sublitoreles arenosas sobre la plataforma lutítica. Comienzan con depósitos de plataforma abierta y fondo anóxico evolucionando hacia facies arenosas sedimentadas por la acción de corrientes inducidas por las tormentas, que en el techo de las secuencias son más proximales con respecto a los campos de barras de mar somero de cuya destrucción proceden. El primer ciclo se desarrolla durante el Llanvirniense y Llandeilo inferior (Pizarras con *Neseuretus* y Areniscas de los Rasos). El segundo tienen una edad Llandeilo inferior-superior a Caradoc inferior (Pizarras Guindo o Botella, Serie de Transición y Cuarcitas Botella o de Cantera). El ter-

cero es más complejo y consta de dos subciclos; el inferior tiene edad Carodoc (Pizarras intermedias o de Cantera y Bancos mixtos) y el superior se desarrolla durante el Caradoc superior-Ashgill inferior (Parte superior pizarrosa de los Bancos mixtos y Calizas de urbana) (ver 1.2.11.). El límite entre estas unidades tectosedimentarias o megasecuencias es neto y la evolución de somerización paulatina lo que implica hundimientos de la cuenca o ascensos del nivel del mar relativamente rápidos. Durante el Ordovícico medio superior existe actividad volcánica con emisión de productos básicos de composición basáltica que se intercalan en las facies más profundas; frecuentemente en la base de las secuencias (vulcanismos del Llanvirn inferior en las Hojas de Puebla de Don Rodrigo y Casas del Río y del Caradoc inferior en la Hoja de Ciudad Real). Resulta sugestivo relacionar los ascensos relativos del nivel del mar con etapas de estiramiento cortical acompañadas de la salida de productos volcánicos basálticos fisurales.

En las Hojas de Piedrabuena y Casas del Río faltan los materiales paleozoicos situados por encima de los Bancos mixtos del Caradoc superior como consecuencia de los procesos erosivos posthercínicos (Mesozoicos y Terciarios). Sin embargo en el sector centro meridional del Campo de Calatrava (Hoja de Ciudad Real), en la región de Almadén y Sierra Morena Oriental se reconoce la existencia de los depósitos que constituyen el subciclo Caradoc superior-Ashigill y que culminan con la Caliza de urbana. Este subciclo presenta ciertas peculiaridades al producirse un cambio importante en la sedimentación 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 de edad intraashgilliense (próxima al límite Ordovícico-Silúrico) detectable en numerosos puntos de la Zona Centroibérica y Sistema Ibérico.

Esta disconformidad se manifiesta como una discordancia erosiva en las áreas sinclinales de Herrera del Duque y Guadarranque (Hojas de Herrera, Castilblanco y Puebla de Don Rodrigo) siendo la responsable de la laguna estratigráfica o vacío erosional que afecta a gran parte del Caradoc medio y superior y Ashgill inferior.

La sedimentación continua durante el Ordovícico más superior (Ashgill superior), Silúrico y Devónico del área de Almadén, en ambientes de talud y plataforma abierta que evolucionarían a facies más someras, produciéndose en estos tiempos la mayor actividad volcánica prehercínica de la región. Se trata de un vulcanismo de carácter explosivo y composición basáltica que alcanza su máxima intensidad en el Silúrico y Devónico inferior. En el Devónico medio y superior continua la actividad de este vulcanismo sinsedimentario evolucionando hacia términos más alcalinos y ácidos.

En el Sinclinal de Herrera del Duque (Hojas de Herrera, Castilblanco y La Puebla de D. Rodrigo) no existe vulcanismo de esta edad si bien los sedimentos incluyen fracciones finas asimilables a materiales volcánicos resedimentados.

La primera deformación hercínica tiene su manifestación en esta zona co-

mo una discontinuidad estratigráfica que da lugar a la laguna que afecta al Devónico medio. Esta fase sin embargo es generadora de estructuras en las zonas internas de la Cadena.

Regionalmente se conoce la existencia de Carbonífero preorogénico (Dinantiense) en el Sinclinal de Guadalmez y postorogénico (Estefaniense). La edad de la fase principal de composición hercínica, generadora de pliegues, esquistosidad, cabalgamientos y fallas debe situarse entre el Dinantiense y el Westfaliense superior (ver 2.3.). Las estructuras originadas se ven modificadas por una segunda fase, de intensidad variable y edad no precisada (Carbonífero superior?) a la que siguen la intensidad de los granitoides y fracturación tardihercínica (ver 2.2.).

La zona carece de registro sedimentario mesozoico, paleógeno y mioceno inferior-medio. Lo más probable es que durante estos tiempos la región estuviera dominada por los procesos erosivos, subsiguientes a las etapas de fracturación derivadas de la actuación de las fases alpinas (Castellana y Neocastellana) en las que jugó un importante papel la reactivación de los accidentes hercínicos y tardihercínicos.

De esta manera la superfie de erosión de cumbres debió terminar de construirse durante el Paleógeno. En el Paleógeno superior y Mioceno inferior? la región se vió sometida a intensos procesos de alteración química de origen tropical visible sobre los materiles paleozoicos. Al pie de los relieves residuales o *inselbergs* existentes se acumularon potentes corazas ferralíticas. La alteración de los materiales pizarrosos paleozoicos alcanzó varias decenas de metros de profundidad, observándose la existencia de contenidos relativamente altos en caolinita aún en los niveles más inferiores.

Sin embargo los ciclos sedimentarios observables en los rellenos continentales de las cuencas existentes en la Submeseta meridional, son correlacionables con la génesis, de extensas superficies de erosión en la Llanura Manchega. 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 Jucár y otras menores como los depocentros de Daimiel, Villarta de San Juan y Subcuencas de Alcolea y Corral de Calatrava 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-80^{O} a N-50^{O}) y las submeridianas (N-160^{O} a 180^{O}).

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

La historia geológica del vulcanismo de los Campos de Calatrava y zona de transición a la Llanura Manchega, comienza en el Mioceno superior, con emisión de un pequeño volumen, a partir de magmas básico-ultrabásicos y ultrapo-

tásicos, 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, —4,4 a —1,5 millones de años, el proceso de fusión parcial se fué generalizando abarcando una zona más amplia y superficial. En un principio el grado de fusión, relativamente bajo daría lugar esencialmente a melilititas olivínicas y 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 olivínicos. La atenuación hacia los bordes de la anomalía térmica, que al tiempo se hace más profunda, dá lugar en las zonas periféricas a menores grados de fusión y por consiguiente a magmas melilitítico olivínicos y nefeliníticos olivínicos (ANCOCHEA, 1983).

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

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

- Existencia de manto anómalo a nivel regional, que solo da lugar a vulcanismos 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 solo 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). 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 (PORTERO et al 1985). Con este mecanismo se justifica el ascenso de la astenosfera a partir del Mioceno superior (Tortoniense) 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 esfuerzo y accidentes preexistentes en relación con las fases tectónicas posteriores (Iberomanchegas), podrían explicar la discontinuidad zonal y temporal del vulcanismo Plioceno y Cuaternario de las regiones Central y Levantina españolas. La aparición del vulcanismo está en relación con grandes accidentes de zócalo de orientación NNO-SSE (160-170°) y con las fracturas hercínicas y tardihercínicas reactivadas paralelas al frente bético (familia de fallas ENE-OSO a E-O N70-80°).

Las Cuencas de Piedrabuena e internas de los Montes de Toledo se rellenan durante el Plioceno inferior mediante abanicos aluviales y facies fluviales que evolucionan localmente en el tiempo a facies lagunares y lacustres de carácter expansivo. Durante la sedimentación hay actividad volcánica con emisión de magmas de carácter básico-ultrabásico, alcalino y ultrapotásico dominantemente explosivos, con acumulación de potentes depósitos hidromagmáticos, intercalados en las series pliocenas en las Hojas de Piedrabuena y Ciudad Real.

La fase Iberomanchega I, en el límite Plioceno inferior-Pliceno superior es la responsable de la apertura del Corredor o Cuenca Manchega. 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 responsable de la ondulación regional que presentan los sedimentos. La actividad volcánica continua 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).

Los impulsos tectónicos de desnivelación macizo/cuenca continuan 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 Cuencas.

Durante el Pleistoceno se produce el encajamiento de la red fluvial, con formación de secuencias de abanicos aluviales y de terrazas. Estas últimas estan bien desarrolladas en el área del Campo de Calatrava y aguas abajo del mismo (Casas del Río, Puebla de D. Rodrigo) siendo sin embargo muy escasas en la Llanura Manchega.

Se tiene evidencia de que las erupciones volcánicas continuaron en le Campo de Calatrava después de la construcción de la superficie de la Raña 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.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja se han realizado explotaciones mineras de pequeño volumen que actualmente se encuentran abandonadas. Se trata de movilizaciones filonianas con plomo dominante. Muestran una paragénesis de pirita-galena con algo de blenda y calcopirita en cuarzo algo aboudinado, a veces con texturas fluidales y raramente brechoides.

Estan relacionadas con los materiales volcánicos piroclásticos intercalados en la serie pizarrosa del Llanvirn y con fracturas de direcciones N70 a N100E. Puede considerarse un *stock metal* de origen volcánico para estas mineralizaciones con recrecimiento en fracturas "hercínicas" o "tardihercínicas".

Las labores más importantes y la dirección de los filones son las de Colmenar de Velasco (N100E), Valzarzoso (N75E), Mina Sultana situada al norte del Cortijo de la Retama (N90E) y Morras de Chueca (N70°E a E-O). También aparecen otros indicios al sur de las Morras de Chueca en relación con fracturas de dirección N135E.

Existen indicios importantes de hierro-manganeso en masas cementando las brechas basales de las corazas ferralíticas (13) situadas al sur del Morro de las Doradas, en el borde sureste de la Hoja. También hay indicios de Fe-Mn en fisuras o pequeñas masas que impregnan la Cuarcita Armoricana o en delgados filones de cuarzo asociados a fracturas tardihercínicas.

Areniscas con lechos de minerales pesados (rutilo y circón, especialmente) son abundantes en varias formaciones ordovícicas, pero las capas más ricas suelen presentarse aproximadamente en el límite Arenig-Llanvirn en una extensión verdaderamente extraordinaria en el Macizo Armoricano (Francia), en la Sierra de San Pedro (Cáceres) y en Despeñaperros (Jáen), donde se conocen dos niveles de potencia métrica, uno a techo de la C. Armoricana o en "Porchico" y el otro, de excepcional riqueza a veces, en la base de las Pizarras del Llanvirn aunque de escaso o nulo interés económico en la actualidad debido a las dificultades de extracción, estas areniscas representan un considerable potencial en Ti-Zn y radiactivos (Th, U) presentes en la red del circón. En la Hoja se han reconocido areniscas con rutilo-circón, en la parte alta de las "Capas de Pochico". Forman algunos bancos de potencia métrico-decimétrica, con laminación y color gris-pardo. Su contenido en pesados es superior al 10°/o.

En la actualidad se explotan las graveras existentes en las terrazas bajas del río Bullaque, así como las arenas/gravas pliocenas infrayacentes, para su uso como áridos en la mejora o construcción de carreteras locales o pistas forestales.

Las Pizarras de *Neseuretus* alteradas bajo "Raña" se han explotado con fines cerámicos en las proximidades del borde sur de la Hoja, y en zonas colindantes (Luciana). Se trata de arcillas complejas, sericíticas, con illitas-canditas, caolinita y clorita en la fracción arcilla, y óxidos de hierro (hematites-goethita) en la escasa fracción gruesa, de origen meteórico en relación con las alteraciones preraña, a partir de soluciones agresivas circulando por fracturas en las pizarras.

6.2. HIDROGEOLOGIA

El conjunto litológico precámbrico-paleozoico presente en la Hoja es de escaso o nulo interés hidrogeológico, dada su impermeabilidad generalizada. Tan solo en algunas zonas muy fracturadas o diaclasadas pueden esperarse caudales muy modestos, para usos locales. La base de los coluviones de las sierras cuarcíticas, así como el conjunto basal, poco consolidado a veces, de areniscas y conglomerados del Ordovícico sobre las pizarras del Precámbrico, destilan una cierta humedad que es aprovechada para el ganado mediante la construcción "in situ" de balsas que la recogen.

Los materiales pliocenos existentes en las Cubetas de El Casarejo y Piedrabuena-Bullaque, por su porosidad son los más aptos, junto con los niveles de terrazas del Bullaque y Guadiana, para contener acuíferos de cierto interés, si bien en el caso de las terrazas se ve limitado por su escasa extensión, delgado espesor y presentarse colgadas.

Hay que señalar la existencia de fuentes agrías y hervideros como la de la Ermita de San Isidro, en el ángulo suroccidental del la Hoja relacionada con la presencia de hierro en corazas ferralíticas y sedimentos pliocenos y con el pasado volcánico de la región. Los hervideros son fuentes que llevan en disolución gran cantidad de anhídrido carbónico, que a veces se desprende de manera tumultuosa pareciendo hervir el manantial.

7. BIBLIOGRAFIA

AGUIRRE, E. (1971). "Datos para la historia terciaria del Campo de Calatrava". *Cuad. Estudios Manchegos,* nº 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-Pliestocene 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. Miscelanea Neógena, pp. 7-29.

ALBERDI, M.T., JIMENEZ, E., MAZO, A.V., MORALES, J., SESE, C. y SORIA, D. (1984). "Paleontología y biostratigrafía de los yacimientos Villafran-

quienses de las Higueruelas y Valverde de Calatrava II". (Campos de Calatrava. C. Real). Memoriapresentada a la Excma.Diputación de C. Real (en prensa).

ALDAYA , F., ARRIBAS, A., G. LODEIRO, F., IGLESIAS, M., M. CATALAN, J.R. y MARTINEZ GARCIA, E. (1973). "Presencia de una nueva fase de deformación probablemente perhercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica". *Studia Geologica* 6, pp. 29-48.

ALIA MEDINA, M. (1945). "Notas morfológicas de la región toledana". *Rev. Las Ciencias,* t. 10, pp. 95-113.

ALIA MEDIANA, M. (1963). "Rasgos estructurales de la Baja Extremadura". *Bol R. Soc. Hist. Nat.* 6, pp. 147-262.

ALIA MEDINA, M., CAPOTE, R. y HERNANDEZ ENRILE, J.L., (1971). "Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Cuidad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén)". *I. Congr. Hispano-Luso-Americano de G. Económica.* T. I, Sec. 1, Geolog. pp. 3-17.

ALMELA, A., ALVARADO, M., COMA, J., FELGUEROSO, C. y QUINTERO, J. (1962). "Estudio geológico de la región de Almadén". *Bol. IGME,* 73, pp. 195-327.

ALVARADO, A., y H. PACHECO, F. (1931). "Memoria explicativa de la Hoja geológica nº 784 (Ciudad Real). 1ª serie. *I.G.M.E.*

ALVARADO, A., y H. PACHECO, F. (1932). "Memoria explicativa de laHoja geológica nº 759 (Piedrabuena)". 1ª serie. *I.G.M.E.*

ALVARADO, A. y H. PACHECO, F. (1934). "Memoria explicativa de la Hoja geológica no 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. 1593-1604.

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 vulcanísmo de la Región Central Española". *Estudios Geológicos,* V. 35, pp. 131-135.

ANCOCHEA, E. y DEL MORO, A. (1981). 875r/86Sr. "Ratios of basaltic rock from Campos de Calatrava (Central Spain)". *Estudios Geológicos.* V. 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. nº 92.

ANCOCHEA, E. y BRANDLE, J. (1981). "Mapas de las características geoquímicas del vulcanismo de los Campos de Calatrava". *Pub. IV Asamblea Nac. Geodesia y Geofísica.*

ANCOCHEA, E. e IBARROLA, E. (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.)* nº 80, pp. 57-88.

ARBEY, F. y TAMAIN, G. (1971). "Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne)". *C. R. Ac. Sc. Paris,* (ser. D), 272, pp. 1721-1723.

BARD, J.P. (1965). "Introduction a la geologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hipothèse sur les caractères del'evolution geotectonique de cette chaîne". Rev. Geogr. *Phys. et Geol. Dyn.* 2ª ser, 7(4), pp. 323-337.

BARD. J.P., CAPDEVILA' R., MATTE, P y RIBEIRO, A. (1972). "Le precambrien de la Meseta Iberique". *Serv. Geol. Maroc.,* 236: 315-335.

BLATRIX, P. y BURG, J.P., (1981). "40 Ar – 39 Ar dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphisme and Cadomian arogeny". *N. Jb. Miner. Mh.* pp. 470-478. Stuttgart.

BOCHMANN, H.G., (1956). " Stratigraphie und Tecktonik der zentralen Extremadura in Bereich von Caceres und der Ostlichen Sierra de San Pedro (Spanien)". *Diss. Math Naturw. Fak. Univ. Münster.* pp. 1-195.

BONADONNA, F.P. y VILLA, J. M. (1984). "Estudio geocronológico del vulcanismo de Las Higueruelas". *I. Reun. Reg. Castilla-La Mancha* (Albacete).

BOUYX, E. (1963). "Extensión des terrains ante-ordoviciennes au sud de Ciudad Real". (Espagne Meridionale). *C.R. Somn. Geol. France,* pp. 339-341.

BOUYX, E. (1967). "Repartición vertical de pistas de trilobites en el Ordoviciense Inferior de la provincia de Ciudad Real". *Notas y Comunicaciones I.G.M.E.,* 99-100, pp. 177-180.

BOUYX, E. (1970). "Contribution a l'ètude des formations Ante-Ordovicienes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem. Inst. Geol. Min.* 73, pp. 1-263.

BOUYX, E. y SAUPE, F. (1966). "Precisións sur la limite Arenig.-Llandeilo dans l'ordovicien d'Almadén (Prov. C. Real, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Fr.* 263, serie D, pp. 321-323.

BRENCHLEY, P., ROMANO, M.y GUTIERREZ, J.C. (1985). "Proximal and distal Hummocky Cross-stratified facies on a wide ordovian 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.* nº 5, pp. 335-342.

CALDERON, S. (1905). "Los volcanes de España. Ensayo de bosquejo sintético" Bol. *R. Soc. Esp. Hist. Nat.* nº 5, pp. 335-342.

CAPOTE, R.; CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, Ma. J., MORENO, F., NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977). "The Precambrian in the Central part of the Iberian Massif". *Estudios Geol.* 33(4), pp. 343-355.

CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, Ma. J. (1975). "Las series anteordovícicas del Sistema Central". *Bol. Geol. y Min.*, 86, 6: 581-596.

CAPOTE, R., GUTIERREZ ELORZA y VEGAS, R. (1971). "Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E. de Cáceres". *Bol. Geol. y Min.*, 82 2; pp. 147-151.

CAPOTE, R. y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1971). "Los materiales preordovícicos de Despeñaperros (Sierra Morena Oriental)". *Estudios Geológicos.*, 27. pp. 64-76.

CRESPO, V. (1972). "La Reserva del valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena Central". *Bol. Geol. Min.* 83 (2); pp. 174-180.

CRESPO, V. y REY, J. (1972). "Contribución al estudio del Valle de Alcudia". *Bol. Geol. y Min.*, 82, 6; pp. 512-515.

CRESPO, V. y TAMAIN, F. (1971). "Mise en evidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l´Alcudien de la Sierra Morena Centrale (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272; pp. 688-690.

CROWE, B.M., 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.

DIEZ BALDA, M.A. (1980). "La Sucesión estratigráfica del Complejo Esquisto-grauváquico al sur de Salamanca". *Estudios Geol.* vol 36: pp. 131-138.

DIEZ BALDA, Mª. A., MARTINEZ CATALAN, J. R., GONZALEZ LODEIRO, F. y IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1977). "La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al sur de Salamanca". *Studia Geologia.* 12; pp. 91-108.

EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844). "Basaltos". *Semanario Pintoresco.* Madrid.

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.*

FERNANDEZ CARRASCO, J. y MOLINA, J. (1982). "Mapa Geológico de España 1:50.000 2ª Serie MAGNA". Memoria de la Hoja nº 782 (Valdemanco de Esteras). *IGME.*

FISHER, R.V. (1977). "Erosión by volcanic base-surge density currents: Ushaped channels. Geol. *Soc. Amer. Bull.* 88; pp. 1287-1297.
FONTBOTE, J. M. y JULIVERT, M. (1974). "The Precambrian of the Iberian Peninsula". Precambrien des zones mobiles de l´Europe. Conference de Liblice (1972). pp. 175-188.
FREY, F.A., GREEN, D. H. y ROY, S. D. (1978). " Intergrated models of basalt Petrogenesis. A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia, utilizing geochemical and experiental petrological data". *J. Petrology* 19; pp. 463-513.
GARCIA ABBAD, F.J. y MARTIN SERRANO, A. (1980). "Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Estudios Geológicos* 36; pp. 391-401.
GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963). "La existencia de pliegues en el complejo esquisto-grauváquico de la provincia de Salamanca". *Acta Geol. Hispánica.* 5, 4; pp. 105-108.
GARCIA SAN SEGUNDO, J., LORENZO, S. y VAZQUEZ, J. (1982). "Mapa Geológico de España 1:50.000", 2ª serie MAGNA. Memoria de la hoja nº 781. (Siruela). *IGME.*
GARZON-HEYDT. G. y GONZALEZ LODEIRO, F. y VEGAS, R. (1976). "Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español". *Studia Geológica,* 10; 7-16.
GEHRENKEMPEP, I. (1978). "Rañas and Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zenfralspanien". Institutes fur Physische Geographie der Freien-Universitat Berlin. Heft, 29;pp. 68-69.
GIL CID, M.D. (1970). "Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de los Montes de Toledo (Trilobites)". *Estudio Geol.* vol. 26; pp. 317-326.
GIL CID, M.D. (1971). "Nota sobre algunos Calymenaceos (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo (Trilobites)". *Estudios Geol.* 27; pp.317-326.
GIL CID, M.D. (1972). " Sobre algunos Calymeraceos (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo". *Estudio Geol.* vol. 28; pp. 98-101.
GIL CID, M.D. (1972). " Sobre los Phacopina del Ordovícico de los Montes de Toledo". *Estudio Geol.* vol. 28, pp. 143-153.
GIL CID, M.D., GUTIERREZ ELORZA, M., ROMARIZ, C. y VEGAS, R. (1976). "El Ordovícico y Silúrico del sinclinal del Guadarranque-Gualija". (prov. de Cáceres, España)". *Com. Serv. Geol. Portugal* 60; pp. 17-31.
GIL, I., JULIVERT, M. y MARTINEZ, F. J. (1983). "La evolución de la Cordillera Herciniana en el tiempo". *Libro Jubilar J. M. Rios.* IGME, pp. 607-612.
GIL SERRANO, G.,MONTESERIN, V., NOZAL, F. y PEREZ LLORENTE, F. (1984). "Fases de deformación y elementos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo". *I. Congr. Esp. Geol. Segovia.* Tomo II, pp. 27-47.
GOMEZ DE LLARENA, J. (1916). "Bosquejo geográfico-geológico de los

Montes de Toledo". *Trab. del Mus. Nac. Cien. Nat.* (Serie Geol.) 15, pp. 5-74.

GONZALEZ REGUERAL, J.R. (1920). "Estudio microscópico de algunas rocas basálticas de C. Real". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* nº 20, pp. 1-184.

GUTIERREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971). "Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E. de la provincia de Cáceres". *Estudios Geológicos,* vol. 27; pp. 177-180.

GUTIERREZ MARCO, J.C., CHAUVEL, J., MELENDEZ, B. y SMITH, A.B. (1984). " Los Equinodermos (Cystoidea, Homalozoz, Stelleroidea, Crinoidea) del Paleozoico inferior de Montes de Toledo y Sierra Morena (España)". Partes I-III. *Est. Geol.* V. 40; pp. 421-453.

GUTIERREZ MARCO, J.C., RABANO, I., PRIETO, M. y MARTIN, J. (1984). "Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la Zona Centroibérica (España)". *Cuad. Geol. Ibérica* 9; pp. 1-139.

HAFENRICHTER, M. (1979). " Palaontologische-okologische und lithofazielle untersuchungen des Ashgill-kalkes (Jungordovizium) in Spanien". *Arb. Palaont. Inst. Wurzburg* 3; pp. 1-139.

HAFENRICHTER, M. (1980). "The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain". Part II: The lower Ofdovician sequence of Celtiberia. *N. Jb. Geol. Palaont Abh* 160 (1); pp. 138-148.

HAMMAN, W. (1974). "Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien". *Senck Leth.* 55(1-5); pp.1-151.

HAMMAN, V. (1976). " The Ordovician of the Iberian Peninsula in: The Ordovician system" (M.G. Basset edit.). *Proc. Pal. Ass. Symp.* Birminham (1974). pp. 387-409.

HAMMAN, 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 ENRILE, J. L. y GUTIERREZ ELORZA, M. (1968). "Movimientos Caledónicos (fases Salaírica, Sárdica y Erica) en Sierra Morena occidental". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Gel.)* 66; pp. 21-28.

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. 96-114.

HERNANDEZ PACHECO, E. (1927). " Les volcans de la region centrale d´Espagne". *Bull. volcanologique* 4; pp. 1-267.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1932). "La región volcánica de Ciudad Real". *Publi. Soc. Geogr. Nac.* serie B, nº 3, pp. 154-213.

HERRANZ, P., SAN JOSE, M.A. y VILAS, L. (1977). " Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel". *Estudios Geol.* 33(4); pp. 327-342.

HOYOS, M., BONADONNA, F.P., ANCOCHEA, E., DE LA RUBIA, R. y MARFIL, R. (1984). "Características geológicas del yacimiento de las Higueruelas (Ciudad Real)". *1ª Reunión Reg. Cast. - La Mancha.* Albacete.

IBARROLA, E. Y BRANDLE, J.L. (1974). Estudio comparativo de melilititas en rocas ultramáficas de dos direrentes "provincias volcánicas españolas" *Pub. I. Congr. Nac. Geol. y Geof.* pp. 1291-1318.

IGME (1971-1972). "Mapa Geológico de España E: 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente, Hojas no 52 (Talavera de la Reina), 53 (Toledo), 60 (Villanueva de la Serena) y 61 (Ciudad Real).

JULIVERT, M. (1983). "La evolución sedimentaria durante el Paleozoico y el registro de la deformación en la columna estratigráfica paleozoica". *Libro Jubilar J.M. Rios,* IGME; pp. 593-601.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBERO, A. y CONDE, L.S. (1972). "Mapa Tectónico de la Peninsula Ibérica y Baleares E: 1/1.000.000, *IGME.*

JULIVERT, M., MARTINEZ, F.J. y RIBEIRO, A. (1980). "The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt". *Mem. B.R.G.M.* nº 108. Coll C 6, 26 Congr. Geol. Internat. Geologie de l´ Europe, du Précambriem aux bassins sedimentaires post-hercyniens, pp. 132-158.

JULIVERT, M. y MARTINEZ, F.J. (1983). "Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana". *Libro Jubilar J.M. Rios.* IGME pp. 612 -631.

JULIVERT, M. y TRUYOLS, L. (1974)." Nuevos datos sobre el Ordovícico del Sinclinal de Guadarranque (Cáceres)". *Breviora Geol. Astúrica,* 18; pp. 57-61.

JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1983). "El Ordovícico en el Macizo Ibérico". *Libro Jubilar J. M. Rios,* IGME; pp. 192-246.

JULIVERT, M., VEGAS, R., ROIZ, J. M. y MARTINEZ RIUS, A. (1983). "La estructura de la parte SE de la zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado". *Libro Jubilar J. M. Rios,* IGME, pp. 477-490.

LOTZE, F. (1956). "Das Prakambrium Spaniens". *N. Jb. Geol. Paleont.* 8, pp. 373-380.

LOTZE, F. (1958). "Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums Geologie", 7 (36) 727-750. Traducción J. Gómez de Llarena. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España,* 61, pp. 131-164.

LOTZE, F. (1960). "El Precámbrico en España". *Not. y Com. IGME, vol. 60,* pp. 227-239. Trad. J. G. Llarena.

LOTZE, F. (1966). "Prakambrium Spaniens". *Zbl. Geol. Palaont.* Teil 1 (5). pp. 989-1006.

LOTZE, F. y SDZUY, K. (1961). "Das Kambrium Spaniens. T. 1: Stratigraphie". *Abh. Akad. Wiss. Lit. Math. Naturw* 6, pp. 285-498. Trad. en Memorias IGME nº 75, pp. 1-256 (1970).

MACHENS, E. (1954). "Etratigraphie und Tecktonik der sudostlichen Iberis-

chen Meseta im Bereich des oberen Guadiana". *Diss. Math. Naut. Fak. Univ. Munster.* pp.1-173.
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* nº 103, pp. 1-119.
MARTIN ESCORZA, C. (1974). "Estudio geotécnico del Paleozoico inferior en los Montes de Toledo sur-orientales (Urda-Fuente el Fresno)". Tesis Doctoral. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid.
MARTIN ESCORZA, C. (1976). " Las Capas de Transición. Cámbrico Inferior y otras series preordovicicas (Cámbrico Superior) en los Montes de Toledo surorientales. Sus implicaciones geotectónicas". *Estudios Geol.* vol. 33, pp. 591-613.
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". *Estudios Geol.* vol. 33, pp. 57-80.
MOLINA, E. (1974). "Campos 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. Giencias U.C. Madrid. pp. 347.
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 CONZALEZ, A. y AGUIRRE , E. (1972). "Observaciones geológicas del Campo de Calatrava". *Est. Geol.* V. 27, pp. 3-11.
MOLINA, E., BLANCO, J.A., PELLITERO, E., CANTANO, M. y JORDA, J. (1985). "Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño". *Studia Geol. Salmant.* nº 20, pp. 115-126.
MONTESERIN, V. (1984). "Mapa Geológico de España 1:50.000 2ª serie. MAGMA. Memoria de la Hoja nº 682 (Sevilleja de la Jara). *IGME.*
MONTESERIN, V. y PEREZ ROJAS, A. (1984). "Mapa Geológico de España 1:50.000 2ª serie. MAGNA. Memoria de la Hoja 653 (Valdeverdeja). *IGME.*
MOORE, J.G. (1967),"Base surge in recent volcanic eruptione". Bull. Vol. 30, pp. 337-363.
MORENO, F. (1974). "Las Formaciones Anteorodovícicas del Anticlinal de Valdelacasa". *Bol. Geol. Min.,* 85, 4. pp. 396-400.
MORENO, F. (1975). "Olistostromas fangoconplomerados y "slump folds". Distribución de facies en las serie de transición Precámbrico-Cámbrico en el Anticlinal de Valdelacasa"(prov. Toledo, Cáceres y Ciudad Real).Estudios *Geol.,* vol. 31, pp. 246-260.

MORENO, F. (1977). "Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales". Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inédito.

MORENO, F. (1977). "Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico". *Estudia Geológica* 12, pp. 123-136.

MORENO, F. y GOMEZ PEREZ, J. (1984). "Mapa Geológico de España 1:50.000. 2a serie MAGNA". Memoria explicativa de la Hoja n. 683 (Espinoso del Rey). *IGME.*

MORENO, F. y VEGAS, R. (1976). "Tectónica de las series ordovícicas y silúricas en la región de Villanueva del Fresno (Badajoz)". *Estudios Geol.* vol. 32, pp. 47-52.

MORENO, F., VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976). "Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia Sárdica en el Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)". *Breviora Geol. Astúrica* 20 (1) pp. 8-16.

MUÑOZ JIMENEZ, J. (1976). "Los Montes de Toledo". *Rev. de Geografía de la Universidad de Oviedo.* Instituto J.S. Elcano (CSIC).

NOZAL, F. (1984). "Mapa Geológico de España 1:50.000. 2a serie MAGNA. Memoria de las Hojas nº 681 (Castañar de Ibor) y 708 (Minas de Santa Quiteria). *IGME.*

NOZAL, F.C. INSUA, M. (1982). "Mapa Geológico de España 1:50.000". 2ª serie MAGNA". Memoria de las Hojas nºs. 734 (Villarta de los Montes) y 735 (Fontanarejo). *IGME.*

PARGA, I. (1935). "Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica" *Trab. Mus. Nac. Ciencias Nat. (Ser. Geol.)* nº 40, pp. 1-174).

PARGA, J.R. (1971). "Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico". *Bol. Geol. y Min.* 82, 3-4, pp. 234-238

PARGA, J.R. y VEGAS, R.(1972). "Problems and discussion on Precambriam Series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula). *Geol. Rdsch.,* 61, 1, pp. 44-68.

PEREZ GONZALEZ, A. (1979). "El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos". *Trab. Neógeno-Cuaternario* nº 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. Univ. Complut. Madrid. pp. 1-787.

PIEREN, A. (1985). "Estudio estratigráfico de los materiales anteordovicicos del Anticlinorio de Agudo-Valdemanco y de los materiales paleozoicos de Sinclinal de Herrera del Duque. Tesis de Licenciatura. Dpto. Estratigrafía U.C. Madrid, pp. 1-221.

PORTERO, J. M., RAMIREZ MERINO, J.I. y ANCOCHEA, E. (1985). "Mapa Geológico de España 1:50.000. 2ª serie MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja nº 760 (Daimiel). *IGME* (en prensa).;

PORTERO, J. M. RAMIREZ MERINO, J. I., ANCOCHEA, E. y PEREZ GONZALEZ, A. (1985). "Mapa Geológico de España 1:50.000. 2ª serie MAGMA". Memoria explicativa de la Hoja nº 784 (Ciudad Real). *IGME* (en prensa).

PUSCHMANN, H. (1970). "Das Palaozoikum der nordleschen Sierra Morena an Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien)". *Geol. Dtsch.* 19 (3) pp. 309-329.

QUIROGA, F. (1880). "Estudio micrográfico de algunos basaltos de C. Real." *An. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* nº 9; pp. 1-161.

RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1955). "El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de los Montes de Toledo". *Not. y Com. del IGME,* vol. 40, pp, 53-87.

RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1955). "El Sinclinal del Guadarranque (Cáceres)". *Estudios Geológicos,* vol. 11; pp. 409-436.

RANSWEILLER, M. (1968). "Stratigraphie und tektonik der Extremadura im Bereich der orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Spanien)". *Diss. Math Natur. Fak. Univ. Munster,* pp. 1-100.

REDLIN, K. (1956). "Stratigraphie und Tecktonik in der mittleren Sierra Morena in Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)". *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster,* pp. 1-192.

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.

ROBARDET, M., VEGAS, R. y PARIS, F. (1980). "El techo del Ordovícico en el Centro de la Península Ibérica". *Estudia Geológica* 16, pp. 103-121.

ROIZ, J. M. (1979). "La estructura y la sedimentación herciniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano". Tesis Univ. Complutense Madrid, pp. 1-254.

SAN JOSE LANCHA, M.A. DE (1980). "Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Provincia de Ciudad Real y Badajoz)". Memoria final Beca Fundación Juan March. Madrid pp. 1-154 (inédito).

SANJOSE LANCHA, M.A. DE (1984). "Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino. (Badajoz y C. Real, España Central)". *Cuaderno de Geología Ibérica* nº 9, pp. 81-117.

SAN JOSE LANCHA, M.A. DE, PELAEZ, J.R., VILAS, L. y HERRANZ, P. (1974). "Las series ordovícicas y preodovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. y Min.,* 85 1; pp. 21-31.

SAUPE, F. (1971). "La serie Ordovicienne et Silurienne d´Almadén (prov. C. Real Espagne)". Point des connaissances actuelles. *Mem. B.R.G.M.* 73. pp. 355-365. Brest.

SAUPE, F. (1973). "La geologie du gisement de mercure d´Almaden". *Sciences de la Terre.* Mem. n^{O} 29, pp. 1-342.

SCHMITZ, H. y WALTER, R. (1974). "Das Kambrium und das Tremadoc der Iberischen, Halbinsed Bericht über neuere Untersuchungen (1965-1972)". *Zbl. Geol. Palaont.* Teil 1, Jh. 1974, 1-2; pp. 72-124.

TAMAIN, G. (1971)." L´ Orodovicien est marianique (Espagne)". Sa place dans la province mediterranéene. *Mem. B.R.G.M.* 73, pp. 403-416. Brest.

TAMAIN, G. (1972). " Recherches geologiques et minieres en Sierra Morena orientale (Espagne)". These Univ. Paris, Sud. (Orsay) 3, pp. 1-870.

TAMAIN, G. (1975). " El Alcudiense y la orogénesis Cadomiense en el sur de la Meseta Ibérica (España)". *T. I. Centenario Real Soc. Esp. Hist. Nat.1,* pp. 437-464.

VEGAS, R. (1968). Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura". *Estudios Geol.* Vol. 24, pp. 85-89.

VEGAS, R. (1971). "Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S. de España". El problema de la existencia de Cámbrico en el valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz. *Estudios Geol.* vol. 27, pp. 414-425.

VEGAS, R. (1974)." Repartición de las series anteordovícicas del SW de España". *Bol. Geol. y Min.* IGME. 85 (2); pp. 157-170.

VEGAS, R. (1975). "Wrench (Transcurrent) faults systems of the South Western Iberian Peninsula". Paleogeographic and morphostructural implications. *Geol. Runds.* vol. 64, no 1 pp. 266-278.

VEGAS, R., ROIZ, J.M. y MORENO, F. (1977). "Significado del Complejo esquistiso-grauváquico en relación con otras series "pre-arenig" de España Central". *Estudia Geológica* 12 pp. 207-215.

VEGAS, R., ROIZ, J.M. (1979). "La continuación hacia el E. de la estructura hercínica de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almaden (zona Luso-Oriental-Alcudiana)". *Tecniterrae* 28, pp. 1-5.

VILAS, L., HERRANZ, P., SAN JOSE, M.A. y PELAEZ, J.R. (1981). "El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior en el Sector Centro Meridional del Macizo Ibérico". *R. Acad. C. Ex. Fis. Nat. Programa Int. Correl. Geol.* pp. 76-93.

VILAS, L. PELAEZ, J.R. y ARCHE, A. (1979). "El Precámbrico del Anticlinorio de Ibor". Zona de la Calera (Cáceres). *Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat.* (geol.) 77, pp. 141-152.

WALTER, R. (1977) "Zwei geologische Traversen durch die südliche iberische Meseta, Spanien". *Münsters. Forsch. Z. Geol. u. Paläont.* 42, pp. 1-55.

WALTERS, A.C., FISHER, R.V. (1971). "Base surge and their deposits: Capelin hos and Taal Volcanoes", *Jour. Geophys. Research,* 76 pp. 5596-5614.

WEGGEN, K. (1955). "Stratigraphie und Tektonik der sudlichen Montes de Toledo (Spanien)". *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Münster.* 103 pp.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID