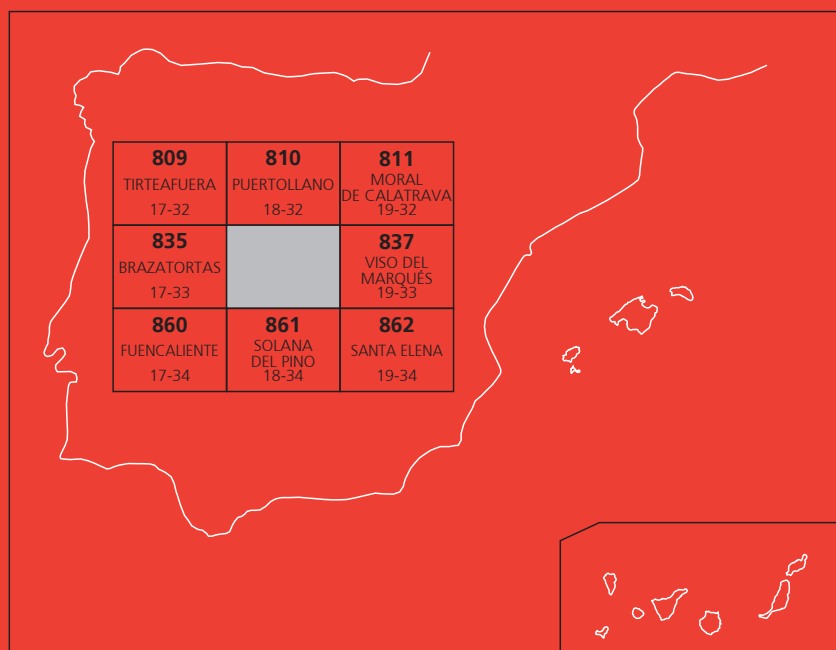




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



MESTANZA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

MESTANZA

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-16-009-3
ISBN: 978-84-9138-009-2
Depósito legal: M-15325-2016

Fotocomposición: Caramap Cartografía S. L.
Impresión: Copysell, S. L.

Las presentes Hoja y Memoria (Mestanza 836), han sido realizadas por la empresa CGS dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Cartografía y Memoria

- J. I. Ramírez Merino (CGS)
- F. Palero Fernández (MAYASA).
- A. Pieren Pidal (UCM).
- V. Monteserín (IGME)
- M. A. Nieto (CGS)
- A. Olivé Davó (CGS)
- M. J. Fraile (CGS)
- M. A. Otero Gonzalez (CGS)

Cuaternario y Geomorfología

- M. A. Nieto (CGS)
- J. I. Ramírez Merino (CGS)
- A. Olivé Davó (CGS)

Sedimentología

- A. Hernández Samaniego (CGS)
- C. Dabrio (UCM)

Coordinación y Dirección

- J. I. Ramírez Merino (CGS)
- A. Hernández Samaniego (CGS)
- V. Gabaldón (IGME)

Revisión para la edición (2014)

- L. M. Martín Parra (IGME)

Edición

- G. Romero Canencia (IGME)
- L. F. Miguel Cabrero (IGME)

Información complementaria

En la página web del IGME, dentro del apartado de Cartografía Geológica:

<http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx>, se puede consultar la información complementaria perteneciente a esta Hoja en formato pdf, que incluye:

- Fichas e informes de los estudios petrológicos de las muestras
- Columnas estratigráficas de detalle, álbum fotográfico, plano de situación de muestras e informes complementarios.

Todas las preparaciones: Láminas transparentes, levigados, celdillas, muestras de mano, macrofauna, etc..., relacionadas en la documentación de la presente Hoja, están disponibles para su consulta en el Área de Geología, Geomorfología y Cartografía Geológica previa consulta con E. Calvo García en la dirección de correo: e.calvo@igme.es

Í N D I C E

	Pag.
1. INTRODUCCIÓN	9
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. PROTEROZOICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR	12
2.1.1. Alternancias de grauvacas y limolitas en secuencias turbidíticas (5). "Alcudiense inferior". Rifeense superior-Vendiense inferior.....	14
2.1.2. Brechas intraformacionales de limolitas y grauvacas (6). "Facies desorganizadas". Alcudiense inferior, Rifeense superior- Vendiense inferior.....	16
2.1.3. Areniscas, limolitas y grauvacas (7). "Alcudiense superior", Vendiense superior-Cámbrico Inferior	17
2.1.4. Conglomerados polimícticos y areniscas grauvacúicas (8). "Alcudiense superior", Vendiense superior	21
2.1.5. Conglomerados, grauvacas y areniscas grauvacúicas (8a). "Alcudiense superior", Cámbrico Inferior.....	22
2.1.6. Dolomías y calcoesquistos (9). "Alcudiense superior", Vendiense superior	22
2.2. ORDOVÍCICO-SILÚRICO.....	23
2.2.1. Conglomerados oligomícticos (10). Conglomerado basal; Ortocuarcitas, areniscas y conglomerados (11). "Fm de Base". Tremadoc-Arenig inferior	25
2.2.2. Ortocuarcitas y areniscas (12). "Cuarcita Armoricana". Arenig inferior	27
2.2.3. Areniscas, ortocuarcitas y pizarras (13). "Estratos Pochico". Arenig inf	28
2.2.4. Pizarras y areniscas (14). "Pizarras del Río". Llanvirn- Llandeilo	30

2.2.5. Arenisca, pizarras y ortocuarcitas (15). "Alternancias de canteras"; areniscas, cuarcitas y pizarras (15a). "Alternancias del caño"; pizarras (15b). "Pizarras guindo" y Ortocuarcitas y areniscas (16). "Cuarcitas de Canteras" . Llandeilo	31
2.2.6. Areniscas y pizarras (17). "Bancos Mixtos"; Pizarras (17a). "Pizarras de Canteras" y calizas impuras (18). "Caliza Urbana. Caradoc-Ashgill	34
2.2.7. Pizarras ampelíticas (19). "Esquistos Chavera" . Ashgill-Llandovery.	36
2.2.8. Ortocuarcitas y areniscas (20). "Cuarcita del Criadero" .Llandovery.	36
2.2.9. Tobas volcánicas, areniscas y pizarras ampelíticas (21). "Alternancias Volcanosedimetnarias" . Llandovery-Wenlock	37
2.3. CARBÓNIFERO SUPERIOR	38
2.3.1. Pizarras, areniscas, conglomerados y carbón (22). Cuenca hullera de Puertollano. No aflorante	38
2.4. Terciario	39
2.4.1. Arcillas, limos, arenas y gravas (23). Plioceno	39
2.4.2. Calizas y margas calcáreas (24). Plioceno	40
2.5. CUATERNARIO	40
2.5.1. Rocas volcánicas.....	40
2.5.1.1. Basaltos (25). Coladas y Nefelinitas olivínicas (25a). Lavas. Plioceno-Pleistoceno	41
2.5.1.2. Basaltos (26). Piroclastos de caída. Plioceno-Pleistoceno	41
2.5.1.3. Cineritas con cantos de cuarcita y pizarras (27). Depósitos hidromagmáticos.....	41
2.5.2. Gravas y cantos subredondeados en matriz arcillosa y arenosa rojiza (28). Piedemontes. Rañas. Plioceno superior-pleistoceno inferior.....	42
2.5.3. Cantos angulosos y subangulosos en matriz areno-arcillosa (29). Glacis. Pleistoceno	42
2.5.4. Gravas, arenas, arcillas y limos (30,31,32). Terrazas. Pleistoceno medio-superior y holoceno.....	42
2.5.5. Cantos angulosos en matriz limo-arcillosa (33). Coluviones. Holoceno	42
2.5.6. Cantos y bloques con escasa matriz (34). Canchales. Holoceno	43
2.5.7. Fangos arcillo-limosos (35). Zonas endorreicas. Holoceno	43
2.5.8. Cantos en matriz areno-arcillosa (36). Conos de deyección. Holoceno	43

	Pag.
2.5.9. Cantos en matriz areno-limosa (37). Aluvial-coluvial. Holoceno.....	43
2.5.10. Gravas, arenas y limos (38). Fondo de valle. Holoceno	43
2.5.11. Escombreras (39). Actual.....	44
3. TECTÓNICA	44
3.1. TECTÓNICA PRE-HERCÍNICA.....	45
3.1.1. Tectónica intraprecámbrica.....	45
3.1.2. Tectónica de bloques pre-ordovícica	48
3.1.3. Edad de las deformaciones pre-hercínicas.....	49
3.1.4. Otros movimientos pre-hercínicos.....	50
3.2. TECTÓNICA HERCÍNICA	51
3.2.1. Primera fase hercínica (f-1)	52
3.2.1.1. Macroestructuras.....	52
3.2.1.2. Mesoestructuras	53
3.2.1.3. Estructuras menores y microestructuras.....	53
3.2.1.4. Mecanismos de deformación de la 1ª fase hercínica	55
3.2.2. Segunda fase hercínica (f-2)	56
3.2.2.1. Macroestructuras.....	56
3.2.2.2. Mesoestructuras	58
3.2.2.3. Estructuras menores.....	59
3.2.2.4. Mecanismos de deformación de la 2ª fase hercínica	59
3.2.3. Edad de las deformaciones hercínicas.....	60
3.3. MOVIMIENTOS TARDI-HERCÍNICOS Y POST-HERCÍNICOS	60
4. PETROLOGÍA	61
4.1. VULCANISMO SIN-SEDIMENTARIO	61
4.2. ROCAS FILONIANAS	62
5. GEOMORFOLOGÍA	64
5.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL	64
5.1.1. Formas estructurales.....	64
5.1.2. Formas volcánicas.....	65
5.2. ESTUDIO DEL MODELADO	65
5.3. LA EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	68
5.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	69
6. HISTORIA GEOLÓGICA	69

	<u>Pag.</u>
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	71
7.1. RECURSOS MINERALES.....	71
7.1.1. Minería	71
7.1.2. Canteras	77
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....	77
8. BIBLIOGRAFÍA	79

1. INTRODUCCIÓN

La hoja de Mestanza se sitúa en el extremo meridional de la meseta castellano-manchega y comprende parte de las comarcas ciudadrealeñas de Puertollano y del Valle de Alcudia. Morfológicamente responde a un relieve típicamente apalachiano, de amplias llanuras limitadas por sierras de poca altura, alineadas con rumbo general ONO-ESE. Sin embargo, las planicies se han visto modificadas por el encajamiento de los ríos Montoro y Fresnedas, que discurren respectivamente por la parte suroccidental y oriental del mapa.

Las unidades fisiográficas que de Norte a Sur constituyen la hoja son las siguientes:

La sierra de Mojina, que forma parte de la Sierra de Calatrava.

El valle del Ojailén, por donde discurre el río que le da nombre hasta su confluencia con el río Fresnedas.

El valle de Alcudia, comprendiendo su parte centro-oriental, por donde discurre el río Montoro.

La sierra de la Umbría de Alcudia, presente en la esquina SO del mapa.

Administrativamente la hoja comprende territorios de la provincia de Ciudad Real, con una densidad de población baja, entre 10 y 20 habitantes por Km² (DÍAZ MORENO *et al.*, 1990), densidad que se ve aumentada en la esquina NO por la proximidad de la población de Puertollano. Dentro del mapa se hallan los municipios de Cabezarrubias del Puerto, Hinojosa de Calatrava, Mestanza y Villanueva de San Carlos, además de la pedanía de El Villar y las aldeas de Belvís y La Alameda. Por otra parte, son relativamente frecuentes las casas aisladas y los cortijos, aunque por lo general están alejados unos de otros.

Las vías de comunicación que atraviesan la hoja son, en todos los casos, carreteras locales que sirven para unir los distintos núcleos de población con Puertollano. La más importante es la carretera que pasa por Mestanza y que se dirige hacia el Sur, dando comunicación con Andújar mediante una tortuosa ruta.

Desde el punto de vista geológico, la hoja de Mestanza se sitúa en la parte más meridional de la Zona Lusoorientaal-alcúdica de LOTZE (1945), incluida en la Zona Centroibérica, dentro de la subdivisión del Macizo Hespérico de JULIVERT *et al.* (1972), o dentro del dominio tectónico descriptivo de los Pliegues Verticales de DÍEZ BALDA *et al.* (1990). La hoja comprende una buena parte de dos grandes estructuras de esta región, que son el sinclinal de Puertollano y el anticlinal de Alcudia.

Las menciones más antiguas encontradas sobre la hoja de Mestanza pertenecen a MAESTRE (1836) y EZQUERRA DEL BAYO (1844). No hay que dejar a un lado las referencias indirectas realizadas por CASIANO DEL PRADO (1856) en su estudio de la comarca de Almadén, ni las de ámbito regional de CORTÁZAR (1880). Más tarde, con el descubrimiento y puesta en explotación de la cuenca hullera de Puertollano, de la cual una gran parte entra dentro de la hoja, aparecen varios trabajos entre los que merecen destacar el de GAMBOA y PACHECO (1923), y el de ALVARADO y MENÉNDEZ (1931).

Debido al interés minero que tiene la hoja de Mestanza, en el primer tercio de este siglo, el IGME acometió la realización de su estudio geológico, el cual aparece publicado en 1929

(ROSA *et al.*, 1929). Posteriormente, HERNÁNDEZ PACHECO (1932) describe con detalle los afloramientos volcánicos de la hoja dentro de su trabajo sobre el vulcanismo reciente del centro de España.

Después de esa época no se realizan avances de significación en la geología de la zona hasta el trabajo de REDLIN (1955), quien realiza un esquema geológico de la zona central del valle de Alcudia y de las sierras Meridionales, esquema en el que entra la hoja de Mestanza, y que supone el primer esbozo geológico válido de la comarca.

Durante los años 1969 a 1971 el IGME realizó varios trabajos de investigación en la Reserva del Valle de Alcudia, dentro de la cual se encontraba la hoja de Mestanza. En dicha investigación se realizaron numerosos trabajos de detalle dentro de la hoja; estos permanecen inéditos en el fondo documental del IGME. Una síntesis de estos trabajos fue presentada en las Jornadas Minero-Metalúrgicas de Cartagena de 1971 (CRESPO *et al.*, 1971). También en esas fechas aparece publicado el interesante trabajo de BOUYX (1970) que supone un importante avance en el conocimiento de las sucesiones infra-ordovícicas del sector meridional de la Zona Centroibérica. Parte de su trabajo está basado en un interesante informe de la geología de los alrededores de la mina Diógenes, situada en la esquina SO del mapa, el cual también se halla en el fondo documental del IGME (BOUYX, 1966).

Posteriormente aparecen otros interesantes trabajos sobre la geología del valle de Alcudia, cuyas conclusiones tienen especial relevancia en la hoja de Mestanza (CRESPO y REY DE LA ROSA, 1971; MORENO, 1977 b). En 1987 se presenta la memoria del proyecto, donde se incluyen trabajos realizados dentro de la hoja (ALMADÉN-IGME-ENCASUR, 1987), y más tarde, PALERO (1991) realiza un estudio integral de la comarca, donde se presenta un primer mapa completo de la parte central y oriental del valle de Alcudia, así como varios esquemas cartográficos de detalle en el sinclinal de Puertollano. Ha sido este trabajo el que ha servido de base para la realización de la presente hoja geológica.

La estructuración geológica de la hoja de Mestanza consiste en dos amplias bandas de rumbo ONO-ESE, que corresponden a dos macroestructuras hercínicas integradas esencialmente por materiales detríticos. Estas bandas aparecen divididas por la sierra cuarcítica de Puertollano, que atraviesa la hoja casi en diagonal NO-SE. Estas bandas son las siguientes:

La mitad nororiental de la hoja está formada por las rocas detríticas y volcanoclásticas del Paleozoico Inferior del sinclinal de Puertollano. Aparece limitada al Norte por la cuarcita ordovícica del anticlinal de Calatrava, y al sur por la mencionada sierra de Puertollano, que representa el flanco sur del sinclinal donde vuelven a surgir las cuarcitas ordovícicas. En el cuadrante Oeste se halla la cuenca hullera Estefaniense de Puertollano, que se prolonga en las vecinas hojas de Brazatortas y Puertollano. Todos estos materiales aparecen parcialmente recubiertos por una delgada cobertera de materiales terciarios y cuaternarios.

En la mitad suroccidental aflora una monótona sucesión grauváquico-pélica de rocas siliciclásticas del Precámbrico Superior. Estas rocas integran una buena parte del anticlinal de Alcudia y están limitadas por las cuarcitas ordovícicas de la sierra de Puertollano al Norte, y la sierra de la Umbría de Alcudia al Sur. Esta última apenas aparece en la hoja, ocupando una pequeña extensión en la esquina SO.

La principal etapa de deformación que ha afectado a los materiales estudiados ha sido la orogenia Hercínica, que dio lugar a los principales pliegues y a la esquistosidad dominante, estructuras cuyo rumbo general es ONO-ESE. Aparte de la tectónica hercínica se reconoce una deformación anterior que afecta exclusivamente a parte de las rocas precámbricas, cuyo significado y correlación con otras zonas será ampliamente discutido.

Por último, debemos señalar la presencia de materiales volcánicos cuaternarios que aparecen de forma esporádica. Estos materiales son de composición basáltica y pertenecen al vulcanismo de los Campos de Calatrava.

2. ESTRATIGRAFÍA

La sucesión estratigráfica de la hoja de Mestanza está formada básicamente por rocas detríticas, entre las que aparecen intercaladas esporádicos niveles volcanoclásticos y carbonatados. Estos materiales comprenden edades entre el Proterozoico Superior y el Carbonífero Superior-Pérmico Basal, a los que hay que añadir una delgada cobertera terciaria y cuaternaria, presente principalmente en la parte Norte de la hoja.

En la sucesión de rocas precámbricas y paleozoicas se reconocen 4 ciclos tectonosedimentarios bien diferenciados, separados por discordancias angulares y/o cartográficas. Dichos ciclos son los siguientes:

Ciclo inferior precámbrico (Rifeense?-Vendiense). Formado en un medio turbidítico que da lugar a una monótona sucesión de pizarras y grauvacas.

Ciclo superior precámbrico-cámbrico basal (Vendiense Superior-Cámbrico Inferior). Formado en un medio de plataforma, da lugar a una serie arenoso-conglomerática con escasas intercalaciones carbonáticas.

Ciclo Ordovícico-Silúrico (Ordovícico Basal-Wenlockiense). Formado en un medio de plataforma siliciclástica somera o poco profunda, que origina una importante alternancia de tramos ortocuarcíticos, pizarrosos y arenosos. Estas alternancias pueden ser ordenadas en unidades litoestratigráficas con buena representación cartográfica, que indican diversos estadios en la evolución sedimentaria de la cuenca. Intercaladas en la serie aparecen algunas rocas volcánicas y un nivel carbonatado muy característico.

Ciclo Carbonífero Superior (Estefaniense). Se trata de una serie conglomerática y detrítico-carbonosa post-tectónica que forma la cuenca hullera de Puertollano, y que puede alcanzar el Pérmico Inferior. Ocupa una cuenca sin-orogénica de tipo "pull-apart".

A estos cuatro ciclos sedimentarios hay que añadir la sedimentación terciaria y cuaternaria, que da lugar respectivamente a depósitos arcillosos y margosos, y coluvionares y aluviales. Estos materiales representan un escaso volumen en la hoja, pero tienen una cierta incidencia cartográfica en la parte más septentrional.

En su conjunto, la sucesión estratigráfica de la hoja de Mestanza no presenta notables diferencias con respecto a aquellas que afloran en toda la parte meridional de la Zona Centroibérica, por lo que resulta sencillo realizar correlaciones y comparaciones con otros puntos de la región.

2.1. PROTEROZOICO SUPERIOR- CÁMBRICO INFERIOR

El conjunto de materiales anteordovícicos (Precámbrico-Cámbrico Inferior) que aflora en el núcleo del anticlinal de Alcudia, se divide en dos unidades litoestratigráficas con rango de grupo o supergrupo, separadas por una discordancia angular y erosiva de extensión regional. Precisamente, es en esta zona del Valle de Alcudia, donde se realizó la división original y la propuesta de nombres, por lo que estos conjuntos se han denominado respectivamente "Alcudiense Inferior" y "Alcudiense Superior". Posteriormente dichos nombres han sido usados para identificar estas facies con validez regional, y, aunque no tienen connotación temporal, algunos autores sí se la han otorgado.

Se sabe de la existencia de la discordancia, que separa las dos secuencias ante-ordovícicas en el sector central-oriental del Valle de Alcudia ya desde hace bastante tiempo, en concreto la primera referencia conocida es la de REDLIN (1955), un discípulo de Lotze. Por la existencia de materiales carbonáticos en la secuencia superior, y la influencia de Lotze, Redlin consideró íntegramente al conjunto superior de edad Cámbrica en un principio, aunque esto contradecía la hipótesis de Lotze respecto a una continuidad sedimentaria entre precámbrico y Cámbrico en la Zona Lusoorientales-alcudica. Así en "El Cámbrico de España" (LOTZE, IGME 1970) aunque lo menciona en la bibliografía no lo menciona nunca en el texto.

BOUYX (1970), extrapola esta discordancia al anticlinal de Valdemanco (Valle de Esteras) y al valle del Tirteafuera (Anticlinal de Abenójar), y utiliza los términos de "pizarras en facies de Alcudia" y "Alcudien", así como el nombre de "Serie Superior Conglomerática" para el conjunto superior; como se verá dicho nombre es perfectamente aplicable al Alcudiense Superior de la Hoja de Mestanza.

Como resultado de una investigación en la reserva del Estado en el Valle de Alcudia, CRESPO y REY (1971), y CRESPO y TAMAIN (1971), hablan por primera vez de Alcudiense (término que fue luego adoptado por BOUYX y por TAMAIN), y lo dividen en dos conjuntos, correlacionando acertadamente el superior con intercalaciones carbonáticas, con la sucesión detrítico-caliza de Abenójar, que presenta potencias de carbonatos mucho mayores, incluso de 200 m. En estos momentos todavía no estaba clara la asignación del "Alcudiense Superior" al Cámbrico o al Proterozoico Superior. Sin embargo, estos trabajos ya dejan resuelta la problemática fundamental en el área de referencia; como consecuencia, en la Síntesis 1:200.000 (1ª serie, Hojas 52, 53, 60 y 61) se acepta de forma explícita tanto la existencia de la discordancia como la edad infracámbrica de los materiales a los que afecta.

Posteriormente, una polémica particularmente entre los mencionados trabajos de BOUYX y los nuevos de TAMAIN y OVTRACHT (1973), y de TAMAIN (1975), pone en duda la existencia de la discordancia entre ambos conjuntos, que supone separados simplemente por una disarmonía tectónica. Esta polémica hace que se dé en ciertos aspectos un paso atrás en el conocimiento de la zona, respecto a lo ya expuesto por CRESPO y REY (*op.cit.*).

La existencia de dicha discordancia, su edad intra-precámbrica y su carácter regional no queda de nuevo patente hasta transcurrido bastante tiempo, mediante varios trabajos publicados entre 1984 y 1988. En primer lugar, ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO (1983, publ. 1986) describen la discordancia intra-alcudiense en Abenójar, señalando las diferencias estructurales entre ambos conjuntos. Ésta es descrita en el Valle de Alcudia por PELÁEZ *et al* (1986) en la

parte centro-oriental del anticlinal de Alcudia, en la Hoja de Brazatortas, prácticamente en el límite occidental con la presente hoja de Mestanza. SAN JOSÉ (1984) la describe en Navalpino y propone un cuadro de correlación en el dominio de Montes de Toledo y Alcudia - Alta Extremadura en el que ya se avanzan las conclusiones de PIEREN (1985) que la describe más al Oeste en Agudo-Valdemanco. Luego PIEREN *et al* (1987) en el anticlinal de Agudo, NOZAL *et al* (1988 a y b) en el anticlinal de Ibor, y finalmente PIEREN y HERRANZ (1988) identifican y describen esta importante discordancia en el extremo occidental del anticlinal de Alcudia.

Los estudios más recientes sobre el Precámbrico de nuestra zona se deben por una parte a los trabajos fruto del proyecto “Hespérica”: AMOR y ORTEGA (1987), ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO (1987), GARCÍA SANSEGUNDO *et al* (1987), LORENZO y ÁLVAREZ-SOLÉ (1988). Este precámbrico fue también objeto del proyecto del C.S.I.C.-U.C.M., “Caracterización estratigráfica del Alcudiense Superior en el sur de la Meseta y sus relaciones con el Paleozoico” que pretendía caracterizar específicamente el Alcudiense Superior en la parte meridional de la zona Centroibérica: PELÁEZ *et al* (1988) describen la discordancia, estudian los carbonatos y proponen un modelo estratigráfico sucesivamente más complejo y elaborado de la evolución de la cuenca en la que se depositan los materiales del Alcudiense Superior, durante el Vendense Superior y el Cámbrico inferior (VILAS *et al* (1986 a y b), VILAS *et al* (1987), PELÁEZ *et al* (1989)), finalmente recogidos en SAN JOSÉ *et al* (1990).

Más recientemente, la relación estructural entre el Alcudiense Inferior y el Alcudiense Superior locales, es estudiada por PALERO (1993) quien hace dos descripciones detalladas de la discordancia intra-alcudiense en dos lugares de la Hoja de Solana del Pino, una de ellas en el mismo límite entre esta hoja y la de Mestanza. Previamente PALERO (1991) había realizado y recopilado una cartografía de esta zona del Anticlinal de Alcudia con motivo de su tesis doctoral, constituyendo uno de los antecedentes de mayor interés para el estudio de esta hoja. El estudio microestructural realizado por PALERO (1993), demuestra, como ya se había descrito en estructuras vecinas (ORTEGA y GONZÁLEZ-LODEIRO, *op. cit.*), que el Alcudiense Inferior presenta lineaciones de intersección y ejes de pliegues subverticales, mientras que el Alcudiense Superior presenta lineaciones de intersección subhorizontales. Esto implica una verticalización generalizada del Alcudiense Inferior anterior al depósito del Alcudiense Superior.

En el presente trabajo también se ha reconocido la discordancia que separa ambos conjuntos en varias nuevas localidades, entre las que destaca la del Arroyo del Venero, en el Cortijo Villalba, prácticamente en el centro del mapa.

En esta Hoja de Mestanza corresponden al Alcudiense Inferior las “alternancias de grauvacas y limolitas en secuencias turbidíticas” (5) y las “alternancias de grauvacas y limolitas; brechas intraformacionales” (6), que corresponden a un mismo conjunto estratigráfico de relativa monotonía litológica.

Por el contrario, los materiales del Alcudiense Superior son sumamente variables lateralmente y, se han dividido en cuatro unidades en función de su litología y posición estratigráfica. Corresponden al menos a una secuencia tectonoestratigráfica individualizada, limitada por discordancias y con posibles discontinuidades internas, cuya potencia sobrepasa los 1.100 m en el ámbito de la hoja. Como litología dominante se distinguen las “grauvacas, limolitas

y areniscas grauváquicas" (7) que incluyen por una parte las dolomías y calcoesquistos (9) que por su interés y escasez se han individualizado, y por otra los "conglomerados y areniscas grauváquicas microconglomeráticas"(8a) con los que también se intercalan. En esta hoja se han podido además individualizar los "conglomerados, grauvacas y areniscas grauváquicas" (8b) situados próximos a la parte más alta de la secuencia del Alcudiense Superior local. Términos aparentemente más altos, de edad posiblemente ya cámbrica inferior y que aparecen en la vecina hoja de Santa Elena (862), no afloran en esta hoja, o han sido erosionados previamente al depósito de los conglomerados basales del Ordovícico.

En las zonas más orientales del anticlinal de Alcudia, se observa en el Alcudiense Superior, la existencia de una gran cantidad de secuencias conglomeráticas. Estos niveles conglomeráticos son localmente característicos del Alcudiense Superior, no encontrándose ningún conglomerado reseñable en el Alcudiense Inferior de este entorno; lo mismo ocurre en el Anticlinal de Valdemanco, lo que llevó a BOUYX (1970) a denominar inicialmente el conjunto superior como "Serie Superior Conglomerática". Esta diferenciación establecida mediante la presencia de conglomerados entre Alcudiense Superior e Inferior es válida en las estructuras mencionadas, pero en otras estructuras ocurre lo contrario (GARCÍA-HIDALGO *et al*, *in litt*).

Los conglomerados del Alcudiense Superior, pierden potencia hacia el Oeste, al mismo tiempo que son sustituidos por areniscas grauváquicas y limolitas. Dentro de los límites de la hoja de Mestanza es donde mejor se observa este tránsito, ya que al Este, en las inmediaciones del Barranco de la Gargantilla, se encuentran aún los potentes paquetes conglomeráticos característicos de San Lorenzo de Calatrava (Estratos de San Lorenzo; hojas de Solana del Pino y Santa Elena), que se conservan aún bastante bien representados en la zona central de la Hoja, en las laderas próximas a la Laguna de la Alberquilla, pero que son sustituidos lateralmente por las facies arenosas con calcoesquistos y dolomías en la zona de Hinojosa de Calatrava y Cabezarrubias, en el límite Oeste de la Hoja.

2.1.1. Alternancias de grauvacas y limolitas en secuencias turbidíticas (5). "Alcudiense inferior". Rifeense superior-Vendiense inferior

Esta unidad, aún no subdividida pero cuyo rango es de grupo o supergrupo, está formada, en el ámbito del estudio, por grauvacas, micrograuvacas y limolitas. Se desconoce su base y su yacente, y en el área abarcada por esta hoja está exenta prácticamente de niveles guía, como pudieran ser gruesos y continuos niveles de grauvaca o bancos conglomeráticos. Otras litologías como pueden ser las pizarras ampelíticas son muy escasas aunque se han reconocido.

Se trata generalmente de una alternancia de niveles milimétricos o centimétricos de grauvacas, micrograuvacas y limolitas. En algunas ocasiones, los niveles basales grauváquicos (tramo a-b de una secuencia Bouma) alcanzan mayor potencia superando el metro, o los demás niveles de la secuencia son decimétricos. Generalmente los mejores afloramientos corresponden a aquellos niveles en los que predominan los bancos grauváquicos, por lo que se ha desarrollado menos la esquistosidad. Las secuencias más finas son prácticamente inabordables para un estudio estratigráfico convencional por su alto grado de deformación. El grado de metamorfismo es muy bajo situándose en la anquizona media y eventualmente en la anquizona superior.

La potencia de esta unidad es difícil de evaluar por la falta de niveles guía, el desconocimiento del muro y techo de la unidad, y su compleja deformación, pero se suelen contemplar valores que oscilan entre los 4000 y los 6000 m. La existencia de espesores mayores, pese a la gran extensión cartográfica de la unidad, no es avalada por los bajos valores de metamorfismo encontrados. Desde los trabajos de CRESPO y REY y CRESPO y TAMAIN (*op.cit.*) se denomina esta unidad regionalmente como "Alcudiense Inferior", tomando el nombre en esta zona del Valle de Alcudia. Recientemente también se han utilizado otros nombres como "Grupo Domo-Extremeño" en las publicaciones resultantes del proyecto "Hespérica" (ALMADÉN-IGME-ENCASUR, 1987), de las que podemos encontrar una visión general en ÁLVAREZ-NAVA *et al.* (1988). Dado que en el ámbito de esta hoja nos encontramos en su lugar de definición utilizaremos en lo sucesivo el término Alcudiense Inferior.

Los mejores afloramientos se encuentran en el Valle del Río Montoro, muy encajado respecto a la superficie de erosión, y la carretera Mestanza-Solana del Pino, que lo cruza por el embalse de Montoro. En este entorno, además del encajamiento de la red fluvial encontramos las facies de litologías más gruesas y bancos más potentes, lo que condiciona favorablemente la calidad de los afloramientos, que fueron estudiados con un enfoque sedimentológico y paleogeográfico por PUIGDEFABREGAS (1981).

En la misma carretera y próximos a la colada basáltica pliocuaternaria del Cortijo del Alhorín, que se encuentra al Sur del embalse, se reconocen secuencias muy finas, ampelíticas.

Las secuencias reconocidas corresponden al modelo de Bouma, generalmente secuencias incompletas; las más frecuentes son las secuencias truncadas ta-c y tb-d. Se reconocen dos asociaciones de facies: las primeras se caracterizan por tener un mayor desarrollo de los términos a, b y c, con bancos de grauvaca correspondiendo a los niveles a y b que superan el metro de potencia aunque los valores más normales varían entre 15 y 40 cm. Corresponden a las litologías más gruesas descritas en las proximidades del Río Montoro. Por otra parte, y con mayor distribución geográfica, tenemos las facies "finas", constituidas por alternancias de micrograuvacas y limolitas, milimétricas o centimétricas. Predominan las secuencias incompletas tc-e, tb-e e incompletas truncadas tc-d y tb-d. Éstas son más frecuentes en el borde septentrional de la unidad. Sin embargo, no está clara de momento la relación cartográfica entre los dos conjuntos de facies, por lo que no se puede precisar de momento su distribución estratigráfica.

Los dos tipos de asociaciones de facies descritos parecen corresponder a facies de lóbulos turbidíticos. No se han reconocido en esta hoja facies de interlóbulo también características de esta unidad en otros lugares del anticlinal de Alcudia y en otras estructuras (PIEREN y HERRANZ 1988). Se distinguen además intercalaciones de pizarras negras, y facies de talud. Estas últimas se han podido a veces diferenciar cartográficamente y se describen en el siguiente apartado.

Es difícil establecer con exactitud una edad para el Alcudiense Inferior, dada la práctica inexistencia de microfósiles. Tan sólo la presencia local (un sólo registro) de los acritarcos *Orygmato-sphaeridium* sp. y *Protosphaeridium* sp. (MITROFANOV y TIMOFEEV 1977 en SAN JOSÉ 1984) en esta zona del Valle de Alcudia, ha permitido su atribución al Rifeense en un sentido amplio (SAN JOSÉ 1983, 1984), sin que se pueda descartar la posibilidad de que

los niveles más altos alcancen el Vendiente Inferior dado el amplio rango de distribución de ambos taxones (SAN JOSÉ *et al* 1990).

Otros autores, (PALACIOS, 1989, 1993; VIDAL *et al* 1994) han propuesto una edad Vendiente Superior, para materiales supuestamente del Grupo Domo Extremeño del Anticlinal de Valdelacasa mediante acritarcos, negando en unos casos la existencia de una discordancia intra-alcudiense o sin contemplar su existencia. Más recientemente estos mismos autores (PALACIOS *et al.*, 1996), con base en niveles fosfatados de esta hoja de Mestanza, en el valle del Río Montoro, proponen que el límite entre el Vendiente Superior y el Cámbrico Inferior pudiese estar dentro del “Conjunto Alcudiense Inferior”, considerando ya el Alcudiense Superior en su totalidad como Cámbrico Inferior, en concreto desde el Nemakitense-Daldyniense (un nuevo piso del Cámbrico Inferior, bajo el Tommotiense) hasta el Atdabaniense.

Como es más que dudosa la pertenencia al “Grupo Domo Extremeño” de los materiales en los que se tomó la muestra de Valdelacasa, y además es también discutible su correlación con el Alcudiense Inferior del Anticlinal de Alcudia, hacemos referencia al hallazgo local atribuyendo estos materiales al Rifeense Superior?- Vendiente Inferior. Respecto a la propuesta de PALACIOS *et al.* (1996), que discutiremos más adelante (7), ésta consiste en considerar en su conjunto más alto a todos los materiales ante-ordovícicos, estando el límite Cámbrico-Precámbrico dentro del Alcudiense Inferior, y siendo ya todo el Alcudiense Superior de edad cámbrica inferior, llegando incluso hasta el Atdabaniense.

2.1.2. Brechas intraformacionales de limolitas y grauvacas (6). “Facies desorganizadas” Alcudiense inferior, Rifeense superior-Vendiente inferior

Esta unidad no corresponde a una formación estratigráfica sino a la diferenciación cartográfica de un conjunto de facies, que por su particularidad se han podido separar del resto de los materiales del Alcudiense Inferior, dentro del que se incluyen. El origen tectonosedimentario (brechas de talud) o bien tectónico puro (bandas de importante cizalla) ha sido discutido precisamente en esta zona del Valle de Alcudia en las inmediaciones de la Mina Diógenes.

Se trata de una brecha formada por cantos de grauvaca y limolita o capas rotas de esta litología, empastadas en una matriz “desorganizada” grauváquica o limolítica. La composición petrográfica de los cantos, muy angulosos y de 3 a 7 cm, es la misma que la de la matriz. Es característico el aspecto de los afloramientos, con una disgregación en prismas redondeados por alteración, de disposición subvertical (pizarrines) que desde lejos confieren un aspecto mate al afloramiento. De momento no se ha reconocido la existencia de desplomes (“*slumps*”) en esta unidad, lo que podría abogar por su origen tectónico.

Su extensión cartográfica es restringida, y tiene el aspecto de grandes lentejones o de cuñas de estos materiales, que sin embargo parecen organizarse estratigráficamente afectados por el anticlinal de Alcudia y próximos a la base del Alcudiense Superior.

En el ámbito de la hoja, estos materiales aparecen en las proximidades de la Mina Diógenes, al Suroeste de la hoja, bien expuestos en el Arroyo de la Fuente, afloramiento que cruza la carretera de Mestanza a Solana del Pino. Los mejores afloramientos se encuentran en la hoja de Solana del Pino cerca del límite meridional de la hoja de Mestanza, próximos y al Oeste de la carretera de Mestanza a la Solanilla del Tamaral.

PALERO (1991) denomina a estos materiales Brechas Intraformacionales, denominación que por su expresividad conservamos; además de que este nombre no presupone un origen sedimentario o tectónico. Corresponden en cierto modo a lo que en otras zonas se han denominado “facies desorganizadas” (p. ej. zona meridional del anticlinal de Ibor, Hojas de Castilblanco [733] y Herrera del Duque [756]).

Si su origen es sedimentario estas facies no corresponden a las de lóbulo turbidítico de la unidad anterior, aunque si podrían integrarse dentro del contexto general de un aparato turbidítico. Podrían entonces considerarse como facies de talud, generadas por el desprendimiento o deslizamiento de depósitos del borde de la plataforma, o por desmantelamiento de otros lóbulos turbidíticos.

En cuanto a su edad si su origen es sedimentario, se encuentran estratigráficamente integradas dentro del conjunto Alcudiense Inferior, por lo que le serían extensivas las consideraciones hechas para la unidad anterior, es decir la edad sería Rifeense Superior? - Vendiense Inferior, según unos supuestos, o Vendiense Superior-Cámbrico Inferior según los recientes postulados de PALACIOS *et al* (1996), y VIDAL *et al* (1994).

2.1.3. Areniscas, limolitas y grauvacas (7). “Alcudiense superior”, Vendiense superior-Cámbrico Inferior

Salvo en la parte más alta de la columna del Alcudiense Superior, que se ha podido diferenciar en el flanco Norte del anticlinal al Este de Mestanza, la presente unidad constituye el cuerpo principal del Alcudiense Superior local, y en ella se incluyen como lentejones de mayor o menor continuidad lateral tanto los Conglomerados y Areniscas Microconglomeráticas (8A) que se convierten en cuerpos continuos hacia el Este, como las Dolomías y Calcoesquistos (9), que aparecen tanto en los flancos Norte y Sur del anticlinal de Alcudia, prácticamente en el límite occidental de la hoja.

Como se ha adelantado en la introducción, en el contexto de esta hoja puede observarse una importante variación lateral de facies en el Alcudiense Superior, con una pérdida gradual de conglomerados hacia el Oeste, que se ve acompañada por la aparición de pequeñas intercalaciones de dolomías y calcoesquistos en lentejones de escasa continuidad lateral (no superan los 30 m) y menos de 4 m de potencia.

Prácticamente no existe un corte de carretera de la unidad en cuestión en el ámbito de la hoja, salvo en la carretera de Hinojosas de Calatrava a Cabezarrubias, donde en la sucesión expuesta aparecen muy pocos metros, por lo que la presente unidad debe estudiarse fundamentalmente en los barrancos, en los que a veces hay muy buenas exposiciones, en afloramientos aislados y en lomas con escaso recubrimiento.

En este sector del anticlinal de Alcudia, los afloramientos en el flanco Sur, son prácticamente inexistentes, hecho también generalizado hacia el Oeste (PIEREN y HERRANZ 1988, PALERO 1991). La presencia local de una estructura sinclinal de 2ª fase de dirección aproximada N-S, provoca la existencia de una estructura de interferencia en silla de montar, donde se han conservado los materiales del Alcudiense Superior en dos zonas: al Norte la bien conocida desde tiempos de REDLIN de Hinojosas-Cabezarrubias y al Sur, lo que hemos denominado “macizo de Valdoro”, que se extiende desde las inmediaciones del río Montoro al Este, hasta el río Tablillas en la vecina hoja de Brazatortas.

En esta hoja, en el Flanco Sur, aunque el Alcudiense Superior aparece simplemente en la esquina SW del mapa, encontramos algunos de los mejores cortes de la hoja. Corresponden estos afloramientos a la terminación oriental de un importante "macizo", con importante respuesta morfológica, formado fundamentalmente por los materiales del Alcudiense Superior. Los mejores afloramientos de este "macizo" aparecen dentro de esta hoja, en el valle por el que el Río Montoro penetra en el anticlinal de Alcudia, y en el Arroyo Hondo (el primer arroyo que aparece en el hoja en su orilla izquierda). Aquí la sucesión del Alcudiense Superior muestra una importante asociación de icnofósiles e incluye lentejones de carbonatos, a veces ankeritizados por emersión, que fueron explotados en antiguas caleras para la obtención de cal para la mina Diógenes. Estas canteras de carbonatos ya fueron citadas por DE LA ROSA *et al* (1929) en la hoja geológica de la 1ª serie, y que por su presencia consideraron el conjunto Cámbrico (Acadiense). Este "macizo de Valdoro", está constituido fundamentalmente por secuencias inter y submareales, con abundantes niveles conglomeráticos cuarcíticos entre los que se encuentran los lentejones carbonatados. La potencia total conservada es de 400 m aprox. Parecen existir discontinuidades internas, con periodos de emersión que han provocado la transformación en ankerita de parte de las calizas. En este entorno inter y submareal hay una importante bioturbación, y hay abundantes icnofósiles del Vendiente Superior.

La atribución de estos materiales al Alcudiense Superior es fruto de la presente cartografía, habiéndose considerado como Ordovícicos basales en los trabajos precedentes por la presencia de conglomerados cuarcíticos. La existencia de carbonatos, la edad de las asociaciones de icnofósiles, y la correlación de las facies con las que aparecen en los cortes de referencia del flanco norte del anticlinal, son las que nos han permitido dicha atribución.

En el flanco Nordeste del anticlinal de Alcudia, los mejores afloramientos de esta unidad pueden observarse en el Arroyo del Barranco, al Este y Sur de Cabezarrubias en el límite occidental de la hoja, al SE de Hinojosas, y en varios de los arroyos prácticamente perpendiculares a la dirección de las capas que aparecen en las inmediaciones de "Mina La Gitana" unos 4 km al Este de Mestanza. Aquí el Alcudiense Superior presenta una potencia total muy grande, alcanzando 1.100 m conservados.

Los afloramientos del Alcudiense Superior, que únicamente presentan una pequeña discordancia cartográfica con las cuarcitas ordovícicas suprayacentes en esta región, suelen disponerse en una banda pseudo-paralela al Ordovícico, en el flanco NE del anticlinal de Alcudia. En esta hoja, al Este de Mestanza, la franja constituida por los materiales del Alcudiense Superior, queda desligada de las cuarcitas ordovícicas, por efecto de la "Falla del Guijo" (PALERO, 1993), quedando los materiales en una semi-fosa, limitada al NE por esta falla.

La base de esta unidad es grauwáquica, dispuesta en bancos de 45 a 50 cm, bien tableados, que pueden incluir lentejones conglomeráticos a 40-50 m de la base. Descansa en discordancia angular sobre las secuencias turbidíticas del Alcudiense Inferior. Al Este de la hoja lo hace directamente, como bien puede apreciarse en el Barranco de la Gargantilla o al SO de Mina La Gitana, mientras que al Oeste de la hoja lo hace sobre una banda de paleoalteración, paralela a la base del Alcudiense Superior, constituida por las mismas pizarras y grauvacas del Alcudiense Inferior disgregadas, enrojecidas y ferruginizadas. Esta banda de alteración fue descrita por PELÁEZ *et al* (1986) y VILAS *et al* (1987).

Por la bondad de los afloramientos del Arroyo del Tamujar, las facies submareales de comienzo del Alcudiense Superior, en el sector Hinojosas-Cabezarrubias, han recibido el apelativo coloquial de la “secuencia del Tamujar”. Hacia techo pasa primero a alternancias de grauvacas y limolitas arenosas con laminación paralela, y lenticular, y a finas laminaciones milimétricas de micrograuvacas y areniscas grauváquicas, o micrograuvacas y limolitas, que se denominan también coloquialmente “Pizarras bandeadas”; dicho nombre proviene de la denominación de autores franceses como BOUYX que describieron estas facies típicas y características del Alcudiense Superior prácticamente en todas las estructuras en las que éste se encuentra como “grès rubannés” (areniscas acintadas).

Más hacia techo la sucesión se vuelve a hacer más arenosa, y aunque predominan los bancos de grauvaca, aparecen areniscas grauváquicas, incluso con “herring bone” o estratificación cruzada tipo “hummocky”, y singulares barras arenosas formadas por protocuarcitas de grano grueso, microconglomeráticas, con un característico punteado ferruginoso. Suele ser entre estos cuerpos arenosos, donde se encuentran los escasos lentejones dolomíticos. En conjunto es notable la práctica ausencia de sedimentos lutíticos. Es necesario insistir en este dato ya que, como el Alcudiense Superior, se desglosa del antiguo concepto de “Complejo Esquisto-Grauváquico” de TEIXEIRA (1955), generalmente se han considerado estos esquistos como pizarras, y de ahí se ha considerado la sucesión como compuesta por pizarras lutíticas y grauvacas. La fracción lutítica arcillosa es muy reducida, siendo muy frecuentes las lutitas aleuríticas, sobre todo las que denominamos “micrograuvacas” (por su tamaño y porcentaje de matriz que le confiere el aspecto grauváquico), mayoritariamente de gránulo grueso (1/16-1/32 de mm), y en ocasiones areniscas de grano muy fino (1/8-1/16 de mm”).

Petrográficamente se observa una clara evolución de muro a techo del Alcudiense Superior, pasándose de una presencia exclusiva de ortograuvacas, ortograuvacas líticas y ortograuvacas feldespáticas, ricas en fragmentos de roca (metacuarcita, lidita, cuarzo filoniano) y en feldespatos potásicos y plagioclasas, con una importante albitización, a fracciones arenosas más evolucionadas hacia el techo de la sucesión, con ortograuvacas arcósicas e incluso cuarzoarenitas y excepcionales barras protocuarcíticas y metacuarcíticas, en las que es característico del Alcudiense Superior la presencia de un moteado ferruginoso. Esta evolución petrográfica, puede deberse fundamentalmente a los cambios en el área fuente, en donde se pasaría de un área en la que afloraría casi exclusivamente el Alcudiense Inferior, a un área madre más erosionada en la que aparecerían litologías más antiguas, ígneas y metamórficas o areniscas consolidadas.

Sedimentológicamente se pasa de secuencias de plataforma somera en la base, a facies más profundas, de las que son características las pizarras bandeadas, entre las que pueden incluirse algunos retoques por tormentas. Este primer ciclo de profundización culmina con una colmatación de la cuenca, al techo de la cual aparecen los episodios carbonatados (VILAS *et al* 1987, SAN JOSÉ *et al* 1990). La parte alta de la sucesión comenzaría por una importante transgresión, que se refleja por una rápida profundización de las facies, volviendo a predominar las limolitas y las micrograuvacas. Finalmente, y esto es notable en la parte central y oriental de la hoja, se asiste a un cambio de tendencia, probablemente una progradación de medios continentales, a la que corresponden los conglomerados diferenciados en la unidad 8b.

En esta unidad se han encontrado en este sector central del Valle de Alcudia, numerosos icnofósiles en el flanco Norte, que permitieron atribuir esta sucesión al Vendiente Superior (VILAS *et al* 1987; SAN JOSÉ *et al* 1990). En un trabajo reciente y específico sobre las pistas fósiles de Alcudia y Abenójar, GARCÍA HIDALGO (1994) expone que el Alcudiente Superior en esta zona del Anticlinal de Alcudia está compuesto por tres conjuntos litoestratigráficos: una "serie inferior" (la que hemos llamado secuencia del Tamujar), discordante sobre el Alcudiente inferior y que presenta intercalaciones calcáreas ("calizas de Hinojosa" de BOUYX, 1970), por encima de estos niveles carbonáticos y con una relación de yacencia poco clara (posible discontinuidad), una "serie intermedia" compuesta por pizarras, areniscas grauváquicas y microconglomerados (que afloran bien en las columnas de "Mina La Gitana"), que presentan gran abundancia de pistas fósiles, y finalmente discordante sobre las demás una "serie superior" conglomerática. Siguiendo con la descripción de GARCÍA HIDALGO (1994), en la serie intermedia del anticlinal de Alcudia han aparecido *Bergaueria aff. langi* (PEMBERTON *et al.*, 1988), *Monomorphichnus lineatus* (CRIMES *et al*, 1977) y *Hormosiroidea cf. canadensis* (CRIMES y ANDERSON, 1985). Aparecen además con mayor frecuencia *Planolites* o *Palæophycus ichnosp.* Según CRIMES (1987), tanto *Bergaueria* como *Monomorphichnus*, son huellas consideradas claramente cámbricas, aunque en algunas regiones *Bergaueria* puede aparecer en el Precámbrico. *Hormosiroidea* ha sido citada tanto en el Cámbrico inferior (CRIMES y ANDERSON, 1985) como en el Precámbrico (GARCÍA HIDALGO, 1993, en el anticlinal de Ibor). En función de lo expuesto concluye que la presencia de pistas fósiles de tipo cámbrico en el anticlinal de Alcudia indica, pese a que todas las unidades descritas en el Alcudiente Superior habrían sido consideradas como vendientes, que una parte de éste es en realidad Cámbrico inferior (Tommotiense).

En unos trabajos aún más recientes, VIDAL *et al.* (1995) y PALACIOS *et al.* (1996) describen la existencia de *Anabarella plana* en la parte alta de la secuencia Alcudiente Superior inmediatamente al Este de San Lorenzo de Calatrava, en la hoja de Santa Elena (862), por lo que atribuyen íntegramente al Alcudiente Superior al Cámbrico Inferior, alcanzando pisos tan altos como el Atdabaniense.

La parte exacta de la sucesión en la que ha aparecido *Anabarella*, según nuestra correlación es más alta que los niveles representados en la Hoja de Mestanza, por lo que, en función de lo expuesto podemos precisar que los materiales del Alcudiente Superior, que se encuentran por debajo de los niveles con carbonatos, serían del Vendiente Superior, mientras que los más altos locales, podrían encontrarse, de acuerdo con GARCÍA-HIDALGO, en los niveles de tránsito al Tommotiense. En cualquier caso el límite preciso Cámbrico-Precámbrico en la Península ibérica es un concepto actualmente en discusión, por lo que en el futuro la edad asignada a estos niveles de transición puede ser revisada de nuevo. El límite sujeto a la primera aparición de ciertos determinados taxones que se consideran característicos del Cámbrico, por su aparición en cortes específicos puede tener el problema que estos aparezcan en el precámbrico de otras zonas. Existe una proposición, la del Pusiense (SAN JOSÉ 1983, 1984; SAN JOSÉ *et al.*, 1992) como piso límite Precámbrico-Cámbrico, de atribución dudosa de uno a otro, y de validez al menos regional. La correlación de estos niveles a los considerados "Pusienses" por los mencionados autores está aún por resolver.

La designación en el Cámbrico de un nuevo piso como es el Nemakitiense- Daldyniense, puede hacer que niveles que siempre se habían considerado Vendienenses, con microfósiles e icnofósiles muy abundantes, sean considerados ahora como parte de este Cámbrico pre-Tommotiense y pre-trilobítico.

2.1.4. Conglomerados polimícticos y areniscas grauvaquicas (8). "Alcudiense superior", Vendienense superior

Como unidad exclusivamente cartográfica, se han distinguido los conglomerados que se intercalan en la unidad anterior, fundamentalmente en tres niveles. Pueden encontrarse directamente discordantes sobre el Alcudiense Inferior, pero en el ámbito de esta hoja, este hecho es excepcional, en tanto que son muy frecuentes a unos 40-50 m de la base, como se ha observado prácticamente en todas las columnas. Estas intercalaciones suelen repetirse, separadas de la primera generalmente por alternancias de grauvacas y limolitas arenosas.

Como ya hemos mencionado, estos cuerpos de conglomerados tienen gran continuidad hacia el Este, mientras que son lentejones de mayor o menor entidad hacia el Oeste del anticlinal de Alcudia, materializándose esta variación lateral en esta hoja. Es por esta razón por lo que no se han individualizado en la leyenda como distintos niveles salvo los más altos (8b), que tienen continuidad allí donde aparecen.

Estos conglomerados son generalmente pudingas de matriz grauváquica, granosostenidas, con cantos de cuarzo bien redondeados, que varían desde 3-4 mm hasta 1,1 a 1,5-2 cm, siendo muy frecuentes los cantos de 1,1 cm. Los centiles llegan a ser de 4 a 6 cm. Es característica la presencia de cantos de lidita, de un tamaño similar aunque de frecuencia mucho menor (1,5 - 3%). También puede encontrarse cantos de grauvaca o de limolita y fragmentos de roca volcánica (éstos últimos suelen disgregarse y son más abundantes en las ortograuvacas).

Al ser estos cuerpos lenticulares o al acunarse sensiblemente, las potencias son muy variables variando desde los 3-4 m, hasta intercalaciones de más de 40 m de potencia. Esta unidad se hace muy importante hacia el Este. En su prolongación en la hoja de Santa Elena, a unos 8 km de la esquina SE de la presente hoja, en la Cresta inmediatamente al Norte de San Lorenzo de Calatrava, adquiere una potencia tal que puede confundirse por su aspecto y morfología con la Cuarcita Armoricana, con más de 80 m de espesor.

Por el contrario, hacia el Este los conglomerados pierden entidad, y aunque la intercalación se conserva, predominan areniscas grauváquicas, frecuentemente microconglomeráticas. En este caso los cantos, fundamentalmente de cuarzo blanco filoniano suelen ser angulosos, de 3 a 4 mm de tamaño, dispersos en la matriz grauváquica o de arenisca grauváquica. Es muy frecuente que la matriz esté silicificada.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas en estos cuerpos, que suelen presentarse como muy masivos y homogéneos. Simplemente se observan algunas estructuras de corte y relleno, y en las areniscas microconglomeráticas se han apreciado "lags" de cantos.

Dada esta escasez de estructuras sedimentarias de momento observadas, es difícil precisar su ambiente sedimentario, que parece en unos casos ser inter y submareal, habiéndose también observado cuerpos canalizados.

Esta unidad se encuentra englobada como lentejones en la anterior, por lo que las consideraciones realizadas para la asignación de edad le son válidas. Además en estas facies gruesas, de alta energía, es prácticamente imposible encontrar vestigios fósiles, y aún más en materiales finiprecámbricos, por lo que tenemos forzosamente que remitirnos a los hallazgos en los materiales más finos para datarlos. La unidad es pues atribuible en su totalidad al Vendiente Superior.

2.1.5. Conglomerados, grauvacas y areniscas grauváquicas (8a). "Alcudiense superior", Cámbrico Inferior

Por la relativa simplicidad tectónica de los afloramientos que se encuentran al Este de Mestanza, en la Zona de la Mina La Gitana, y en el camino de acceso a la Laguna de la Alberquilla, se ha podido diferenciar en dicho sector esta unidad de Conglomerados, grauvacas y areniscas grauváquicas, que constituye la parte más alta del Alcudiense Superior de todo el sector central del Valle de Alcudia. Su litología es prácticamente idéntica a la descrita en los conglomerados de la unidad (8a), con la salvedad de que suele predominar la matriz de areniscas grauváquicas de color beige-naranja, en detrimento de las grauváquicas verdespardas. La potencia máxima medida es de 235 m, pero el techo de la unidad se encuentra casi siempre cubierto por los canchales de los conglomerados y areniscas del Ordovícico basal o de la Cuarcita Armoricana, por lo que se estima que este valor debe ser incrementado en 60 u 80 m.

Los cuerpos conglomeráticos, que varían entre 10 y 12 m, son muy masivos y homogéneos y de momento no se han reconocido prácticamente estructuras sedimentarias. Su base es gradual, los conglomerados y arenas gruesas se imponen después de varios pulsos, y parecen corresponder a un cambio de tendencia.

Sedimentológicamente, está clara una progradación de medios continentales sobre los sedimentos de plataforma infrayacentes, pero la calidad de los afloramientos, a la que se asocia una falta de estructuras sedimentarias impide precisar si estamos contemplando la progradación de un delta o delta-fan sobre las facies finas del prodelta, o si de trata de otro medio sedimentario.

Como en estos cuerpos conglomeráticos o de areniscas gruesas no se ha encontrado ningún resto fósil o icnofósil, nos vemos forzados a atribuir la edad por correlación con los materiales de la parte más alta del Alcudiense Superior local, que generalmente se han considerado Vendiente Superior, aunque recientemente algunos autores como GARCÍA-HIDALGO (1994), ya los consideran del Cámbrico Inferior. De acuerdo con lo expuesto por PALACIOS *et al* (1986), estos materiales serían ya con seguridad Cámbrico Inferior. Dado que corresponden a la parte más alta del Alcudiense Superior local, los consideramos Cámbrico inferior, sin poder precisar si se trataría de un Nemakitiense-Daldyniense, Pusiense superior o de un Tommotiense. Los niveles que PALACIOS *et al* (1986), consideran incluso atdabanienses en San Lorenzo de Calatrava, son según nuestro criterio, aún más altos que los que actualmente contemplamos

2.1.6. Dolomías y calcoesquistos (9). "Alcudiense superior", Vendiente superior

Por la escasez de elementos carbonáticos tanto en los materiales precámbricos como en los Paleozoicos o en los sedimentos recientes de esta región, éstos han sido siempre mencionados

con cierto detalle en los antecedentes de esta región, y generalmente hasta pequeños lentejones han sido explotados en canteras. Por ello, se han distinguido también como unidad exclusivamente cartográfica.

En el Valle de Alcudia, la existencia de dolomías ya es reseñada por DE LA ROSA, ALVARADO y HERNÁNDEZ PACHECO (1929), en la hoja geológica de la primera serie. La presencia de dolomías ha sido posteriormente citada por numerosos autores entre los que destacaremos a REDLIN (1955) por las que atribuyó su conjunto superior al Cámbrico, BOUYX (1970), CRESPO y TAMAIN (1971) y posteriormente VILAS *et al* (1987). El nivel con carbonatos del "Alcudiense Superior en el Área de Cabezarrubias-Hinojosas" ha sido objeto de un estudio específico por parte de PELÁEZ *et al* (1988), quienes describen con detalle la situación de cada afloramiento en el área mencionada atribuyéndolos a un único nivel con carbonatos del Alcudiense Superior.

Como en la hoja predominan los sedimentos clásticos gruesos en toda la mitad oriental, estos afloramientos se ven prácticamente confinados al área de Cabezarrubias-Hinojosas. Es llamativo el que se encuentra al SO de Hinojosas, directamente bajo un pequeño sinclinal de conglomerados de la unidad descrita en el apartado anterior. Éste es el que PELÁEZ *et al* (1986) denominan afloramiento de Hinojosas y señalan como 1.

Donde mayor número de lentejones dolomíticos se encuentra es en el fondo del Arroyo del Barranco, al S de Cabezarrubias (afloramientos 3 y 4 de PELÁEZ *et al*); aquí los lentejones son más numerosos que lo descrito por estos autores, y en realidad corresponden a distintos lentejones de un mismo nivel carbonático. Están asociados a sectores arenosos del Alcudiense Superior, por lo que todo indica que se han depositado en un medio somero de alta energía, entre olas de arena. Se trata en todos los afloramientos de dolomías grises o grises oscuras, bastante recrystalizadas, con pátina ferruginosa o ankeritización, y de secuencias terrígeno-carbonatadas, constituidas por alternancias centimétricas de dolomías y pizarras, en campo fácilmente reconocibles por la abundancia de líquenes blancos, frente a los líquenes amarillos del resto de la sucesión.

De acuerdo con lo expuesto por PELÁEZ *et al* (1988), estos lentejones corresponden a un único nivel, que se encuentra integrado en el techo de la plataforma siliciclástica descrita en el primer ciclo de VILAS *et al* (1987) y SAN JOSÉ *et al* (1990). Los lentejones que aparecen en el flanco sur del anticlinal, en el macizo de Valdoro, que fueron explotados en los años 20 y 30, conservándose aún algunas canteras y los hornos de cal, y que aparecen franjeados por barras conglomeráticas (como en el Arroyo del Barranco), corresponderían a este mismo nivel de lentejones. Se trataría pues de un episodio mixto terrígeno-carbonatado, muy particular en la historia de la evolución de esta cuenca Alcudiense Superior-Cámbrico Inferior. Su edad sería pues con toda probabilidad Vendense Superior.

2.2. ORDOVÍCICO-SILÚRICO

Sobre las rocas anteordovícicas se encuentra en discordancia angular y/o cartográfica un importante ciclo sedimentológico que comienza en el Ordovícico Inferior y que en la hoja de Mestanza termina en el Silúrico Inferior. Este ciclo representa una importante sedimentación en una plataforma siliciclástica, dando lugar a alternancias de tipo multilayer. Durante la sedimentación de las alternancias se producen variaciones del nivel del mar, que tienen

su reflejo en la formación de diversos tramos de predominio ortocuarcítico, arenisco o pizarroso, y que son fácilmente identificables y cartografiables. Esta plataforma del Paleozoico Inferior ocupaba una gran extensión que comprendía prácticamente todo el sector meridional de la Zona Centroibérica, manifestándose hoy día en una gran homogeneidad de facies desde el NE de Extremadura al N de Jaén. Tan solo variaciones en el espesor de los tramos litoestratigráficos diferenciables y peculiaridades locales de cada uno de ellos, son las diferencias que se pueden establecer en las diferentes áreas de este contexto regional.

El ciclo sedimentológico paleozoico se caracteriza en la hoja de Mestanza por presentar un Ordovícico muy desarrollado y por una escasa representación del Silúrico. No se puede descartar la presencia de rocas devónicas en la hoja, que podrían estar en el sinclinal de Puertollano bajo el Estefaniense discordante. En cualquier caso no se han detectado afloramientos de dicha edad.

Las rocas paleozoicas aparecen en la mitad nororiental del mapa, formando parte del anticlinal de Calatrava y del sinclinal de Puertollano. En la esquina SO del mapa llegan a aparecer rocas del Ordovícico Inferior, comprendiendo un pequeño sector del flanco Norte del sinclinal de Solana del Pino.

La diferenciación de tramos de la sucesión paleozoica reconocida ha estado fundamentada en la establecida por PALERO (1992) para el sinclinal de Solana del Pino. Esta sucesión es en buena parte equivalente a la descrita en la sierra de La Carolina y Despeñaperros (HENKE, 1926; TAMAIN, 1967 y 1972; BUTENWEG, 1968; y ALÍA MEDINA *et al.*, 1971), así como a la establecida en el sinclinal de Almadén por ALMELA, *et al.* (1962), SAUPÉ (1971 y 1973) y GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* (1987). Aunque en su fundamento la sucesión establecida por PALERO no difiere significativamente de las otras, en ella se agrupan ciertos tramos de desigual desarrollo, intentando establecer conjuntos litológicos más homogéneos a escala regional que quedan delimitados por ciertos “niveles guía” con comprobada continuidad lateral. En base a esto, las unidades litoestratigráficas establecidas para la hoja de Mestanza son las siguientes:

“Formación de Base”, de edad Tremadociense-Arenigiense Inferior.

“Cuarcita Armoricana”, de edad Arenigiense.

“Estratos Pochico”, de edad Arenigiense Superior-Llanvirniense Inferior.

“Esquistos del Río”, cuya edad es Llanvirniense-Llandeiliense Inferior.

“Alternancias de Canteras”, del Llandeiliense Medio-Llandeiliense Superior.

“Cuarcitas de Canteras”, atribuible al techo del Llandeiliense.

“Bancos Mixtos”, que comienza en el Caradociense Inferior y termina en el único episodio carbonatado reconocido de la sucesión paleozoica y cuya edad es Ashgillense Inferior.

“Esquistos Chavera”, de edad Ashgillense Superior-Llandoveryense Inferior.

“Cuarcita del Criadero”, del Llandoveryense.

“Alternancias Volcanosedimentarias”, de edad Llandoveryense Medio y que probablemente no supere el Wenlockiense.

El uso de estas unidades a efectos cartográficos y descriptivos se hace considerándolas prácticamente como formaciones litoestratigráficas, aunque hay que dejar claro que en todos los casos se trata de términos informales.

Estas unidades son fácilmente correlacionables entre los distintos sinclinales de la región, lo que ha facilitado sobre todo las atribuciones de edades en la hoja de Mestanza, pues los afloramientos reconocidos no han aportado una cantidad significativa de fósiles.

2.2.1. Conglomerados oligomícticos (10). Conglomerado basal; Ortocuarzitas, areniscas y conglomerados (11). "Formación de Base". Tremadoc-Arenig inferior

El Ordovícico de la hoja de Mestanza comienza con una unidad clásica que contiene gran cantidad de elementos gruesos, que se apoya en discordancia sobre las rocas ante-ordovícicas (precámbrico-cámbricas). Esta unidad ha sido denominada como "Formación de Base", término tomado de TAMAIN (1967 y 1972), y está integrada por un conjunto alternante de conglomerados, ortocuarzitas, pizarras arenosas y cuarzoarenitas microconglomeráticas. Esta unidad fue definida por primera vez por BOUYX (1970) en la parte occidental de la hoja, en las sierras comprendidas entre Cabezarrubias y Mestanza. Comprende dos tramos que el autor francés denominó "Série détritique de base" y "Niveau rouge". Estos dos tramos son reconocibles a lo largo de toda la hoja, si bien su naturaleza y espesores sufren notables variaciones de unos a otros puntos. Dentro de la serie detrítica de base, BOUYX distinguió un conglomerado basal, situado exactamente en el muro de la unidad litológica, el cual ha sido representado cartográficamente (10).

Esta unidad litoestratigráfica se halla en las laderas de las sierras que circundan el valle de Alcudia y, por ello, presentan por lo general malos y discontinuos afloramientos a causa de los recubrimientos. Se pueden citar como afloramientos representativos los del cerro Hinojar, al Oeste de Hinojosa; los del arroyo de la Posadilla, junto a la carretera de Mestanza; y los alrededores de la laguna de La Alberquilla, al NE de la población de Mestanza. Estos afloramientos corresponden exactamente a los descritos por BOUYX (1970), que los utilizó como modelo extrapolable. Sin embargo, los caracteres que tiene la unidad en esa zona quedan restringidos a una banda que comienza al Oeste, un par de kilómetros dentro de la hoja de Brazatortas, y que se prolonga hacia el Este hasta la laguna de la Alberquilla. Más al Levante de la citada laguna, la "Formación de Base" pierde el conglomerado basal, adquiere mayor potencia y se transforma en una unidad esencialmente arenosa y microconglomerática. En la parte SO, por encima del arroyo de los Fresnos se encuentra una delgada serie de menos de 60 m, que a grandes rasgos, se puede considerar equivalente a la descrita por BOUYX (1970); en esta zona, así como en la mayor parte del flanco Sur del anticlinal de Alcudia, no aparece el conglomerado basal.

El conglomerado basal presenta afloramientos muy espectaculares en la sierra de Puertollano. Está formado por grandes cantos redondeados, principalmente de cuarcitas y cuarzo, y ocasionalmente presentan algunas líticas y feldespatos. El tamaño de los cantos puede ser muy grande, llegando a los 50 cm de diámetro. Estos conglomerados tienden a ser oligomícticos de cuarcitas con poca matriz arenosa grosera, diferencia fundamental con los conglomerados del "Alcudiense Superior". Su espesor oscila entre los 15 y 30 m. Sobre el conglomerado basal se encuentra una alternancia de ortocuarzitas conglomeráticas, microconglomerados y

areniscas gruesas blanquecinas, que tienen una representación regional más continua que el conglomerado basal, aunque su espesor es también variable. El “Nivel rojo” se presenta como una alternancia de paquetes decimétricos de areniscas, areniscas con abundante matriz, y algunas pasadas pizarrosas con laminación paralela poco desarrollada. En conjunto el espesor, de la “Formación de Base” en la zona de Cabezarrubias a la laguna de La Alberquilla se puede estimar en unos 150 a 175 m.

Al Este de la laguna de la Alberquilla la “Formación de Base” va adquiriendo espesor progresivamente hasta alcanzar unos 300 m. en la zona del arroyo de la Gargantilla. Es esencialmente arenoso y no aflora como tal “Nivel Rojo”, bien por condiciones de afloramiento, o bien porque realmente no está presente.

Estas significativas variaciones de potencia de esta unidad litoestratigráfica fueron ya destacadas por BOUYX (1970), quien en un corte Norte-Sur, válido según él para la hoja de Mestanza y para sus vecinas de Puertollano, Brazatortas y Solana del Pino, señalaba un máximo de potencia del nivel rojo, y en conjunto de toda la unidad en la Sierra de Mestanza, para disminuir de nuevo hacia el Sur en Las Tiñosas. Sin embargo, estas variaciones de potencia no parecen quedar limitadas en sentido N-S, como demuestra el gran desarrollo en el arroyo de la Gargantilla y la ausencia de la formación de base en otras zonas como en el macizo de Valdoro. Continuando el corte de BOUYX hacia el Sur, en Sierra Madrona aumenta también el espesor, alcanzándose más de 200 m. a causa, principalmente, del fuerte engrosamiento de la serie detrítica inferior (PALERO y DELGADO, *in pres*).

El medio de sedimentación de la “Formación de Base” puede suponerse como el de una llanura mareal, al menos para una buena parte de la unidad, en especial para las alternancias con paquetes arenosos. Sin embargo, el significado del conglomerado basal resulta poco claro y los cambios bruscos de litología tampoco quedan muy bien entendidos. Para explicar los cambios de espesor, BOUYX (1970) suponía la existencia de un paleorrelieve que era inicialmente rellenado por el conglomerado basal. Esta interpretación es lógica si existiera una correspondencia entre presencia de los conglomerados de la base con las zonas de brusco aumento de espesor, hecho que no se produce. Por contra, la zona de mayor potencia, área del arroyo de la Gargantilla, coincide con una serie donde están ausentes los conglomerados.

Por todo ello, se puede suponer una llanura mareal producida por el comienzo de una transgresión. Las zonas más proximales tendrían los aportes de materiales más gruesos, mientras que las más distales los más finos. La compartimentación de la cuenca en zonas con diferente subsidencia sería la responsable de las variaciones bruscas de espesor. Esta compartimentación se produciría por la actividad de fallas durante la sedimentación, hecho que resulta evidente en el brusco cambio al Este de la Laguna de la Alberquilla, donde se produce un cambio al pasar de un lado a otro de la falla del Guijo. La coincidencia de zonas de alta subsidencia con proximidad a la zona de aportes, daría lugar a la formación de importantes conglomerados basales, como los clásicos de BOUYX (*op. cit.*) en la Sierra de Mestanza. Por contra, una zona de gran subsidencia alejada de la zona de aportes, daría lugar a áreas de gran espesor de sedimentos con escasa o nula participación conglomerática, como es el caso de Valdoro o del arroyo de la Gargantilla. Los movimientos de estas fallas no debieron ser bruscos, puesto que no se han encontrado depósitos de alta energía y poca clasificación en relación con las zonas de cambios de espesor o de facies.

En cuanto a la edad de esta unidad, BOUYX (1970) cita la presencia de *Lingulella* sp. en Hinojosas de Calatrava, y TAMAIN (1972) encuentra en el Cerro Castellar, cerca del punto anterior, restos de fósiles comparables a *Harlania*, lo que permite atribuir a la "Formación de Base" una edad Tremadociense. MOLINA CÁMARA y FERNÁNDEZ CARRASCO (1987) citan la presencia de *Ectenoglossa cf. lesueri*, *Cruziana furcifera* y *skolithus* sp., en la hoja de Valdemanco de Esteras, por lo que atribuyen una edad Arenigiense para la mayor parte de la unidad, incluyendo sólo la parte basal en el Tremadociense.

2.2.2. Ortocuarcitas y areniscas (12). "Cuarcita Armoricana". Arenig inferior

Sobre la "Formación de Base" aparece una potente alternancia de gruesos paquetes de ortocuarcitas blancas que, por su gran competencia, da lugar a los relieves más importantes, no sólo de la hoja de Mestanza, sino de toda la región. Aflora ampliamente en las sierras que limitan al valle de Alcudia, así como en la sierra de Mojina, en la parte NE del mapa. Pese a que los afloramientos de esta unidad son frecuentes, no existen buenos cortes continuos en el ámbito de la hoja por efecto de la densa vegetación. Como cortes representativos se pueden tomar el del Alto de la Posadilla, a levante del Puerto de Mestanza; y el Peña Horcada, en la garganta del río Fresnedas, aunque este último aparece incompleto por efecto de fallas. En la Sierra de Mojina hay un buen corte en la cresta que actúa de límite de términos municipales de Puertollano y Aldea del Rey, especialmente válido para la parte media y alta de la ciudad.

La "Cuarcita Armoricana" se puede subdividir en tres tramos, los cuales son reconocibles en toda la Sierra Morena y que ya fueron distinguidos por BOUYX (1970) y TAMAIN (1972). En la hoja de Mestanza la descripción de estos tramos es la siguiente:

Tramo inferior. Está formado por una alternancia de paquetes decimétricos y métricos de ortocuarcitas blancas con finas y escasas intercalaciones pizarrosas. En ocasiones se encuentra algún nivel con cierto carácter conglomerático en la base, pero siempre de poca importancia. Los paquetes cuarcíticos presentan comúnmente formas de "sand-waves" e internamente tienen laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo. Se aprecian *skolithus* que cortan a la laminación sedimentaria. El espesor de este tramo es de unos 125 a 175 m.

Tramo intermedio. Este tramo suele presentar malos afloramientos. Está formado por una alternancia de paquetes centi a decimétricos de ortocuarcitas que contienen delgados niveles de pizarras grises. Como estructura sedimentaria es muy corriente encontrar estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, que dan lugar a geometrías lenticulares y a frecuentes acuñamientos laterales de los paquetes cuarcíticos. Es muy característico en este tramo la presencia de abundantes ichnofósiles, especialmente *Cruziana furcifera* y *Cruziana goldfussi*. El espesor de este tramo es de unos 50 a 75 m.

Tramo superior. Está constituido por paquetes decimétricos y métricos de ortocuarcitas blanquecinas, con escasas intercalaciones pizarrosas. Los estratos cuarcíticos pueden alcanzar potencias grandes, incluso superiores a los 5 m, especialmente a techo del tramo. Como estructuras sedimentarias se reconocen estratificaciones cruzadas de bajo ángulo producidas por *megaripples* y dunas submarinas "sand waves". Los ichnofósiles son escasos y sólo se reconocen bioturbaciones y algunos *skolithos*. El espesor de este tramo es de unos 150 a 200 m.

Desde el punto de vista petrográfico, las ortocuarcitas presentan un grado de madurez muy elevado, estando constituidas en un porcentaje muy alto por granos de cuarzo (más de 90%), con muy escasa matriz sericítica y algunos minerales accesorios tales como circón, rutilo y turmalina. Al microscopio se observa un proceso importante de recrystalización, apareciendo puntos triples entre los granos de cuarzo. Las pizarras intercaladas en el miembro superior son realmente areniscas finas muy ricas en micas, formadas por pequeños fragmentos de cuarzo y placas de moscovita. Tienen abundante matriz sericítica y materia carbonosa.

En la Sierra de Mojina, el tramo superior presenta unas características diferenciales respecto a lo que es común, no sólo en la hoja, sino en toda Sierra Morena. Efectivamente, en esa zona los materiales, aunque son ortocuarcíticos, no tienen la cohesión tan típica de la "Cuarcita Armoricana". Esto se debe a un cierto contenido de matriz fina entre los granos silíceos, lo que impide una recrystalización tan exagerada de la roca. Además, los paquetes no alcanzan potencias tan grandes como las comunes en ese tramo, máximo 1,5 m., y abundan las alternancias decimétricas de ortocuarcitas, areniscas y pizarras arenosas. Por último, indicar que presentan abundantes "ripples" de oscilación y que algunos paquetes tienen una intensa bioturbación producida por multitud de *skolithus*.

En conjunto, la potencia de la "Cuarcita Armoricana" es considerable y se aprecia un ligero y progresivo aumento de espesor con sentido hacia el E y SE. En total, el espesor de esta unidad en la hoja se puede considerar que varía entre los 350 m. de las sierras por encima de Cabezarrubias, y los 450 m. del cerro Encinas, en la esquina SE del mapa.

El medio de sedimentación de la "Cuarcita Armoricana" es de llanura marea, probablemente en zona inmediatamente por debajo del nivel del oleaje, tal y como muestra la escasez de "ripples". El gran espesor y la gran potencia de los paquetes, especialmente a techo, indicaría una considerable subsidencia de la cuenca y una gran cantidad de aportes. La alta pureza de las ortocuarcitas indican que son sedimentos muy retrabajados dando idea de un medio muy energético. Las intercalaciones areno-pizarrosas se pueden interpretar como momentos de cierto cambio de energía del medio, permitiendo la deposición de un porcentaje alto de fangos.

Rompiendo esta interpretación aparece la parte alta de la "Cuarcita Armoricana" en la Sierra de Mojina, donde la actividad del oleaje es más que patente. Además, la gran cantidad de *skolithus*, parece indicar unas condiciones mas someras, casi las de una llanura supramareal. Por ello, se puede interpretar que en esta zona se dieron unas condiciones de un cierto umbral en la plataforma, con unos sedimentos menos maduros.

Respecto a la edad de la "Cuarcita Armoricana", hay unanimidad en considerarla claramente como Arenigiense, tal y como muestra la presencia de *cruzianas* y *skolithus* repartidos en toda la unidad.

2.2.3. Areniscas, ortocuarcitas y pizarras (13). "Estratos Pochico". Arenig inf

Sobre los últimos potentes niveles de ortocuarcitas de la "Cuarcita Armoricana", se encuentra una alternancia muy regular de paquetes centi a decimétricos de ortocuarcitas, arenisca y pizarras arenosas. Esta alternancia se conoce a escala regional con el nombre de "Estratos Pochico", término establecido por TAMAIN (1967) en El Centenillo (Jaén).

Los afloramientos de esta unidad se localizan repartidos en la falda septentrional de la sierra de Puertollano, así como en la falda meridional de la sierra de la Mojina. Aparecen frecuentemente tapados por los recubrimientos de los depósitos de ladera, por lo que no se encuentran buenos cortes continuos. Afortunadamente, en el paraje de Peña Horcada, tanto el río Fresnedas como las trincheras de un f.c. en construcción abandonada, ponen al descubierto un buen corte, aunque presenta varios repliegues y modificaciones por fallas. Otro afloramiento significativo se encuentra en la subida del Puerto de Mestanza, donde se puede observar la parte basal de la unidad.

Litológicamente los "Estratos Pochico" muestran una clara evolución en la vertical. De muro a techo se observa que comienzan en una alternancia de paquetes centi y decimétricos de ortocuarcitas blancas o grises claras con finas pasadas de pizarras negras. Estos paquetes presentan laminación cruzada producida por "ripples" de oscilación, así como localmente estratificación "flaser". Cuando los paquetes alcanzan algunos decímetros, es frecuente observar geometrías de "sand-waves". Progresivamente hacia el techo, las ortocuarcitas van desapareciendo y dan lugar a una alternancia de cuarzoarenitas grises, areniscas micáceas pardas y niveles delgados de pizarras arenosas negras ricas en moscovita. Las areniscas suelen presentar laminación cruzada de bajo ángulo a gran escala, bioturbación y algunos "ripples" de oscilación. Al techo, la participación pizarrosa se hace más importante, con paquetes de espesores similares a los de las areniscas, dentro de los cuales se reconocen laminaciones paralelas normalmente trastocadas por bioturbación.

En el Cerro Gallinero, al NE de la hoja, se ha encontrado un paquete conglomerático fosfatado intercalado en la parte media de la unidad. Este paquete tiene unos 20 cm. de espesor y está formado por cantos redondeados de fosfatos y areniscas, junto con abundantes fragmentos biodetríticos fosfatizados de *Lingúlidos* y granos de cuarzo. Presenta una geometría acanalada y escasa continuidad lateral.

En el estudio petrográfico se puede apreciar que las ortocuarcitas son similares a las que forman los grandes bancos de la "Cuarcita Armoricana", aunque con algo más de matriz sericitica y más elementos accesorios, en especial circón. Las areniscas tienen mayor proporción de matriz, llegando ésta a superar el 20%. Los cantos son de cuarzo y moscovita, angulosos los primeros y en forma de pequeñas plaquitas los segundos, estando las micas orientadas en las dos direcciones correspondientes a los planos S_0 y S_1 . Las pizarras tienen una composición igual a la de las areniscas pero grano muy fino, la matriz es más abundante y contiene mayor cantidad de materia carbonosa.

Respecto al medio de sedimentación, los "Estratos Pochico" constituyen una transición progresiva desde un medio de llanura mareal somera a condiciones de sedimentación más profundas. Respecto a la "Cuarcita Armoricana", la base de los "Estratos Pochico" supone una ligera somerización de la plataforma a niveles claramente afectados por el oleaje, como demuestra la presencia de frecuentes trenes de "ripples" de oscilación en la base de la unidad. Hacia arriba los "ripples" van desapareciendo, quedando solamente estructuras típicas de llanura submareal con una participación cada vez mayor de los sedimentos finos, más abundantes cuanto más a techo. Con esta disposición DELGADO (1987) interpreta esta unidad como un claro ejemplo de las series heterolíticas de SWIFF (1976), con una evolución progresiva de muro a techo de facies arenosas dominantes a otras de predominio lutítico.

Esta evolución es evidente y constante en toda la hoja de Mestanza e indica claramente una profundización generalizada de la cuenca.

En cuanto a la edad de los “Estratos Pochico” hay que decir que son muy escasos los restos fósiles encontrados. Sólo algunas pistas, presentes sobre todo en la base de la unidad y los restos de *lingúlidos* fosfatizados, han sido las manifestaciones de actividad biológica reconocida en la hoja. Afortunadamente, en zonas muy próximas de la región, han sido citados abundantes pistas en la base de la formación tales como *Cruziana goldfussi*, *Rouaultia rouaulti*, *Rhusophycus* sp., etc. (TAMAIN, 1972; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987; AMOR y ORTEGA, 1987; PALERO, 1986). Estas pistas permiten datar la base de los Estratos Pochico como Arenigiense, pero es muy probable que el techo sea ya Llanvirniense. Los restos de Lingúlidos han sido considerados por EMIG y GUTIÉRREZ MARCO (1995) como propios del límite Arenigiense-Llanvirniense.

El espesor de los “Estratos Pochico” se puede estimar en unos 150 a 175 m., mostrando al igual que la “Cuarcita Armoricana”, un ligero engrosamiento con sentido E y SE.

2.2.4. Pizarras y areniscas (14). “Pizarras del Río”. Llanvirn- Llandeilo

En tránsito gradual, pero rápido, los “Estratos Pochico” pierden los paquetes arenosos y pasan a una potente unidad de pizarras arenosas y pizarras negras denominada por TAMAIN (1967, 1972) “Esquistos de Río”. Son equivalentes a las “Pizarras de Calymene Inferiores” de Almadén (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987; AMOR y ORTEGA, 1987; ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, 1987).

Presentan normalmente malos afloramientos en el ámbito de la Hoja, al situarse en las partes bajas de los valles que están normalmente recubiertas por depósitos recientes. Afortunadamente, el río Fresnedas presenta un afloramiento aceptable, aunque en gran parte la serie se halla con buzamiento muy suaves impidiendo obtener buenos cortes. Además, en las hojas limítrofes hay buenos afloramientos que permiten hacer extrapolaciones a la hoja de Mestanza.

La litología dominante de los Esquistos de Río son las pizarras negras arenosas ricas en materia carbonosa y moscovita. Normalmente presentan un aspecto masivo, con planos de esquistosidad bien marcados que se muestran como la foliación dominante de la roca. En los pocos afloramientos de calidad se aprecia laminación paralela muy fina, frecuentemente bioturbada. Aparte de las pizarras arenosas también se encuentran pizarras ampelíticas masivas y paquetes centimétricos o decimétricos de areniscas finas de color gris o pardo, que casi siempre tienen laminación de bajo ángulo y formas de “sand-waves”.

Al microscopio las pizarras están formadas por pequeñas placas de moscovita y fragmentos angulosos de cuarzo, todos ellos envueltos en una abundante matriz sericítica, materia orgánica y óxidos de hierro. Ocasionalmente contienen también cloritas de neoformación. Como minerales accesorios se distinguen hematites, rutilo y circón. Las areniscas son muy similares a las de los “Estratos Pochico”, resaltando sólo como diferencia una cierta cantidad de cemento carbonatado, no visto en las areniscas de la unidad infrayacente.

El medio de sedimentación de los “Esquistos del Río” es claramente de plataforma profunda con condiciones fuertemente reductoras, suponiendo el máximo de la transgresión ordovícica.

Esta profundización de la plataforma se produce de forma gradual y progresiva en el tiempo, con un aporte creciente de los elementos finos y la consecuente disminución de los arenosos. Por ello, se puede observar la siguiente progresión de muro a techo:

- Techo de Estratos Pochico: alternancia de areniscas con laminación cruzada y pizarras negras, con predominio de las primeras.
- Tránsito de los Estratos Pochico a los Esquistos de Río: alternancia de pizarras negras con laminación paralela, con algunas intercalaciones de areniscas con laminación cruzada. Ocasionalmente se observa estratificación lenticular.
- Base de los Esquistos del Río: predominio absoluto de las pizarras negras.

Durante la sedimentación de los "Esquistos del Río" se producen algunas oscilaciones del medio, con somerizaciones puntuales, lo que se traduce en la aparición de ciertos tramos con areniscas con paquetes con formas de "sand-waves". Estas oscilaciones se van haciendo cada vez más frecuentes hacia el techo.

Esta unidad contiene normalmente abundante fauna y en la hoja de Mestanza ha sido localizado un nuevo yacimiento en el río Fresnedas, cerca del Molino de los Frailes. Los fósiles aparecen en el corte realizado por un camino y se encuentran restos de trilobites y braquiópodos. En base a los hallazgos de graptolitos, trilobites y braquiópodos descritos por varios autores (BOUYX y SAUPÉ, 1966; TAMAIN, 1972; HAMMANN, 1983; AMOR y ORTEGA, 1987; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987; RÁBANO, 1989) se puede atribuir a esta unidad una edad Llanvirniense-Llandeiliense Inferior.

El espesor se puede estimar al menos en unos 350 m., cifra que debe ser considerada con reservas.

2.2.5. Arenisca, pizarras y ortocuarcitas (15). "Alternancias de canteras"; areniscas, cuarcitas y pizarras (15a). "Alternancias del caño"; pizarras (15b). "Pizarras guindo" y Ortocuarcitas y areniscas (16). "Cuarcitas de Canteras". Llandeilo

Sobre las pizarras negras de los "Esquistos del Río" se encuentra una potente alternancia de areniscas silíceas y pizarras que culmina con un tramo ortocuarcítico muy característico. Este conjunto ha sido definido por PALERO (1992) como "Formación Canteras", que comprende las unidades cartografiadas "Alternancias de Canteras" (15) y las "Cuarcitas de Canteras" (16). Las "Alternancias de Canteras" comprenden de muro a techo a la "Cuarcita Inferior", "Esquistos Botella" y buena parte de la "Cuarcita Botella" de TAMAIN (1972); o lo que es igual, a las "Alternancias Inferiores", "Pizarras de Calymene Superiores" y "Alternancias Canteras" de Almadén (ALMELA *et al.*, 1962; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987). La "Cuarcita de Canteras" es equivalente al mismo tramo definido en la localidad minera, tramo de gran extensión y buena continuidad en la región. Sin embargo, en la Sierra de La Carolina no destacan dichas barras cuarcíticas entre una potente alternancia que TAMAIN (*op. cit.*) definió como la "Cuarcita Botella".

Ambas unidades afloran en el mitad NE del mapa, formando una banda casi continua de afloramientos desde la Loma de Los Chaparrales, en el extremo occidental, hasta las Cumbres del Negrizal y de Picón, en el extremo oriental. También están presentes al Este de El Villar,

en el río Ojailén y en el Collado del Aire. Todos estos afloramientos pertenecen al sinclinal de Puertollano, donde las “Cuarcitas de Canteras” presenta abundantes y continuos afloramientos al dar lugar a resaltes topográficos. Por el contrario, las “Alternancias de Canteras”, al situarse en las laderas, aparecen en buena parte recubiertas por coluviones procedentes del dismantelamiento de las crestas cuarcíticas. Buenos cortes, aunque en todos los casos son parciales, se pueden ver en los siguientes puntos:

- En las trincheras del f.c. en construcción abandonada que discurre junto al río Ojailén, en la parte SE del mapa. Estos cortes corresponden sobre todo a la parte basal de la unidad.
- En el río Ojailén, al SO de la población de Villanueva de San Carlos. En este corte aparece casi completa la unidad, faltado solamente la partes basales y la “Cuarcita de Canteras”.
- En el Puntal del Villar, junto al pueblo del mismo nombre, donde se puede ver un buen corte de las “Cuarcitas de Canteras”.
- En la carretera de Mestanza, al pie del Cerro de Buenavista, aparecen los metros más altos de las alternancias y las “Cuarcitas de Canteras”.

Las “Alternancias de Canteras” comienzan por un tramo arenoso inferior que está formado por unos 40 m. de areniscas silíceas en paquetes de potencia decimétrica, alternando con finas capas de pizarras arenosas ricas en moscovita. Las areniscas son de grano medio y presentan colores pardo-grisáceos. Composicionalmente están formadas por granos angulosos de cuarzo y algunas plaquitas de moscovita, con matriz sericítica y cemento silíceo y carbonatado. Como accesorios contienen abundante circón, algunas turmalinas y opacos. Las pizarras son grises oscuras y están formadas por pequeños granos de cuarzo y moscovita envueltos por abundante matriz sericítica y materia carbonosa. La geometría de los bancos arenosos es lenticular, presentando estratificación cruzada de bajo ángulo que ocasiona acuñamientos laterales. También se reconocen localmente trenes de “ripples” de oscilación en la superficie de las capas arenosas. Pese a que presenta malos afloramientos en la hoja, este tramo tiene bastante continuidad regional y mantiene semejantes características.

Sobre el tramo arenoso inferior aparece un tramo pizarroso de poco más de una veintena de metros que apenas aflora por culpa de los recubrimientos. Presentan un contacto ligeramente neto sobre el tramo anterior y, aunque los afloramientos están muy meteorizados, se puede ver que está integrado por un conjunto homogéneo de pizarras arenosas negras con algunas finas pasadas arenosas. Composicionalmente están formadas por pequeñísimos granos angulosos de cuarzo y mucha moscovita, todo ello envuelto por abundante matriz sericítico-carbonosa. Estas pizarras presentan un aspecto bastante masivo. Sólo algunas veces se reconoce una fina laminación paralela, normalmente relacionada con la presencia de areniscas intercaladas. Al igual que el tramo anterior, este presenta una cierta continuidad regional, aunque hay sectores en los que parece faltar (PALERO, 1991 y 1992).

En tránsito gradual, pero rápido, el tramo pizarroso pasa a una alternancia de unos 250 m. de espesor, que constituye el grueso de las “Alternancias de Canteras”. Presentan un aspecto similar al tramo arenoso inferior, estando formadas por areniscas de grano medio

o fino y escasas pizarras arenosas. Las areniscas se disponen en bancos decimétricos y métricos, y litológicamente pueden ser consideradas como areniscas silíceas, areniscas micáceas y cuarzoareniscas, presentando estas últimas un cierto aspecto ortocuarcítico en los afloramientos. Los colores generalmente son grises claros y grises-pardos y, como peculiaridad, las cuarzoarenitas presentan tonalidades verdosas. Las pizarras arenosas son de color gris oscuro y aparecen como finas intercalaciones entre los bancos areniscos, pudiendo ser consideradas litológicamente como areniscas muy finas ricas en moscovita. Petrográficamente todos estos términos litológicos presentan una composición muy similar, diferenciándose entre sí por variaciones del tamaño de grano y las proporciones entre detrítico/matriz/cemento. Como componentes mayoritarios se encuentran granos angulosos de cuarzo y placas de moscovita, y como accesorios se ven circones, turmalinas, rutilos y opacos. La matriz es sericítica o cuarzo-sericítica con materia carbonosa, y el cemento es silíceo y, en menor proporción, carbonatado. Como estructuras sedimentarias se reconocen principalmente geometrías lenticulares producidas por “sand-waves”, huellas de carga y “ripples” de oscilación. En secciones transversales se aprecian estratificaciones cruzadas de bajo ángulo.

Sobre la alternancia del tramo arenoso superior aparece un tramo ortocuarcítico que da lugar a resaltes y que constituye las “Cuarcitas de Canteras”. Se trata de un tramo muy característico formado por alternancia de ortocuarcitas y areniscas. Este nivel tiene una gran continuidad regional y representa un excelente nivel guía en la comarca. La denominación “Cuarcita de Canteras” se debe a ALMELA *et al.* (1962) quienes la definieron en el sinclinal de almadén. Esta unidad está formada por una alternancia de 30 a 40 m. de espesor de paquetes decimétricos y métricos de ortocuarcitas y cuarzoarenitas, separados por finos niveles de areniscas micáceas. Normalmente resaltan dos barras de cuarcitas dispuestas a muro y techo del tramo, las cuales sirven de referencias cartográficas. Composicionalmente son similares a las areniscas del nivel infrayacente, pero el término dominante es aquí las ortocuarcitas, las cuales pueden tener muy escasa matriz y una fuerte cementación silícea. La geometría de los paquetes que forman este tramo es lenticular, producto de una estratificación cruzada de bajo ángulo. Son también relativamente frecuentes los “ripples” de oscilación, dando lugar a laminaciones cruzadas de bajo ángulo.

Las “Alternancias de Canteras” suponen una clara somerización del medio después del máximo transgresivo de los “Esquistos de Río”. Esta etapa regresiva culmina con las “Cuarcitas de Canteras”. Sin embargo, en la base de la unidad hay un corto período transgresivo que corresponde al depósito del tramo pizarroso inferior. En cualquier caso, es de destacar que a excepción del citado tramo pizarroso, son escasos los sedimentos finos, lo cual hace pensar en una época de importantes aportes arenosos durante el desarrollo de la regresión. Las estructuras sedimentarias, principalmente estratificación cruzada de bajo ángulo, “sand-waves” y “ripples” de oscilación, tienen un reparto relativamente homogéneo dentro de la unidad, lo que indica unas condiciones de sedimentación más o menos constantes y que se pueden interpretar como de llanura mareal. Las “Cuarcitas de Canteras” representa el máximo regresivo, originado por el aumento generalizado de los aportes arenosos o un cese de la subsidencia de la cuenca. La presencia de huellas de desecación citadas por TAMAIN (1972) en El Centenillo, indicarían unas condiciones de llanura supramareal.

La edad de esta unidad, en base a datos de zonas vecinas, se puede establecer en Llandeiliense Medio-Llandeiliense Superior. En el tramo arenoso inferior no se ha encontrado fauna en la cartografía realizada, pero en Sierra Morena Oriental han sido citados trilobites y braquiópodos por BUTENWEG (1968), POUPON (1971) y TAMAIN (1972) quienes le otorgan una edad Llandeiliense Medio. El tramo pizarroso inferior aparece datado por MOLINA CÁMARA y FERNÁNDEZ CARRASCO (1987), AMOR y ORTEGA (1987), POUPON (1971), TAMAIN (1972) y HAMMANN (1983), quienes consideran una edad Llandeiliense Medio-Superior. La "Cuarcita de Canteras" es azoica a nivel regional y puesto que la unidad suprayacente es ya del Caradociense, se considera que ésta representa el límite Llandeiliense-Caradociense.

El espesor total de esta unidad litoestratigráfica, incluyendo las "Cuarcitas de Canteras", se puede estimar en unos 400 m., y se puede decir que mantiene un espesor y características uniformes en el ámbito de la hoja de Mestanza.

2.2.6. Areniscas y pizarras (17). "Bancos Mixtos"; Pizarras (17a). "Pizarras de Canteras" y calizas impuras (18). "Caliza Urbana. Caradoc-Ashgill

Recibe esta denominación un conjunto de alternancias arenoso-pizarrosas (17) que termina a techo con el único episodio carbonatado del Paleozoico Inferior de Sierra Morena. Este tramo es conocido regionalmente como "Caliza Urbana" (18) (HENKE, 1926) y constituye el nivel guía mas seguro de la serie paleozoica. El término "Bancos Mixtos" se debe a TAMAIN (1967 y 1972), pero no es exactamente equivalente a la unidad que aquí se describe. El autor francés distingue por encima de lo que sería equivalente a la "Cuarcita de Canteras", una unidad que denomina "Esquistos de Canteras". Esta unidad no es fácilmente diferenciable en la hoja de Mestanza, por lo que se considera como parte integrante de los "Bancos Mixtos".

Los afloramientos de esta unidad litoestratigráfica forman parte del sinclinal de Puertollano. Aparecen principalmente en la parte oriental del mapa, aunque deben estar presentes en todo el sinclinal, pero en la parte occidental están tapados por los recubrimientos terciario-cuaternarios. En la mayor parte de afloramientos, los "Bancos Mixtos" aparecen replegados y fallados, siendo difícil encontrar cortes de cierta continuidad. El mejor punto de observación se halla en el río Ojailén, a unos 2 km. al Sur de La Alameda, donde afloran casi completos formado un amplio sinclinal.

Litológicamente los "Bancos Mixtos" están constituidos por alternancias de paquetes centi y decimétricos de areniscas silíceas de grano medio y/o fino, areniscas micáceas finas, areniscas finas carbonosas y pizarras arenosas (lutitas). En la parte basal existe un predominio de los términos más finos, encontrándose un tramo de unos 15 m. de alternancias de estratos de no más de 10 cm. de areniscas finas y pizarras arenosas. Estos paquetes son de geometría bastante tabular y presentan laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo. Sobre este tramo aparece una alternancia bastante homogénea de alternancias de paquetes de 25 a 50 cm. de areniscas silíceas de color pardo o pardo-amarillento, separados por niveles más delgados de areniscas micáceas o también por las pizarras arenosas. Los paquetes de areniscas presentan geometrías lenticulares, con laminación cruzada de bajo ángulo a gran escala y algunos "ripples" en el techo.

La parte más alta de los "Bancos Mixtos" está formada por tramos lumaquéllicos y carbonatados, la "Caliza Urbana", la cual aparece de forma discontinua. Dentro de la hoja de

Mestanza el nivel carbonatado ha sido encontrado en la cabecera del arroyo del Pilón (mina El Cano); en el cortijo de Beyó, junto al arroyo de la Cañada de Mestanza; en el arroyo de Peña del Lobo; en el arroyo de la Cañada de Canto hincado; y en el camino de Villanueva de San Carlos a Mestanza. En todos los casos presenta unas características semejantes, siendo el mejor afloramiento el de la mina El Cano.

Este nivel carbonatado está formado por paquetes decimétricos de calizas fosilíferas impuras de color gris, calcarenitas, pizarras margosas y algunas dolomías. Como estructuras sedimentarias sólo se han reconocido laminaciones paralelas groseras originadas por la alternancia de finos lechos de calcarenitas entre las calizas impuras. El espesor varía entre los 10 m. de la mina El Cano y unos 5 m. del camino de Mestanza.

Inmediatamente bajo la “Caliza Urbana” se hallan las lumaquelas, que presentan también una distribución irregular y guardan una aparente coincidencia espacial con las calizas. Están constituidas por areniscas con cemento carbonatado y calcarenitas con abundantes restos de conchas fósiles. Forman paquetes de espesor centimétrico y decimétrico donde se reconoce una grosera laminación paralela.

Petrográficamente, los términos litológicos detríticos que forman los “Bancos Mixtos” son muy similares a los descritos en las unidades infrayacentes. Como peculiaridad sólo se reconoce una mayor cantidad de cemento carbonatado, especialmente en las areniscas silíceas del techo. Las rocas carbonatadas se presentan como un agregado de cristales alotriomorfos de calcita que contiene fragmentos angulosos de cuarzo y restos fósiles, principalmente conchas de braquiópodos y artejos de crinoides.

Las estructuras sedimentarias reconocidas en los “Bancos Mixtos” no parecen indicar unas variaciones muy significativas del medio de sedimentación respecto a las “Alternancias de Canteras”. El cambio litológico puede corresponder a una variación del régimen sedimentario de la cuenca, debido quizás a la suave profundización de ésta, o a cambios en el aporte de arena a limos arenosos. Todo ello, podría explicar las alternancias de tramos lutíticos y arenosos, especialmente en la parte inferior de la unidad. El conjunto presenta hacia el techo una clara somerización del medio sedimentario que culmina con la “Caliza Urbana”. Para FUGANTI y SERPAGLI (1968), estas rocas carbonatadas se forman en un medio muy somero, con algunos aportes arenosos y en condiciones fuertemente reductoras. HAFENRICHTER (1980) considera además que la sedimentación de las calizas se realiza en aguas frías a causa de una glaciación, la cual provocó una consecuente laguna estratigráfica. Recientemente, SARMIENTO (1993) reafirma estas ideas y puntualiza que la fauna encontrada permite afirmar un medio sedimentario muy somero emplazado en latitudes altas. Esta conclusión supone el máximo de la regresión ordovícica, cerrando un ciclo completo transgresión-regresión que explicaría el repentino cambio en las condiciones de sedimentación de la unidad suprayacente.

Los “Bancos Mixtos” en la región están considerados como una unidad muy fosilífera. De acuerdo con las referencias de zonas próximas se puede atribuir una edad precisa para ella. En Sierra Morena Oriental, TAMAIN (1972) obtiene una edad Caradociense Inferior para la parte mas baja en base a restos de trinucleidos y braquiópodos. Las lumaquelas existentes a techo han sido datadas por numerosos autores como Caradociense Superior (TAMAIN, 1972; LAURET, 1974; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987; etc.), pero GUTIÉRREZ MARCO Y RÁBANO (1987) han precisado que dichos paquetes terminales alcanzan el Ashgillense

Inferior. La “Caliza Urbana” se encuentra bien datada mediante conodontos por FUGANTI y SERPAGLI (1968) y SARMIENTO (1993); y por crinoides por TAMAIN (1972). En todos los casos se le atribuyen una edad Ashgillense Inferior.

Para finalizar, la potencia que alcanzan los “Bancos Mixtos” se puede estimar en unos 275 metros, que se supone constante para toda la hoja.

2.2.7. Pizarras ampelíticas (19). “Esquistos Chavera”. Ashgill-Llandovery.

En contacto neto sobre los “Bancos Mixtos” se encuentra una unidad pizarrosa denominada “Esquistos Chavera” (TAMAIN, 1967 y 1972). Está presente en el núcleo del sinclinal de Puertollano, presentando habitualmente malos afloramientos. Se encuentran ampliamente expuestas en los arroyos de la Cañada de Mestanza, de Peña de Lobo y de Canto Hincado. En el Collado del Aire, forman una banda estrecha y alargada que actúa de banda de cizallamiento dúctil-frágil entre dos fallas importantes.

La litología dominante de los “Esquistos Chavera” son pizarras ampelíticas de grano muy fino, con tacto sedoso y bien esquistosadas, resultado de la diagénesis y posterior reorientación por aplastamiento de sedimentos limolíticos. Hacia el techo, las pizarras se vuelven algo arenosas y aparecen algunas delgadas pasadas de areniscas finas. Como estructuras sedimentarias sólo contienen alguna laminación paralela muy fina y tenue, y en las pasadas arenosas del techo algunas laminaciones cruzadas de bajo ángulo. Son relativamente frecuentes las huellas de cubos diagenéticos de pirita y los nódulos ferruginosos. El espesor de esta unidad se puede estimar en unos 75 m.

Respecto a la edad, los “Esquistos Chavera” han sido considerados tradicionalmente como el techo del Ordovícico. Sin embargo, HAFENRICHTER (1980) estableció mediante acritarcos una edad Ashgillense Superior para una parte de la unidad, pero la parte más alta pertenecería al Llandoveryense. Por ello, el depósito de estas pizarras se realiza después de una laguna sedimentaria durante el Ashgillense Medio y el paso del Ordovícico al Silúrico se situaría dentro de esta unidad pizarrosa. Recientemente, el trabajo de GARCÍA PALACIOS *et al.* (1996) muestra una edad Ordovícico terminal (Hirnantense) para los “Esquistos Chavera” pero el límite Ordovícico-Silúrico lo colocan en la unidad suprayacente “Cuarcita del Criadero”.

2.2.8. Ortocuarцитas y areniscas (20). “Cuarcita del Criadero”. Llandovery

Sobre los “Esquistos Chavera” aparece un conjunto poco potente de ortocuarцитas denominado “Cuarcita del Criadero” (ALMELA *et al.*, 1962). Esta unidad tiene gran continuidad regional y es equivalente, por su posición en la serie, a las “Cuarcitas Superiores” de TAMAIN (1967) y a la “Cuarcita Castellar” de HENKE (1926).

Los afloramientos de la “Cuarcita del Criadero” en la hoja se hallan en la parte N y NE, formando parte del sinclinal de Puertollano. En la mitad occidental aparecen afloramientos aislados rodeados de recubrimientos recientes, pero que realmente constituyen una banda continua en el flanco meridional del gran sinclinal que está cortada y trasladada por fallas. En la mitad oriental, la unidad cuarcita aparece en el núcleo del sinclinal y se presenta replegada y fallada longitudinalmente, lo que produce frecuentes repeticiones. Como afloramientos más representativos se pueden citar los del arroyo de Canto Hincado, los del Collado del Aire y los del arroyo del Pilón.

La “Cuarcita del Criadero” está formada por una alternancia de paquetes de espesor variable de ortocuarcitas blancas o grises. A grandes rasgos se reconocen dos tramos de paquetes de espesor decimétrico a métrico, situados respectivamente en la base y en el techo de la unidad. Estos dos tramos están separados por otro de alternancias centimétricas a decimétricas. Los paquetes de los tramos de techo y muro tienen geometrías lenticulares, presentan un aspecto masivo o tienen estratificación cruzada a gran escala. Los paquetes más delgados, en especial los del tramo intermedio, presentan geometrías tabulares con laminaciones paralelas poco marcadas o cruzadas producidas por “ripples” de oscilación. Intercalados entre los paquetes ortocuarcíticos se reconocen finos niveles de areniscas micáceas grises que ocasionalmente presentan laminaciones cruzadas.

El espesor de la “Cuarcita del Criadero” se puede establecer entre unos 25 y 40 m., suponiendo el tramo intermedio prácticamente la mitad de esa cantidad. Respecto al medio de sedimentación, las estructuras sedimentarias reconocidas y la geometría de los paquetes indican un medio de una llanura mareal. Los tramos de muro y techo representarían momentos intramareales, inmediatamente por debajo de la zona afectada por el oleaje. El tramo intermedio indicaría un momento más somero, con claras señales de actividad de las olas.

La “Cuarcita del Criadero” ha sido considerada tradicionalmente como azoica a escala regional. Sin embargo, recientemente han sido encontrados restos fósiles a techo de la unidad que han aportado una edad Llandoveryense Inferior (GUTIÉRREZ-MARCO y PINEDA, 1988; GARCÍA PALACIOS, 1996).

2.2.9. Tobas volcánicas, areniscas y pizarras ampelíticas (21). “Alternancias Volcanosedimentarias”. Llandovery-Wenlock

Recibe esta denominación un conjunto de materiales volcanosedimentarios que contiene intercalaciones de pizarras grafitosas (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* 1987). Esta unidad comprende a los “Esquistos con Monograptus” de TAMAIN (1972) y a las “Pizarras de Techo” de almadén (ALMELA *et al.*, 1962).

En la hoja de Mestanza estas rocas se hallan en la parte N y NE, pero solamente se han encontrado aflorando en la mitad oriental, formando el núcleo del sinclinal de Puertollano. En la mitad Oeste su presencia debe ser notable, pero apenas aparecen afloramientos al encontrarse estos recubiertos por el carbonífero discordante y por depósitos recientes. Los afloramientos de la parte Este tampoco muestran gran calidad, pero al menos se distinguen algunos tramos donde se pueden reconocer bien las rocas.

Los materiales que integran las “Alternancias Volcanosedimentarias” en la hoja son volcánicos casi en su totalidad, encontrándose principalmente tobas bien estratificadas. Las pizarras ampelíticas sólo se han encontrado en el arroyo de la Cañada de Canto Hincado, y se plantea la duda si realmente son de las alternancias o pertenecen a los “Esquistos Chavera”, en este caso puestos en contacto con los materiales volcánicos mediante falla.

Las rocas volcánicas son esencialmente tobas, que se presentan bien estratificadas en paquetes de espesores decimétricos, con algunas intercalaciones de lavas básicas. Todas estas rocas presentan una intensa carbonatización, lo que facilita mucho su meteorización y dificulta

su reconocimiento en el campo. En el afloramiento, las rocas volcánicas muestran tonos pardo-ocres debido a la alteración. En fractura fresca presentan colores grises, grises verdosos y grises azulados. Litológicamente corresponden a tobas constituidas por fragmentos de rocas volcánicas básicas, con tamaños de hasta 10 cm. En ocasiones contienen algunos trozos de pizarras, cuarcitas y rocas escoriáceas. Todos estos elementos aparecen envueltos en una matriz de cenizas y carbonatos. Como estructuras se reconocen granoselección negativa e imbricación de cantos.

Alternando con las rocas puramente piroclásticas, aparecen estratos que contienen numerosos elementos detríticos, principalmente granos de cuarzo, y que presentan estratificación paralela y cruzada de bajo y gran ángulo. Otros niveles están formados por cineritas de color gris o negro que suelen presentar laminación paralela y cruzada de bajo ángulo.

Las rocas volcánicas son muy difíciles de clasificar, debido principalmente a la intensísima carbonatización que han sufrido y que ha borrado casi totalmente su naturaleza original. No obstante, por su aspecto y por la presencia de minerales de alteración de color verde, se puede suponer que originalmente se trataba de rocas básicas y ultrabásicas muy semejantes a las que se hallan en Almadén.

Respecto a su espesor, esta unidad no alcanza más de unos 150 m. en los afloramientos reconocidos, pero se desconoce hasta donde puede llegar su techo. Bajo el carbonífero discordante de la cuenca hullera de Puertollano, es muy probable que existan alternancias arenoso-pizarrosas, posicionalmente situados sobre los materiales volcánicos. Cerca del extremo Oeste de la cuenca carbonífera de Puertollano, que se halla en la vecina hoja de Brazatortas, aparecen alternancias detríticas, por lo que es lógico pensar que también estén presentes en la hoja de Mestanza aunque no afloren.

Sobre la edad de las "Alternancias Volcanosedimentarias", las ampelitas que aparecen en zonas próximas han sido datadas como Llandoveryense Medio-Superior, lo cual es perfectamente asumible para las rocas volcánicas encontradas. En el cercano sinclinal de Almadén, las "Alternancias Volcanosedimentarias" alcanzan el Lochkoviense (Gediniense ant.) (PARDO *et al.*, 1984; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* 1987; MOLINA CÁMARA y FERNÁNDEZ CARRASCO, 1987), hecho que no debe descartarse en la hoja de Mestanza si bajo el Carbonífero hullero se encuentran alternancias arenosas.

2.3. CARBONÍFERO SUPERIOR

Las rocas del Carbonífero Superior representan los sedimentos más antiguos post-orogénicos que aparecen en la hoja de Mestanza. Aparecen en el cuarto NO de la hoja, formando una cuenca controlada por fenómenos tectónicos. Se trata de la cuenca carbonífera de Puertollano, que es bien conocida por la intensa actividad minera que en ella se ha desarrollado.

2.3.1. Pizarras, areniscas, conglomerados y carbón (22). Cuenca hullera de Puertollano. No aflorante

La cuenca hullera de Puertollano forma una cubeta sinclinal alargada de dirección aproximadamente E-O. Es más ancha en su parte oriental que en la occidental y en su mitad Este aparece un anticlinal que la subdivide en dos cubetas, conocidas localmente con los

nombres de "Ovalo Norte" y "Ovalo Sur". Dentro de la hoja de Mestanza entra la mayor parte de la cuenca, que comprende casi toda la mitad occidental y el "Ovalo Sur" completo. Se encuentra casi totalmente cubierta por materiales recientes, pero gracias a la actividad extractiva de carbones se dispone de abundante información (ALVARADO y MELÉNDEZ, 1930; WAGNER, 1983).

La serie carbonífera completa alcanza 475 de espesor (ALVARADO y MELÉNDEZ, *op. cit.*), los cuales aparecen casi completos en el "Ovalo Sur". La sucesión comienza en su base por un conglomerado poligénico de cantos angulosos a subangulosos, predominantemente de ortocuarcitas, con abundante matriz arenosa. El espesor de este conglomerado es de 35 a 50 m., según datos de sondeos. Sobre el conglomerado comienza una alternancia de paquetes de areniscas y pizarras, con microconglomerados, capas de carbón e intercalaciones de cineritas volcánicas. Las capas productivas de carbón en la serie completa son 8, de las cuales dentro de la hoja aparecen todas menos la más superficial. A estas capas se las denomina de techo a muro Capa 1ª, Capa 1 bis, Capa 2ª, Capa 3ª, Capa 4ª, Capa 5ª y Capa 6ª, estas dos últimas con poco desarrollo. Entre las capas 4ª y 5ª aparece un tramo de pizarras bituminosas con alto contenido en hidrocarburos.

El medio de sedimentación de esta cuenca ha sido interpretado por WAGNER (1983) como lacustre, con influencia fluvial y actividad volcánica sincrónica. La participación fluvial es más patente hacia la parte alta de la sucesión. Se trataría de una cuenca intramontañosa de tipo endorreico rodeada de los relieves hercínicos. Durante la sedimentación se produjeron aportes volcánicos en forma de tobas y cineritas de composición riodacítica. Estas manifestaciones son más abundantes hacia el muro de la serie, en especial por debajo de la capa Tercera. Este modelo de cuenca cerrada es coherente con el contexto geotectónico en que se debió formar, el cual fue una depresión de tipo "pull-apart", producida por efecto de la interferencia del movimiento transcurrente de estructuras de cizalla NO-SE con el sinclinal de Puertollano. Estas estructuras serán comentadas detenidamente en el apartado de tectónica.

Los abundantes restos fósiles vegetales que se encuentran, tales como *Pecopteris*, *Annularia*, *Sigillaria*, *Sphenophyllum* y *Neuropteris*, indican una edad Estefaniense (WAGNER, *op. cit.*). La aparición ocasional de *Walchia piniformis* y *Callipteris conferta* parece indicar que parte de la serie podría alcanzar el Pérmico Inferior (ROSA *et al.*, 1929, WAGNER *com. pers.* 1996).

2.4. TERCARIO

Los sedimentos de esta edad forman parte de la terminación meridional de la cuenca terciaria de la Llanura Manchega-Campos de Calatrava, que alcanza su mayor desarrollo al N de la hoja de Mestanza.

2.4.1. Arcillas, limos, arenas y gravas (23). Plioceno

Afloran en el borde NO de la Hoja, en el valle del Río Ojailén, así como en la esquina NE, en los alrededores del lugar de Belvís.

Se han estudiado en la sección 02 (Arroyo del Hormigón), localizada unos 2 km al E de Villanueva de San Carlos.

Litológicamente, se tratan de arcillas limo-arenosas anaranjadas y verdosas (pseudogley) que incluyen cantos redondeados de cuarcita y pizarra y nódulos de carbonato cálcico. Intercalan dos niveles de gravas de espesor métrico y algún nivel arenoso de espesor decimétrico.

El espesor de la serie son 18 m.; aunque no aflora la base del terciario, debe estar muy próxima.

Sedimentológicamente se observan bases canalizadas en los niveles de gravas, y laminación cruzada.

Se atribuyen a depósitos de abanico aluvial distal con pequeños canales fluviales que erosionan a los fangos de la llanura de inundación.

Por correlación con la cuenca terciaria de los campos de Calatrava, donde se localiza el yacimiento de mamíferos de Valverde de Calatrava (MOLINA, 1975), se atribuye a estos depósitos una edad Pliocena.

2.4.2. Calizas y margas calcáreas (24). Plioceno

Esta unidad cartográfica constituye el techo de la sucesión terciaria, aflorando en las proximidades de La Alameda.

Morfológicamente da lugar a superficies estructurales de pequeña extensión, horizontales.

En la citada sección 02 se han medido 1,5 m de margas calcáreas blancas de aspecto pulverulento, sobre las que yacen 2 m de calizas blancas con caráceas.

Corresponden a sedimentos de lagos efímeros y someros.

Tienen una edad Pliocena.

2.5. CUATERNARIO

Los depósitos recientes, desde el Plioceno terminal hasta la actualidad, ocupan una extensión considerable en la hoja de Mestanza. Se encuentran principalmente localizados en la mitad nororiental del área, en la zona de la cuenca del río Ojailén.

2.5.1. Rocas volcánicas

La génesis del vulcanismo en los Campos de Calatrava está relacionada con la flexión cortical que afecta a la Meseta Meridional como consecuencia del emplazamiento final de las unidades alóctonas de la Cordillera Bética sobre el Valle del Guadalquivir.

Los centros de emisión se sitúan en relación con la red de fracturación generada durante la Orogenia Hercílica.

Los mecanismos eruptivos han sido esencialmente de tipo estromboliano, hidromagmático, o una mezcla de ambos, formándose en el primer caso conos piroclásticos generalmente con una o varias coladas asociadas, mientras que en el segundo se originan bien calderas de explosión, bien *maares* con anillo de tobas asociado.

La composición petrográfica de los productos de emisión corresponde en su totalidad a

las melilitas y nefelinitas olivínicas, limburgitas y basaltos. En la cartografía se ha optado por agruparlos todos bajo el nombre genérico de basaltos, a falta de análisis microscópicos que definan normativamente su composición química, salvo un afloramiento situado en el centro-norte de la Hoja, que entra desde la vecina Hoja de Puertollano (810), donde ha sido clasificado por Monteserín *et al.* (en prensa b) como de nefelinitas olivínicas y limburgitas.

2.5.1.1. Basaltos (25). Coladas y Nefelinitas olivínicas (25a). Lavas. Plioceno-Pleistoceno

Los afloramientos de coladas volcánicas pliocuaternarias de la hoja de Mestanza son relativamente numerosos. Por su extensión superficial, las más importantes son: el volcán de Asdrúbal, los volcanes situados al O de El Villar, las coladas del N del río Ojailén, el volcán de El Cabezuelo, junto a Villanueva de San Carlos, el volcán Diógenes, al S del Embalse de Montoro y las coladas situadas en la ladera SO del vértice Encinarejo. Aparte, existen otros pequeños asomos volcánicos situados básicamente en el tercio oriental de la Hoja.

Generalmente se trata de rocas masivas de tonos gris-negruzcos (de aquí la toponimia local de negrizales) que suelen presentarse bastante alteradas en superficie.

ANCOCHEA (1983) ofrece dataciones absolutas por el método K-Ar de las coladas del volcán Cabezuelo y del Río Ojailén. La primera, que fosiliza la raña, da un valor de $2,8 \pm 0,6$ millones de años, mientras que la segunda, localizada por encima de la serie detrítica continental pliocena y fosilizada por la raña, da una edad $3,7 \pm 0,6$ millones de años. Basándose en dichos datos, se atribuye la edad del vulcanismo en la región al intervalo Plioceno-Pleistoceno.

2.5.1.2. Basaltos (26). Piroclastos de caída. Plioceno-Pleistoceno.

Se han cartografiado tres afloramientos de material cinerítico o escoriáceo. El primero está relacionado con el volcán Cabezuelo, al E de Villanueva de San Carlos. El segundo corresponde al volcán de Villalba, al O del Vértice Encinarejo y unos 5 km al E de Mestanza. El tercero está situado en el valle del Arroyo del Hoyón, al E del volcán Diógenes.

2.5.1.3. Cineritas con cantos de cuarcita y pizarras (27).

Depósitos hidromagmáticos

Estos depósitos se localizan alrededor de 1 km al E del poblado minero de Asdrúbal.

Corresponden a materiales tobáceos con una matriz cuarcítica que engloba cantos, desde milimétricos hasta 1 cm de diámetro, de pizarras y cuarcitas que forman un anillo de tobas alrededor de una zona deprimida topográficamente de contorno subcircular.

Son depósitos correspondientes a erupciones hidromagmáticas altamente explosivas, generadas al entrar en contacto el magma con acuíferos subterráneos y producirse una vaporización instantánea del agua.

Hay que señalar la existencia de otra caldera de explosión sin depósitos asociados sobre las Cuarcitas Armoricanas. El cráter de explosión, de forma ovalada, ha permitido el desarrollo en su interior de la Laguna de la Alberquilla.

Tentativamente se atribuyen los materiales hidromagmáticos al Plioceno-Pleistoceno.

2.5.2. Gravas y cantos subredondeados en matriz arcillosa y arenosa rojiza (28). Piedemontes. Rañas. Plioceno superior-pleistoceno inferior

En la vertiente norte del valle del Ojailén se localizan unos extensos depósitos de piedemonte, constituidos por gravas y cantos subredondeados, con una típica pátina oscura, englobados en matriz arenosa y arcillosa de tonos rojos.

Asimismo, en la vertiente meridional de la Sierra de Puertollano, aparecen unos retazos discontinuos de materiales de la misma índole, así como en la esquina suroccidental.

Su espesor es variable, pero puede estimarse en torno a los 5 m., que quizá sea superior en los aflojamientos más meridionales.

Por su posición culminante sobre el piedemonte y ausencia de relación con la red fluvial más reciente, se han asimilado estos depósitos a rañas, asignándoles una edad Plioceno superior-Pleistoceno inferior.

2.5.3. Cantos angulosos y subangulosos en matriz areno-arcillosa (29). Glacis. Pleistoceno

Se trata de depósitos de cantos, más o menos angulosos y heterométricos, con matriz arenosa y arcillosa, asociados a morfologías de tipo glacis. Su potencia se estima como máximo en 2-3 m. en sus partes más distales.

Se localizan preferentemente en la parte suroriental de la hoja, asociados a las vertientes de la Sierra de Puertollano. Su edad es Pleistoceno.

2.5.4. Gravas, arenas, arcillas y limos (30,31,32). Terrazas. Pleistoceno medio-superior y holoceno

Tanto en el valle del río Ojailén, como en el del Montoro, se han cartografiado una serie de morfologías con depósito correspondientes a terrazas de estos ríos.

En el Ojailén se han reconocido tres niveles situados a +2 m., +8-10 m. y +20 m. sobre el actual nivel del cauce. En el caso del río Montoro, solamente están presentes los dos inferiores.

Se trata de depósitos, poco extensos, compuestos por gravas y cantos en matriz arenosa y limosa que, localmente puede llegar a ser dominante. Su potencia no rebasa los 2 m.

Se ha atribuido una edad Pleistoceno medio-superior para los dos niveles más altos y Holoceno para el más reciente.

2.5.5. Cantos angulosos en matriz limo-arcillosa (33). Coluviones. Holoceno

Aparecen habitualmente asociados a los relieves positivos generados por los afloramientos cuarcíticos que generan las zonas de cumbres de las áreas serranas de Puertollano, Mojina y estribaciones de Sierra Morena.

Se trata de depósitos mal seleccionados, compuestos por cantos angulosos, predominantemente cuarcíticos, mal clasificados, englobados en una matriz de limos y arcillas.

Alcanzan un desarrollo considerable, sobre todo en la vertiente septentrional de la Sierra de Puertollano, donde constituyen un tapiz casi continuo, con suave concavidad de enlace con las zonas más bajas.

Su potencia, aunque las observaciones son muy escasas, debido a la ausencia de cortes en el terreno, puede estimarse como máximo en 2-3 m. en las zonas más distales.

2.5.6. Cantos y bloques con escasa matriz (34). Canchales. Holoceno

En superficie, esta formación aparece como un depósito constituido, casi exclusivamente por cantos y bloques de cuarcita, más o menos angulosos, y con escasa o nula matriz.

Se localizan, preferentemente, en las zonas de ladera más altas, próximas a los cresteríos cuarcíticos. Aunque pueden aparecer total o parcialmente vegetados, en muchas ocasiones aparecen desnudos, por lo que pueden considerarse activos.

Su extensión superficial no es elevada, apenas rebasan habitualmente el centenar de metros de desarrollo, y su potencia puede estimarse en torno a los 2-3 m. Se atribuye a estos depósitos una edad holocena.

2.5.7. Fangos arcillo-limosos (35). Zonas endorreicas. Holoceno

Corresponde, exclusivamente, al relleno de la depresión de origen volcánico, situada en la zona central de la Sierra de Puertollano.

Se encuentra rellena por fangos arcillosos y limosos, junto con algunos cantos procedentes de los relieves circundantes.

Se le atribuye edad holocena, aunque posiblemente no deba descartarse una funcionalidad anterior.

2.5.8. Cantos en matriz areno-arcillosa (36). Conos de deyección. Holoceno

En ambos márgenes del valle del Ojailén, tanto en las vertientes de la Sierra de Puertollano, como en las de la Sierra de Mojina, se localizan una serie de morfologías con depósito correspondientes a conos de deyección.

Se encuentran relacionadas con las salidas de barrancos, y pueden alcanzar una extensión considerable.

Están compuestos por cantos angulosos o poco redondeados de cuarcitas en una matriz arenosa y arcillosa. Se les atribuye edad holocena.

2.5.9. Cantos en matriz areno-limosa (37). Aluvial-coluvial. Holoceno

Corresponden a depósitos mixtos de génesis fluvial y de ladera, compuestos por cantos más o menos angulosos con matriz de arenas y limos. Su potencia es reducida, no superando posiblemente los 2 m., y su edad holocena.

2.5.10. Gravas, arenas y limos (38). Fondo de valle. Holoceno

Excepto algunos cursos de la red de menor orden, solamente el río Ojailén presenta depósitos notables asociados a su fondo de valle.

Se trata de gravas y cantos, con arenas y fangos limoarenosos, que pueden llegar a ser dominantes en algunos puntos.

Su espesor puede estimarse en un máximo de 2 m y su edad es holocena.

2.5.11. Escombreras (39). Actual

Se han cartografiado las escombreras de las explotaciones mineras existentes, o abandonadas, en la zona. En algún caso (zona Norte de la hoja), alcanzan un desarrollo notable.

3. TECTÓNICA

El conjunto sedimentario Precámbrico-Paleozoico descrito, ha sido afectado al menos por cuatro episodios deformativos, dos de ellos pre-hercínicos y dos hercínicos. Además de estos eventos se reconocen otros más recientes, que tienen poca importancia en cuanto a su incidencia y que apenas modifican la estructura principal. Estos movimientos se denominan de forma genérica como post-hercínicos y no se descarta que alcancen al orógeno alpino.

Las deformaciones pre-hercínicas afectan esencialmente a las series infraordovícicas, y se ponen de manifiesto por las dos discordancias angulares que delimitan a los dos conjuntos litoestratigráficos precámbrico-cámbricos. La primera discordancia refleja movimientos intraprecámbricos, mientras que la segunda correspondería a movimientos asínticos y/o preordovícicos. Ambas deformaciones son las responsables de la estructuración interna del anticlinal de Alcudia, aspecto ya tratado por PALERO (1991 y 1993).

La orogénesis hercínica supone el principal evento deformativo reconocible en la región y también, lógicamente, en la hoja de Mestanza. Se trata de una deformación polifásica consistente en dos fases tectónicas que muestran un desigual desarrollo e intensidad. La más importante de estas dos fases es la primera, que afecta de forma generalizada a toda la zona y da lugar a la estructuración geológica general del mapa. Origina estructuras a todas las escalas, incluida la esquistosidad principal S1, estructuras que llevan un rumbo general ONO-ESE. Corresponde a la fase Variscica ante-Estefaniense de ALVARADO (1923) y ROSA *et al.* (1929), y a la 1ª fase hercínica que afecta a toda la Zona Centroibérica (JULIVERT *et al.*, 1972 y DÍEZ BALDA *et al.*, 1990).

La segunda fase hercínica afecta de forma heterogénea a la región (ROIZ, 1979; ORTEGA, 1988). Las principales estructuras generadas son cizallas frágiles transcurrentes, de rumbo principal NO-SE y movimiento sinistral. También da lugar a cambios en la traza de las estructuras de la primera fase hercínica, principalmente en la esquistosidad, la cual es rotada desde su rumbo original ONO-ESE a posiciones casi N-S y NO-SE. Esta fase tectónica es también la responsable de la formación de una especie de “pull-apart”, donde se emplazan los sedimentos carboníferos discordantes de la cuenca hullera de Puertollano. Este hecho permite situar temporalmente a estos movimientos en el Estefaniense.

Los fenómenos tectónicos post-hercínicos se manifiestan principalmente por estructuras frágiles, fallas que cortan y trasladan a las estructuras precedentes, incluida la cuenca carbonífera. Los principales sistemas de fallas son NE-SO y NNE-SSO, las primeras presentan una componente principal de desgarre sinistral, mientras que las segundas son principalmente directas. Aunque no hay evidencias en el ámbito de la hoja, estos movimientos pueden haber alcanzado tiempos muy recientes, tal y como indican en zonas próximas MOLINA (1975) y PÉREZ GONZÁLEZ (1981).

3.1. TECTÓNICA PRE-HERCÍNICA

El análisis de la tectónica pre-hercínica resulta difícil por varias causas, entre las que conviene resaltar la monotonía de los conjuntos litológicos precámbricos carentes de niveles guía, la falta de esquistosidad asociada con estos procesos deformativos, y la superposición de una importante deformación hercínica. Todo ello conduce a un sumo grado de dificultad en la interpretación de la polaridad tectónica, sobre todo en las rocas del "Alcudiense Inferior", por lo que resulta complicado deducir la geometría de las estructuras producidas por dichos eventos.

Los resultados del estudio de tectónica en las rocas precámbricas que a continuación se describe, muestran que la orogenia hercínica se sobreimpuso a una tectónica infra-ordovícica que fue capaz de producir estructuras propias. De igual forma, el comportamiento de los elementos estructurales analizados refleja dos estilos tectónicos completamente distintos en ambos conjuntos litológicos precámbrico-cámbricos, lo que se debe a la acción de dos episodios tectónicos diferentes.

3.1.1. Tectónica intraprecámbrica

La deformación intraprecámbrica se pone en evidencia por la discordancia angular existente entre los dos conjuntos litológicos precámbricos definidos en el valle de Alcudia. Este accidente es el reflejo de una verticalización generalizada del conjunto inferior anterior al depósito del conjunto superior. Aunque en buena parte de la hoja los contactos entre ambos conjuntos litológicos se realiza mediante falla, la discordancia es un hecho generalizado y, además, es fácilmente reconocible en alguna zona. De hecho, muy cerca de los límites de la hoja se encuentran dos excelentes afloramientos, el del arroyo del Tamujar, localizado a menos de 1 km. del borde Oeste y dentro de la hoja de Brazatortas (CRESPO y REY DE LA ROSA, 1971; ORTEGA y GONZÁLEZ-LODEIRO, 1986), y el del Arroyo de La Gargantilla, a menos de medio km. de la esquina Sureste (PALERO, 1993) y perteneciente a la hoja de Solana del Pino. Desgraciadamente, en el ámbito del mapa de Mestanza los afloramientos de tan buena calidad no son frecuentes y el reconocimiento de la estructura sobre el terreno resulta algo más difícil. Sin embargo, en el río Fresnedas y en el paraje de Canto Blanco, con una observación detenida la discordancia es apreciable. La discordancia puede encontrarse de todas maneras en el Arroyo del Venero, próximo a la Mina La Gitana. Además, la buena resolución de los fotogramas aéreos del vuelo americano de 1957, permite apreciar que al sur de Hinojosas y Cabezarrubias, la traza de la estratificación en el "Alcudiense Inferior" choca de forma casi ortogonal con la del "Alcudiense Superior", lo mismo que los mesopliegues, tal y como se confirma en el esquema cartográfico de la zona de Cabezarrubias- Hinojosas de PELÁEZ *et al.* (1988).

Además de la simple observación visual a diferentes escalas de la discontinuidad intraprecámbrica, el uso de una herramienta de trabajo adecuada permite poner en evidencia que el carácter discordante del contacto entre los dos conjuntos precámbricos es un hecho generalizado. Esta herramienta es el análisis de la lineación de intersección (L_i) entre los planos de estratificación (S_o) y los planos de esquistosidad hercínica (S_1), los primeros como planos variables, susceptibles de haber sido modificados por procesos deformativos, y los segundos como planos de referencia, que se superponen a posibles estructuras precedentes.

La existencia de esta discordancia ha sido un tema discutido desde que BOUYX (1970) la describiera en el valle del río Esteras, localizado al NO de la hoja de Mestanza. Sin embargo ya en nuestra zona de estudio, REDLIN 1955, la había descrito en Cabezarrubias, considerando al "Conjunto Superior" Cámbrico Inferior por la presencia de carbonatos, y RICHTER (1967) en San Lorenzo, también la cita, al E de la zona. LOTZE (1956) recoge la idea de REDLIN, precisando que éste reconoce dos discordancias en Alcudia: una entre el infracámbrico y las "capas intermedias" y una segunda entre las "capas intermedias" y la cuarcita armoricana que bautiza Fase Ibérica. Por correlación con Valcasa, la datación que LOTZE realiza de las capas intermedias, como Cámbrico Superior es errónea. Según RICHTER, los esquistos de San Lorenzo, equivalentes a los esquistos de Alcudia de BOUYX, están recubiertos mediante discordancia por una "serie conglomerática", que a su vez se sitúa bajo el Ordovícico Inferior, o sea que en el sector oriental de Alcudia también reconoce dos discordancias bajo el Ordovícico. BOUYX (1970) que recoge la observación de RICHTER, en su descripción del afloramiento de la Ribera de Río Frío, ponía de manifiesto que el conjunto inferior precámbrico aparecía en el núcleo de un anticlinal del conjunto superior, presentando el primero buzamientos verticales que chocaban con las suaves inclinaciones del segundo. Posteriormente, CRESPO *et al.* (1971) y CRESPO y REY DE LA ROSA (1971) reconocían esta discordancia en el sector central del valle de Alcudia, concretamente en los arroyos del Tamujar y de Fuente de Guardas, situados al sur de Cabezarrubias.

Los trabajos posteriores de TAMAIN (1972), PARGA y VEGAS (1974), CAPOTE *et al.* (1977), MORENO (1977 a), ROIZ (1979), y ROIZ y VEGAS (1980) descartaban la existencia de la discordancia, considerando que toda la sedimentación del Precámbrico tuvo lugar durante un mismo ciclo, hecho que asumía el estudio sedimentológico de PUIGDEFABREGAS (1981). La falta manifiesta de paralelismo en localidades como las descritas por BOUYX (*op. cit.*) y CRESPO *et al.* (*op. cit.*), era explicada por TAMAIN (1972) como debida a fenómenos de una supuesta tectónica tangencial. MORENO (1977a y 1977b) no negaba la posibilidad de discordancias locales debidas principalmente a fenómenos intraformacionales, pero dudaba sobre la continuidad regional del accidente.

Todos los trabajos citados basaron únicamente su apoyo u oposición a la existencia de la discordancia en criterios descriptivos de angularidad y/o puramente estratigráficos, lo que en ciertos casos llevó a interpretaciones equivocadas. Así, algunos de los autores citados consideraban como comienzo del conjunto litológico superior a la base de los primeros niveles de conglomerados, lo que resulta erróneo en la mayor parte de las ocasiones. Contrariamente, es muy común que el comienzo del "Alcudiense Superior" se realice mediante areniscas grauváquicas masivas negras o areniscas listadas, encontrándose muchas veces los primeros lentejones de conglomerados a bastantes metros sobre el contacto, como ya hemos expuesto en el apartado de estratigrafía.

Otro tipo de trabajos sobre las rocas precámbricas de la región se han basado en estudios sedimentológicos y paleontológicos detallados, lo que ha conducido a conclusiones que son sedimentológica y cronoestratigráficamente coherentes, pero erróneas desde el punto de vista geológico general (PUIGDEFABREGAS, 1981; SAN JOSÉ, 1983; VIDAL *et al.*, 1994). SAN JOSÉ (1983) pese a ello anticipa que el episodio diastrófico que separa al Alcudiense Inferior del Superior, "parece que afecta a gran parte de la Zona Centroibérica". Ello se debe

a que dichos trabajos carecen de criterios tectónicos que puedan apoyar o contradecir la existencia de una fase de plegamiento anterior al depósito del “Alcudiense Superior”, que una vez aplicados por SAN JOSÉ (1984) en el anticlinal de Navalpino, permitieron confirmar la presencia de dicho episodio diastrófico, y su importancia regional que plasma en un cuadro de correlación que anticipa el trabajo de PIEREN (1985) que describe la discordancia en el anticlinorio de Agudo-Valdemanco, diferenciando los distintos estilos tectónicos de los dos conjuntos

Los trabajos cartográficos dentro del proyecto “Hespérica” de AMOR y ORTEGA (1987), ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO (1987) y GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* (1987) pusieron de manifiesto la existencia de una tectónica precámbrica que afectó al “Alcudiense Inferior” en el entorno regional. En base a este hecho, ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO (1986) hicieron una revisión de las localidades donde se conocía la discordancia intraprecámbrica, añadiendo una nueva en el Domo de Abenójar. Estos autores señalaron además la importancia regional del accidente, ya que dicha discordancia se observaba al menos desde el Anticlinal del Esteras hasta la parte central del anticlinal de Alcudia. En otra línea de trabajo, la discordancia fue reconocida en un afloramiento excepcional en el anticlinal de Agudo (PIEREN *et al.*, 1987) y en general en toda la extensión de afloramientos precámbricos en Extremadura y Montes de Toledo (NOZAL *et al.*, 1988; PARDO y ROBLES, 1988). PIEREN y HERRANZ (1988) la describen en la terminación occidental de Alcudia, al diferenciar una zona nueva de existencia de Alcudiense Superior, en la que también describen discontinuidades internas. Hacia el Este, LORENZO-ÁLVAREZ y SOLÉ (1988) la describieron también en la parte SE de Abenójar, y PALERO (1991 y 1993) en la parte central y oriental del anticlinal de Alcudia. Con esto queda demostrado que la discordancia intraprecámbrica es un hecho constante y extendido a todo el sector meridional de la Zona Centroibérica.

Concretando en la hoja de Mestanza, ambos conjuntos litológicos precámbricos muestran un comportamiento que no se aleja de la pauta regional. Así, en el estereograma de los polos de planos de estratificación S_0 del “Alcudiense Inferior”, predominan ampliamente las posiciones subverticales, pudiendo considerarse estructuralmente como una serie monoclinall verticalizada, en la que predominan planos de rumbo N-S subverticales. Se reconoce también una dispersión hacia los bordes NE y SO de la falsilla, que es producto de la deformación de F-2 hercínica, lo que será comentado más adelante. Esta disposición de polos de S_0 choca frontalmente con la distribución de polos de los mismos planos en el “Alcudiense Superior”, donde el predominio es claramente de los buzamientos medios. En este estereograma se ve una gran concentración de polos centrada en el cuadrante SO, lo que está indicando que se trata de una serie monoclinall de rumbo NO-SE, con buzamientos medios hacia el NE. Esta diferencia de comportamiento geométrico de la disposición general de los planos de estratificación en ambos conjuntos precámbricos, está reflejando una estructuración distinta para cada uno de ellos.

El análisis de las lineaciones de intersección L_1 entre los planos S_0 y S_1 , muestra igualmente un comportamiento muy diferente en ambas unidades litológicas precámbricas. En el “Alcudiense Inferior”, las lineaciones se concentran claramente en el centro del estereograma, muestran un predominio de los “plunges” verticalizados. Se aprecia además que, aunque es evidente una dispersión de lineaciones, muy pocas de ellas tienen valores inferiores a 50°. Calculando el

plano medio que contendría a las lineaciones, se puede apreciar una coincidencia con el plano general de la esquistosidad hercínica S_1 , lo que quiere decir que las L están contenidas en dichos planos y que éstos están cortando a una estructura previamente plegada cuya posición de los planos S_0 es subvertical. Por el contrario, las lineaciones L_1 en el "Alcudiense Superior" presentan "plunges" suaves y medios, y se presentan concentrados en los bordes NO y SE de la falsilla. Ambas zonas de concentración de líneas coincide con los extremos del plano medio de S_1 , lo que quiere decir que esta serie se encontraba en posición horizontalizada antes de la generación de la esquistosidad hercínica.

En resumen, la esquistosidad hercínica se superpone a una estructura monoclinial verticalizada en el conjunto inferior precámbrico, mientras que en el conjunto superior los planos S_1 actúan de plano axial de su plegamiento. Es decir, la deformación hercínica afecta a una estructura previamente verticalizada en el "Alcudiense Inferior" y es, por contra, la responsable de la estructuración del "Alcudiense Superior". Por lo tanto, la deformación del conjunto inferior se produjo antes de que tuviera lugar el depósito del conjunto suprayacente, pues de no ser así, resultaría imposible de explicar que en una misma zona las lineaciones de intersección, que están contenidas en el mismo plano (la S_1), fueran verticales en el primer caso y subhorizontales en el segundo.

A escala de afloramiento, dentro de la hoja no se han encontrado estructuras menores de esta etapa deformativa, y sólo son reconocibles *in situ* la lineaciones de fuerte "plunge".

Respecto a la geometría original de las estructuras en el conjunto inferior precámbrico, no se puede decir gran cosa por el momento localmente. GARCÍA-HIDALGO *et al*, *in litt.* describen pliegues laxos, de dirección N-S y amplitud de 15-20 km., prehercínicos y pre-Ordovícicos en el Alcudiense Inferior del Gran Anticlinorio Centro-Extremeño, al N de Villanueva de La Serena. Las relaciones angulares de superposición reconocibles actualmente han sido en gran parte alteradas por los efectos de las deformaciones hercínicas. No obstante, otros datos también parecen indicar una posición original ligeramente más nortada que las estructuras hercínicas (probablemente de NO-SE a NNO-SSE), habiendo sido rotadas durante la primera fase hercínica para intentar situarse subperpendicularmente al plano de máximo acortamiento (ORTEGA, 1988; AMOR y ORTEGA, 1987; ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, 1987).

La ausencia de esquistosidad asociada a estos pliegues indicaría que no existió una compresión importante. Esto puede deberse a la situación de esta área en una zona muy extensa de un frente orogénico precámbrico, o bien, como ha sugerido RIBEIRO (1974), a la adaptación a un zócalo rígido que se fracturó y se movió en la vertical, dando lugar así a la deformación de la cobertera que en este caso era el "Alcudiense Inferior". Esta última hipótesis encajaría en principio con la geometría intuida a escala regional para las estructuras precámbricas, es decir, zonas prácticamente planas sin deformación, zonas monoclinales verticalizadas y zonas plegadas. Los afloramientos de la hoja de Mestanza corresponderían a una zona verticalizada.

3.1.2. Tectónica de bloques pre-ordovícica

La distribución de afloramientos del conjunto superior precámbrico en el anticlinal de Alcudia, se realiza según unas bandas de rumbo NO-SE con anchura kilométrica. Estas bandas aparecen limitadas, en buena parte, por fallas subverticales, lo que refleja una importante tectónica de bloques. El Ordovícico Inferior que flanquea el anticlinal no muestra señales de

haber sufrido esta tectónica y, por ello, las rocas paleozoicas se apoyan indistintamente sobre ambos conjuntos litoestratigráficos precámbricos. Esta tectónica de bloques no parece ser un hecho aislado en el anticlinal de Alcudia, sino más bien parece ser que se halla generalizada a todo el sector meridional de la Zona Centroibérica (ORTEGA *et al.*, 1988).

Esta distribución según bandas NO-SE es la que también presentan los afloramientos del "Alcudiense Superior" en la hoja de Mestanza, y en especial la banda central de Villalba-Atovelez (del centro al SE del mapa). Estos afloramientos aparecen claramente limitados por fracturas tanto por el borde oriental como occidental. En la parte Oeste, las fracturas forman realmente una red de fallas, de las cuales un excelente afloramiento se puede ver en las recientes trincheras de la nueva carretera de El Hoyo, nada más pasar el arroyo del Venero. En dicho punto se pueden ver superficies subverticales, con formas anastomosadas y con estrías sub-horizontales, que reflejan el rejuego hercínico como falla transcurrente sinistral. En el lado Este se encuentra una estructura mucho más neta que ha sido denominada Falla del Guijo (PALERO 1991 y 1993) que atraviesa en diagonal el valle de Alcudia desde la zona de Villalba en el hoja de Mestanza, hasta la zona de Galdina en la hoja de Solana del Pino. Esta gran falla tiene dirección NO-SE y buzamiento subvertical, presentando afloramientos en los arroyos del Estrecho del Burcio y del Guijo. En este último punto existe un espectacular afloramiento junto al vado del camino que va al cortijo del Rincón de Fray Domingo. Allí, la falla está representada por una brecha tectónica de unos 50 m. de potencia, formada por trozos de grauvacas aplastados y triturado, algunos de gran tamaño, envueltos por una matriz pizarrosa foliada y alterada.

La Falla del Guijo separa claramente dos bloques de rocas precámbricas. El situado al SO, que corresponde al labio hundido, está formado por las rocas del "Alcudiense Superior", mientras que en el bloque NE, que es el levantado, aflora el "Alcudiense Inferior". A solo unos pocos cientos de metros de la falla comienzan de nuevo los afloramientos del "Alcudiense Superior", al pie de la sierra de Puertollano, lo que permite trazar la posición teórica de la discordancia intraprecámbrica y calcular el salto de falla. Este salto es aproximadamente de unos 800 m., lo que da idea de la magnitud del accidente.

Al comienzo del Ordovícico parece ser que la falla volvió a actuar, pero en esta ocasión lo hizo en sentido contrario, hundiendo el bloque NE respecto al SO. El movimiento se hace notar por un notable aumento del espesor de la "Formación de Base" hacia el Este, pero este salto es pequeño comparativamente con el pre-ordovícico. La "Cuarcita Armoricana" no parece notar ya efectos de movimientos de la falla.

El comportamiento de las lineaciones L1 en el conjunto superior precámbrico sigue pautas hercínicas, lo que indica que la tectónica de bloques que le afecta apenas produjo un plegamiento asociado. Consecuencia de ello es que el contacto del Paleozoico Inferior sobre el "Alcudiense Superior" es de discordancia cartográfica, no apreciándose discontinuidad a nivel de afloramiento.

3.1.3. Edad de las deformaciones pre-hercínicas

La oposición a reconocer la presencia de una discordancia intraprecámbrica, ha llevado a gran parte de los autores que han trabajado en la región a atribuir toda la deformación pre-ordovícica a la fase Toledánica de los movimientos preordovícicos (LOTZE, 1956). No

obstante, ha habido autores que relacionaron el “Alcudiense” con el Brioveriense del Macizo Armoricano Francés (BOUYX, 1970; TAMAIN y OVTRACHT, 1971; TAMAIN, 1972), considerando que la deformación se produjo durante la orogenia Cadomiense.

La consideración de las dos discordancias que limitan los conjuntos litológicos precámbricos supone la existencia de dos etapas tectónicas pre-ordovícicas en la región, una intraprecámbrica y otra probablemente cámbrica.

La edad de los movimientos intra-precámbricos resulta difícil de precisar a causa de la ausencia de dataciones concisas del “Alcudiense Inferior”. Si se acepta para esta unidad una edad correspondiente al Rifeense Superior según MITROFANOV y TIMOFIEV (en SAN JOSÉ 1983), y puesto que el “Alcudiense Superior” pertenece claramente al Vendiente Superior-Cámbrico Inferior, el plegamiento intraprecámbrico se habría producido en el Vendiente Inferior o Medio. Sin embargo, si se consideran las dataciones paleontológicas de VIDAL *et al.* (1994), que establecen una edad Vendiente Superior para el Alcudiense Inferior y Vendiente Superior-Cámbrico Inferior para el Alcudiense Superior, la deformación sería intra-Vendiente Superior. Esto supondría que el plegamiento se produciría de forma repentina durante un corto período de tiempo, lo cual es coherente con el estilo deformativo encontrado.

La tectónica de bloques que afecta al “Alcudiense Superior” podría ser atribuida a los movimientos pre-ordovícicos *s.l.*, generalmente mal llamados sárdicos, pero si se aceptan las ideas de ORTEGA *et al.* (1988), que consideran esta fase Cadomiense, esta deformación sería más antigua, ya que habría precedido al depósito del Cámbrico. Según este modelo, resultaría más lógico suponer que este juego de bloques se produjo a principios del Cámbrico y relacionarlo con los movimientos asínticos. Como se está demostrando en los últimos trabajos que al menos la parte más alta del Alcudiense Superior es ya Cámbrica Inferior, podemos considerar de acuerdo con SAN JOSÉ (1990) que los movimientos y basculamientos que afectan al Alcudiense Superior y al Cámbrico Inferior de los Montes de Toledo en general, es la llamada Fase Toledánica que separa a las formaciones del Cámbrico Superior-Ordovícico Basal del Cámbrico Inferior, fase que en su definición LOTZE (1956) sitúa en el Cámbrico Superior bajo; es posteriormente datada con precisión mediante el Complejo Vulcano-Sedimentario de MARTÍN ESCORZA (1976), y también en la Formación Os Amarelos de Portugal. La Fase Toledánica forma parte de los movimientos Preordovícicos *s.l.* y ha sido mal denominada muy generalmente fase Sárdica. La fase Sárdica descrita en Cerdeña (en italiano Sardinia) ha sido datada con precisión por PILLOLA y GUTIÉRREZ-MARCO (1988) y tiene una edad en el límite entre Llandeiliense y Caradociense por lo que es bastante más reciente que los movimientos preordovícicos.

3.1.4. Otros movimientos pre-hercínicos

Durante la sedimentación de la sucesión paleozoica se produjeron algunos movimientos cuyo reflejo se hizo notar en ciertos cambios de espesor y de facies. Los más notables se aprecian en la “Formación de Base”, en la que los cambios de espesor en zonas relativamente próximas son más que notables. Estas variaciones de potencia fueron reconocidas por BOUYX (1970) y TAMAIN (1972), quienes las interpretaban como la fosilización de un paleorrelieve. Sin embargo los cambios tan repentinos como el producido en relación con la Falla del

Guijo invitan más a pensar en efectos de movimientos de estas estructuras sincrónicas con la sedimentación del comienzo del Ordovícico. Todo ello está reflejando unas ciertas condiciones distensivas en el comienzo de la transgresión ordovícica haciendo rejuglar como fallas directas estructuras más antiguas. Estos movimientos, por su posición temporal, pueden considerarse como lo que se ha denominado Fase Ibérica (LOTZE 1956), que es la más reciente y generalizada de las dos fases preordovícicas, que el mismo Lotze que las considera como el último cortejo de la fase Asintica reconoce que “los plegamientos propiamente dichos (de las fases preordovícicas) no existen en España”.

Otra evidencia de movimientos pre-hercánicos, son las variaciones en el fondo de la cuenca paleozoica de la región, que quedaron reflejadas en la secuencia sedimentaria. El más notable fue el que causó la laguna estratigráfica del Ashgillense Medio. Sin embargo, resulta imposible decidir si estas fluctuaciones fueron debidas a movimientos de tipo epirogénico, o a un fenómeno regresivo del mar paleozoico producto de causas tales como glaciaciones. En esta línea están las interpretaciones de HAFENRICHTER (1980) y ROBARDET & DORÉ (1988), pero también hay interpretaciones respecto a la importancia de fenómenos tectónicos sinsedimentarios (PINEDA, 1987). PIEREN (1986) describe la existencia de tectónica vertical en un marco distensivo en el límite Ordovícico-Silúrico. Esta tectónica vertical lleva asociada un metamorfismo de grado muy bajo datado en 420-423 m.a. (DALLMEYER y PIEREN (1987). Estos autores consideran este metamorfismo como de contacto, y asociado al volcanismo silúrico de Almadén, resultado de un penacho mantélico acorde con el entorno distensivo.

En el ámbito de la hoja de Mestanza, así como en sus alrededores, los “Esquistos Chavera” y los “Bancos Mixtos”, que son las unidades que fosiliza la discontinuidad estratigráfica, muestran una cierta homogeneidad en cuanto a su espesor y facies, no habiéndose encontrado ninguna evidencia de fenómenos tectónicos que les afecten.

3.2. TECTÓNICA HERCÍNICA

Después del Carbonífero Inferior, sedimentos que no afloran en la hoja de Mestanza, se produce la principal orogénesis en la región, la cual se hace notar mediante dos fases tectónicas hercínicas. La 1ª fase hercínica fue la principal y se produjo como consecuencia de un acortamiento de dirección aproximadamente N-S, que dio lugar a estructuras de aplastamiento de dirección general ONO-ESE. Esta fase afecta a toda la zona cartografiada y es la que origina los tres grandes pliegues que construyen la geología de la hoja, es decir, el anticlinal de Calatrava, el sinclinal de Puertollano y el anticlinal de Alcudia.

Estas macroestructuras están afectadas por una 2ª fase de deformación hercínica, que se produce como consecuencia de un nuevo campo de esfuerzos que ocasiona un acortamiento aproximadamente E-O. Esta 2ª fase no actúa de forma generalizada en la hoja y da lugar a grandes fallas de desgarre, que suelen ser el rejuego de antiguos accidentes que son reactivados en este nuevo régimen deformativo. Las más importantes son el sistema de fallas de desgarre que afecta a la mitad oriental del sinclinal de Puertollano, la falla de El Guijo y el sistema paralelo de fracturas que afectan a la parte centro-meridional del valle de Alcudia. Otro efecto de esta etapa deformativa es el giro que muestran las estructuras hercínicas en la parte suroccidental.

3.2.1. Primera fase hercínica (f-1)

3.2.1.1. Macroestructuras

Las principales macroestructuras de la 1ª fase son los grandes pliegues. La morfología de estos pliegues está controlada por la potente y competente "Cuarcita Armoricana", ya que sus características reológicas hacen que sea esta unidad la que condicione la amplitud y longitud de onda de los pliegues de primer y segundo orden, amoldándose las demás unidades a la geometría por ella generada.

A grandes rasgos se pueden describir los macropliegues como ligeramente vergentes al Sur, de gran longitud de onda y menor amplitud. Desde el punto de vista puramente geométrico se puede hablar de pliegues cilíndricos, isopacos, con ejes subhorizontales y plano axial verticalizado. Los cierres periclinales se producen por inmersión del eje, debido a interferencias con la segunda fase o a la unión de dos estructuras.

La geometría cilíndrica queda patente al realizar la proyección estereográfica de los planos de estratificación de las rocas paleozoicas, principalmente presentes en el sinclinal de Puertollano. Los polos de estos planos se distribuyen con una clara tendencia meridiana, concentrándose en un semicírculo mayor de la falsilla. La distribución de polos muestra una clara simetría rómbica al disponerse de medidas en los dos flancos del macropliegue, aunque hay claro predominio de planos buzantes al NNE. El eje deducido para el macropliegue muestra un "plunge" de 8° en la dirección N 297°E.

La parte del anticlinal de Calatrava que entra en la hoja de Mestanza, corresponde prácticamente a su cierre oriental. Este cierre se produce por una combinación una importante traslación de un sistema de fallas NE-SO y de una brusca inmersión hacia el SE del eje de la macroestructura. Se interpreta que este cierre está condicionado por interferencia de la F-2 hercínica, aspecto que será tratado más adelante.

El sinclinal de Puertollano tiene una anchura media de unos 8 Km.. Muestra una traza axial arqueada, desde un rumbo casi E-O en la parte occidental, a prácticamente NO-SE en la oriental. Su flanco septentrional se presenta con fuertes buzamientos y, aunque en buena parte esta cubierto por una extensa raña, parece ser que su núcleo y su flanco estén separados por un importante accidente NO-SE. Lo cierto es que todo su núcleo está fuertemente afectado por una importante red de fracturas de F-2 hercínica, que distorsiona en gran medida las estructuración de 2º orden dentro del sinclinal. Por contra, el flanco meridional aparece con buzamientos más tendidos y aparenta haber una mejor continuidad entre núcleo y flanco.

El anticlinal de Alcudia tiene una anchura de unos 15 km. y muestra una traza axial semejante al sinclinal de Puertollano, variando de ONO-ESE en la parte Oeste, a NO-SE en la Este. Su flanco Norte está tendido y presenta un replegamiento anticlinal-sinclinal de 2º orden en el cerro Fuente y collado de las Vacas. El corto tramo de flanco Sur presente en la Hoja, aparece con fuertes buzamientos o casi subvertical.

Otras macroestructuras también reseñables son algunas fallas longitudinales a la dirección de los pliegues y que son contemporáneas o ligeramente tardías respecto al plegamiento. Se reconocen dos tipos distintos de estas fracturas que son:

- Fallas inversas de gran ángulo. En el ámbito de la hoja se reconocen al menos dos fallas de este tipo. La principal se halla al Sur de Villanueva de San Carlos y discurre casi por el río Ojailén. La segunda se encuentra al Norte de Cerro de las Mesas, en el extremo oriental de la hoja y se prolonga en la vecina hoja del Viso del Marqués. Estas fallas se formaron como acomodación en zonas de plegamiento apretado, al sobrepasarse el límite elástico de las rocas y solucionarse la compresión mediante falla inversa. Estas fallas, al mostrar un rumbo favorable, aparecen normalmente rejugadas como desgarres en la 2ª fase hercínica.
- Fallas directas. En la hoja de Mestanza no son muy frecuentes este tipo de fallas como macroestructuras y es probable que algunas que son consideradas como desgarres de 2ª fase, sean en origen fallas de este tipo. Probablemente, la falla que afecta al núcleo del sinclinal de Puertollano en la zona del Collado del Aire, y que se prolonga al NE por debajo de las rañas, fuera en origen una falla de este tipo.

3.2.1.2. Mesoestructuras

Las estructuras de tamaño decamétrico generadas por la primera fase hercínica son esencialmente pliegues. Se encuentran desarrollados en todas las unidades litológicas y se localizan principalmente en los núcleos de los grandes sinclinales.

La morfología de estos pliegues es función directa de la litología del conjunto rocoso aplastado. Así, las unidades competentes dan pliegues de gran longitud de onda y amplitud similares a los macropliegues, aunque son algo más apretados y las relaciones longitud de onda y amplitud son más pequeñas. Por contra, las litologías poco competentes generan pliegues de morfología variable, desde sinusoides con gran longitud de onda y corta amplitud, a otras donde ocurre lo contrario y dibujan pliegues algo apretados. Normalmente estos últimos aparecen localizados en los núcleos sinclinales, mientras que los primeros aparecen en flancos y zonas tendidas de las macroestructuras.

En cuanto a la geometría, los pliegues desarrollados en litologías de cierta competencia son isopacos, cilíndricos, con eje subhorizontal y plano axial subvertical. Mostrándose en proyección estereográfica característica dispersión de polos de planos S_0 describiendo un semicírculo mayor de la falsilla, con el plano de S_1 actuando de plano axial y el eje con "plunge" suave y contenido en el plano de esquistosidad. En las litologías menos competentes se reconocen pliegues semejantes a éstos, pero también es corriente encontrar otros con ligeros engrosamientos de charnela.

3.2.1.3. Estructuras Menores y microestructuras

La estructura menor más significativa que genera la 1ª fase hercínica es la esquistosidad S_1 , la cual está generalizada en todo el mapa. La formación de una fábrica planar en las rocas de la zona es una característica propia de esta fase tectónica, pudiéndose considerar como la única existente en el ámbito de la hoja.

Se trata de una esquistosidad de plano axial, contemporánea con el desarrollo de los pliegues de F-1. Una roseta de direcciones de los planos de S_1 en el sinclinal de Puertollano, muestra un rumbo ampliamente dominante ONO-ESE, el cual incluye el valor del plano medio N 118°E con 84° de buzamiento al NNE. El análisis estadístico angular, muestra que la desviación

estándar es baja (6%) y el intervalo de confianza estrecho (6.78°), lo que indica que hay pocos planos que se aparten del rumbo general y que, además, estos se alejan pocos grados de la dirección del plano medio. En otras palabras, que los procesos que alteran la estructura general de F-1 son muy poco significativos en el sinclinal de Puertollano. El estereograma de densidad de polos de planos S_1 pone de manifiesto una gran concentración de puntos en los bordes NNE y SSO, reflejo de la homogeneidad de datos.

En el anticlinal de Alcudia la esquistosidad S_1 tiene una dirección general más nortada NO-SE. En la roseta de direcciones se aprecia el máximo en esa dirección, pero se aprecia una amplia dispersión desde ONO-ESE a NO-SE. El plano medio de esquistosidad S_1 en las rocas precámbricas es de N 154°E, con buzamiento subvertical. En el histograma angular se aprecia una clara distribución gaussiana, con una desviación estándar muy baja (3.56%) y un intervalo de confianza bajo (8.41°). Teniendo en cuenta la amplia dispersión de rumbos, esto quiere decir que se encuentran toda la gama de rumbos entre los extremos de la dispersión.

Sobre el terreno, la esquistosidad reconocida se puede considerar como una *slaty cleavage* que tiene un desigual desarrollo en cada término litológico. Así, en los materiales pizarrosos está mucho mejor formada que en los arenosos, y en los paquetes ortocuarcíticos prácticamente no se reconoce. Consecuencia de ello es que en las unidades litoestratigráficas de la zona, constituidas por alternancias de pizarras y areniscas, sean frecuentes los fenómenos de refracción.

Al microscopio se puede apreciar que los planos de esquistosidad se forman mediante una reorientación de los elementos planares existentes en las rocas, principalmente las placas de micas y la matriz sericitica. Entre los granos de cuarzo se reconocen incipientes procesos de "pressure-solution" y en las rocas ricas en materia orgánica se produce una concentración de los materiales carbonosos a lo largo de dichos planos. En las areniscas con moscovita y en las pizarras arenosas la esquistosidad generada no llega a borrar la foliación sedimentaria original, la cual viene marcada por las micas detríticas. La intersección de estos dos planos genera astillamientos "pencil structures", que en ciertos casos son muy espectaculares.

En resumen, se puede afirmar que la esquistosidad desarrollada por la F-1 hercínica no fue un fenómeno penetrativo y no alteró sustancialmente la fábrica original de las rocas afectadas. Este hecho está reflejando que esta etapa deformativa no ocasionó un aplastamiento importante.

Otras estructuras menores de importancia son los pliegues a pequeña escala, aunque en la hoja de Mestanza no son muy abundantes. Los replegamientos son más frecuentes en las unidades de alternancias y en las pizarrosas, siendo prácticamente inexistentes en las cuarcíticas.

En los núcleos sinclinales de ordenes mayores se forman pliegues algo más apretados de lo normal, dándose casos en que la longitud de onda es menor que la amplitud de su senoide. Lo normal en estos casos es que el pliegue adquiera forma de "chevron", presentando charnelas rotas y algunas disarmonías entre capas. En las unidades pizarrosas de cierto espesor, como los "Esquistos del Río", las capas arenosas aisladas dan lugar a pliegues de tipo ptygmático como consecuencia de la acusada diferencia de competencia entre ambos tipos rocosos.

En los flancos de los grandes anticlinales se desarrollan algunos pliegues menores, en especial en los “Estratos Pochico”. Son los denominados pliegues de flanco “drag folds” y suelen ser isopacos, cilíndricos, con eje subhorizontal y plano axial subvertical. Como peculiaridad presentan el flanco situado hacia la charnela anticlinal mucho más corto que el otro. Algunos ejemplos de estos pliegues están presentes en las trincheras del f.c. en construcción abandonada cerca de Peña Horcada.

Mención aparte merecen los pliegues menores hercínicos desarrollados en las conjuntos litológicos precámbricos, los cuales aparecen repartidos de forma irregular en los afloramientos de estas rocas. Se pueden reconocer tres tipos diferentes de pliegues en función de la posición actual del eje axial:

- Pliegues con ejes axiales subverticales. Son el resultado del replegamiento de planos de estratificación verticalizados. Son pliegues cilíndricos, isopacos, presentan el plano axial subvertical y el eje variando su “plunge” entre 90° y 75°. Es corriente que presenten longitudes de onda y amplitudes cortas y parecidas, dando formas sinusoidales simétricas.
- Pliegues con ejes de “plunge” medio. Se producen al replegar superficies de S0 originalmente tendidas. Estos pliegues son de geometría cónica o pseudocilíndrica, son isopacos o con ligeros engrosamientos de charnela y suelen presentar ligera vergencia al Sur.
- Pliegues con ejes subhorizontales. Se forman al plegar estratos originalmente horizontalizados. Son pliegues cilíndricos o pseudocilíndricos, isopacos o con ligeros engrosamientos de charnela, mostrando planos axiales subverticales.

La distribución espacial de estos pliegues menores no tiene un control claro. Es frecuente encontrar zonas muy replegadas, como en el arroyo de la Gamonosa, las cuales alternan con zonas poco deformadas. Aparentemente no existen causas que justifiquen esta irregularidad en la nucleación de pliegues menores, pero resulta evidente que las posiciones más favorables para su desarrollo se dan cuando los planos de S0 tenían una dirección pre-hercínica próxima a N-S.

3.2.1.4. Mecanismos de deformación de la 1ª fase hercínica

Las estructuras generadas durante la 1ª fase hercínica demuestran que la deformación se realizó en la epizona pero por debajo del frente de esquistosidad, en lo que correspondería al límite de los niveles estructurales medio e inferior de MATTAUER (1976). En esta situación, el plegamiento se realizó por un proceso de “buckling” (RAMSAY & HUBER, 1987), como consecuencia de un flexo-deslizamiento entre capas que se puede reconocer a todas las escalas.

La macroestructura general viene definida por la “Cuarcita Armoricana”, que controla la geometría a escala regional al reunir las condiciones mecánicas ideales para el desarrollo de este proceso de “buckling”.

A escala de los pliegues menores, el mecanismo de plegamiento sigue siendo el mismo, favorecido además porque las unidades litológicas están constituidas mayoritariamente por alternancias de rocas con gran diferencia de competencia. Como muestra de ello están

las estrías que aparecen entre las capas areniscosas y la aparición de grietas de tensión perpendiculares al arco exterior de los pliegues. Cuando una capa competente tiene un espesor mayor del normal de la alternancia que la rodea, aparecen entonces señales de deformación tangencial, con la formación de grietas de tensión dentro de la capa dura, a veces dispuestas "en échelon", y contactos mecanizados.

3.2.2. Segunda fase hercínica (f-2)

3.2.2.1. Macroestructuras

Debido al carácter heterogéneo de la deformación de 2ª fase, sus efectos se hacen notar de forma muy desigual en la hoja de Mestanza. Las zonas más afectadas por esta etapa deformativa son las partes occidental y centro-meridional de mapa, así como la centro-oriental. Las principales macroestructuras son cizallas frágiles con rumbo NO-SE y componente de desplazamiento sinistral. Se reconocen dos grandes accidentes, uno que afecta a la zona central del anticlinal de Alcudia y el otro que afecta a la parte oriental del sinclinal de Puertollano.

El accidente que afecta a las rocas precámbricas no es otro que la reactivación en un nuevo campo compresivo E-O de las estructuras pre-hercínicas que limitan la banda de "Alcudiense Superior" de Villalba-Atovelez, estructuras que también controlan la posición de la facies desorganizadas del "Alcudiense Inferior". Efectivamente, este límite se presenta como una amplia banda de cizallamiento, donde a escala de afloramiento se reconocen una importante red de fracturas de movimiento senestro, con rumbos NO-SE y ONO-ESE, las cuales compartimentan las rocas en litones de formas ovaladas. Estas fracturas corresponden a los sistemas Y y R_1 (Riedel sintético) de una banda de cizalla transcurrente sinistral de rumbo NO-SE. Con menor incidencia se ven otros sistemas de fracturas dexas ENE-OSO y tensionales rellenas de brechas implosivas NE-SO. Ambos sistemas representan a los sistemas R_2 (Riedel antitético) y T en el mismo régimen de cizalla. De forma local y, sobre todo, en las brechas intraformacionales más ricas en matriz pelítica, se aprecia una crenulación sobre los planos de S_1 que define una S_2 incipiente con rumbo N-S y buzamiento subvertical. Estos planos representan al plano de aplastamiento dentro de la banda de cizalla. En total, la banda afectada por este corredor de cizalla tiene una anchura de 1 a 1,5 km. y se pueden ver excelentes afloramientos en la carretera de El Hoyo y en el arroyo de la Gamonosa.

Esta banda de deformación de F-2 representa la zona de resolución, mediante una importante traslación transcurrente, de una amplia banda de cizallamiento dúctil que afecta a toda la parte occidental de la hoja. Efectivamente, en la parte más oriental de la vecina hoja de Brazatortas comienza un giro progresivo de las estructuras de F-1 hercínica, desde rumbos ONO-ESE a posiciones cercanas a N-S. Este giro se ve acentuado en la hoja de Mestanza, y en toda la parte occidental predominan los rumbos norteados que finalizan al alcanzar la banda de fracturación comentada. Este hecho queda reflejado en la roseta de direcciones de los planos de S_1 en las rocas del "Alcudiense Inferior", apareciendo una clara dispersión de rumbos desde E-O a N-S, con máximos en ONO-ESE, NO-SE y N-S. Por contra, en las rocas del "Alcudiense Superior" la roseta de direcciones muestra un rumbo claramente dominante NO-SE, paralelo a los accidentes de F-2, sin apenas dispersiones. Esto está reflejando un comportamiento casi pasivo del bloque nororiental de la banda de cizalla, limitándose su deformación a una ligera adaptación a la dirección general de estructuración en la zona.

Si se aumenta la escala de observación más allá del mapa, la distorsión progresiva de la traza de la esquistosidad S_1 en la hoja de Mestanza son los efectos más externos de una gran banda de cizalla regional de rumbo NO-SE y componente sinistral, que comienza precisamente en esta hoja y se prolonga hacia el NO hasta la Sierra de Las Villuercas (ORTEGA, 1988).

La cercana falla de El Guijo muestra un rejuego como desgarre mucho menos importante. Esto se traduce en ligeras distorsiones de las trazas axiales de los pliegues de F-1 en la banda de "Alcudiense Superior" de Villalba-Atovelez, así como en continuas variaciones en el "plunge" de la lineaciones L_1 .

La banda de deformación que afecta al sinclinal de Puertollano comienza en el río Fresnedas, pasa por las Cumbres de Picón y por el Collado del Aire, y prosigue bajo las rañas del paraje de El Bonal. En esta zona la estructura parece independizar la zona de flanco, en la sierra de Calatrava, del núcleo del sinclinal. Esta banda de deformación está mucho peor definida que la descrita en el valle de Alcadia, y esto se debe a la intensa fracturación asociada que, partiendo de la estructura principal, produce una gran compartimentación del núcleo del sinclinal de Puertollano. Con una simple observación del mapa se pueden distinguir dos sistemas de fracturas relacionadas con la principal NO-SE. Estos sistemas son ONO-ESE, que corresponden a cizallas sinestrales, y NE-SO, que son cizallas dexas. Estas últimas han sido rejugadas en deformaciones más tardías y, por ello, presentan sentidos de desplazamiento contradictorios.

A nivel de afloramiento se aprecia que la mayor parte de la deformación la han asumido las unidades pizarrosas y, en especial, las pizarras negras de los "Esquitos Chavera". No es raro encontrar auténticas filonitas desarrolladas en las pizarras, lo cual se pone de manifiesto por una disgregación con formas amigdaloides producidas por el desarrollo de planos S y C, típicos de cizallas. Las "Cuarcita del Criadero" presentan ante esta deformación un comportamiento muy peculiar, al verse rodeadas de materiales fácilmente deformables y presentar una dirección casi longitudinal a la de las cizallas. Por ello, las cizallas se disponen paralelas a las capas ortocuarcíticas, produciendo amplias repeticiones y desarrollo de cuñas tectónicas.

Otros efectos de la F-2 hercínica en la parte oriental es la formación de domos y cubetas, los cuales son producidos como consecuencia de la tectónica de ejes cruzados entre los campos de esfuerzos de ambas fases hercínicas. Estas estructuras de plegamiento son muy suaves y están presentes en la parte occidental del mapa, en los afloramientos del "Alcudiense Superior" de Cabezarrubias e Hinojosas.

La cuenca hullera de Puertollano es también una estructura generada por la F-2 hercínica, la cual se puede considerar como un "pull-apart" un poco especial. Si se observa la macroestructuración del mapa, se puede apreciar que el sinclinal de Puertollano tiene un cambio de rumbo de E-O a NO-SE y es justamente en la parte E-O donde se sitúa la cuenca hullera. También se puede apreciar que casi hay una coincidencia espacial entre el límite Este de los materiales carboníferos y la prolongación hacia el NO de los grandes accidentes transcurrentes sinestrales. Por lo tanto, es lógico establecer una relación entre el cambio de la traza axial del sinclinal, la situación tan definida del materiales carboníferos y los grandes accidentes de F-2.

La formación de la cuenca hullera de Puertollano se puede suponer como el resultado de la creación de una zona subsidente, la cual sería efecto de interferencia del accidente transcurrente senestro de Villalba-Atovelez con el sinclinal de Puertollano. Parece ser que la deformación de F-2 frágil en el anticlinal de Alcudia, se tradujo en el sinclinal paleozoico en un giro de la estructura de F-1 primero, y en la creación de un espacio transtensivo después, lo que dio lugar a la formación de una cuenca subsidente restringida que se rellenó con sedimentos carboníferos.

3.2.2.2. Mesoestructuras

A la mesoescala, la 2ª fase hercínica generó bandas de cizalla dúctiles-frágiles y frágiles-dúctiles, de corridas normalmente inferiores al kilómetro y anchura métrica y decamétrica. Estas cizallas se encuentran esencialmente en las rocas precámbricas y llevan asociada una fuerte silicificación. Estas estructuras forman dos sistemas bien caracterizados que son conjugados entre si. El primer sistema tiene una dirección NO-SE y muestra una componente transcurrente sinistral. El otro sistema agrupa a cizallas dexas con rumbo próximo a E-O. Como ejemplos de estas estructuras se pueden citar las cizallas NO-SE de los indicios mineros de los alrededores del cortijo de la Rafa (parte SO del mapa), y las de las antiguas minas del Rincón de Fray Domingo y del Cortijo del Charquitín. Como ejemplos de la cizallas E-O se pueden citar las del Burcio y las del arroyo del Zarzoso.

Junto a la aparición de las cizallas silicificadas, la F-2 también genera un importante sistema de fracturas de rumbo entre N 45°E y N 60°E, el cual corresponde a las grietas de tensión en un cizallamiento senestro de rumbo NO-SE. Estas fracturas aparecen repartidas por toda la hoja y presentan rellenos de brechas tectónicas, mineralizaciones metálicas y rocas subvólcánicas. En afloramientos, estas estructuras presentan varias reactivaciones, mostrando una historia compleja posterior a su primera generación.

La 2ª fase también generó un plegamiento propio a la mesoescala. Estos pliegues son realmente escasos y sólo se forman en situaciones muy determinadas. Se han encontrado dos tipos diferentes de estos pliegues, unos con geometría cónica y eje axial con fuerte “plunge”, y otros de geometría cilíndrica y eje axial con “plunge” suave. De los primeros se pueden observar un buen ejemplo en el arroyo de la Gamonosa, y de los segundos, el ejemplo más espectacular se halla en el río Montoro, en la cola del pantano del mismo nombre.

En el arroyo de La Gamonosa se encuentran efectos muy aparentes de la deformación de F-2, y entre ellos están los pliegues cónicos. Estos se forman por el replegamiento de las rocas del “Alcudiense Inferior” cuya posición pre F-2 es subvertical por efecto de las diferentes deformaciones sufridas por estas rocas. Esta zona está afectada por las fracturas transcurrentes NO-SE que llevan asociada una deformación importante, la cual es la suma de un aplastamiento y de una componente rotacional sobre un plano vertical. Si la estructura encuentra una anisotropía en posición subparalela a la falla, como ocurre con la estratificación en este caso, se forman pliegues de eje subvertical, plano axial ligeramente curvo y geometría cónica.

Los pliegues cilíndricos con eje de “plunge” suave se forman por acortamiento simple sobre planos de buzamiento suave en tramos grandes. Son pliegues realmente raros, cuya nucleación no es fácil de entender en el contexto geotectónico regional en el que se encuentra la hoja. Sin embargo existen y un excelente ejemplo es el citado del río Montoro. El pliegue afecta a

un gran lentejón de brechas intraformacionales y dobla, claramente, tanto a la esquistosidad S_1 como a la estratificación S_0 , describiendo una sinusoide abierta con corta amplitud. El eje muestra un “plunge” de unos 35° hacia el NO y parece amortiguarse rápidamente al adquirir la S_0 una posición verticalizada.

3.2.2.3. Estructuras menores

En cuanto a las estructuras menores de F-2 hay que señalar que no son muy abundantes. Junto con la descripción de las macroestructuras ya se comentó el desarrollo local de una foliación propia, de una S_2 de crenulación que, aunque es incipiente, es muy significativa. Sin embargo, las estructuras menores más corrientes son pliegues. Estos suelen ser pequeños y se amortiguan rápidamente. Presentan normalmente un flanco más largo que otro, geometría cónica y eje con fuerte “plunge”. Ejemplos de estos pliegues se pueden ver en el río Montoro, cerca del límite meridional del mapa, en el arroyo de la Gamonosa, y cerca de la mina de la Gitana.

Unas estructuras menores curiosas son ciertas refracciones anómalas de los planos de S_1 al atravesar las alternancias de pizarras y grauvacas precámbricas, cuyo ángulo exagerado de refracción es un efecto de la 2ª fase hercínica. Efectivamente, se encuentran algunos afloramientos donde los planos de S_1 , al pasar de una capa pizarrosa a otra grauváquica, tienen un ángulo de refracción superior a los 90° . Estos afloramientos se hallan cerca o dentro de sectores afectados por la F-2, con la estratificación subvertical y con dirección favorables para ser reactivada por una componente rotacional. Los deslizamientos entre capas por esta componente rotacional serían los causantes de estas anómalas refracciones de los planos S_1 . Evidentemente, si el movimiento de las capas grauváquicas es importante, la S_1 se ve absolutamente modificada y se genera una nueva S de cizalla que es subparalela a los planos de estratificación.

3.2.2.4. Mecanismos de deformación de la 2ª fase hercínica

La deformación de 2ª fase ha sido reconocida en otras zonas de la región por ROIZ (1979), AMOR y ORTEGA (1987), ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO (1987), ORTEGA (1988), ORTEGA *et al.* (1988) y PALERO (1991). Otros autores, sin llegar a reconocer esta 2ª fase como tal, si notaron los efectos de un aplastamiento E-O en la región, como por ejemplo CASTELLÓ y ORVIZ (1974) y ORVIZ *et al.* (1975).

Esta etapa tectónica constituye un claro ejemplo a escala regional de deformación heterogénea, la cual se haya limitada esencialmente a unos corredores de dirección NO-SE y está producida por cizallamientos levógiros a gran escala ORTEGA (1988). El mejor reflejo de estos “pasillos deformativos” son unos claros lineamientos con esa dirección apreciables en imagen satélite, uno de los cuales atraviesa la hoja en su parte central y cuya principal representación en el campo es la Falla del Guijo. La deformación de estos corredores parece ser consecuencia de un aplastamiento generalizado de dirección E-O, pues los cambios suaves del “plunge” de los ejes de los pliegues parece ser un hecho generalizado a escala regional. No obstante, resulta evidente un aumento de la deformación en corredores concretos y que, según ORTEGA *et al.* (1988), estarían producidos por movimientos de antiguos accidentes de zócalo de dirección NO-SE, los cuales, al presentar una dirección favorable en un campo de esfuerzo E-O, se reactivaron como cizallas sinestrales.

Admitiendo esta hipótesis, se puede pensar que a la macroescala la deformación ocasionada por la segunda fase habría sido asimilada por un cizallamiento simple, sin que hubiera existido un aplastamiento importante capaz de originar una reducción sensible de volumen en el sentido de RAMSAY (1980). Este hecho queda reflejado en la falta generalizada de un plegamiento importante asociado al cizallamiento, limitándose éste al desarrollo de figuras de interferencias suaves y de escasas estructuras menores.

3.2.3. Edad de las deformaciones hercínicas

Las rocas más modernas afectadas por la orogenia hercínica son las pertenecientes al Culm, cuya edad es Viseense-Namuriense Inferior (TAMAIN, 1972), rocas que no afloran en la hoja de Mestanza. En el otro extremo, las rocas post-orogénicas más antiguas son las de edad Estefaniense B-C, que aparecen en la cuenca hullera de Puertollano. Por lo tanto, la deformación de la primera fase hercínica debió ocurrir dentro de ese intervalo de tiempo. Este amplio período puede acortarse más gracias a las dataciones absolutas de los granitos post-F-1 de Fontanosas, de edad 302 ± 7 m.a. (LEUTWEIN *et al.*, 1970; SAUPÉ, 1973), y de Pedroches, cuya edad se estima entre 281 ± 10 y 313 ± 10 m.a. (PENHA y ARRIBAS, 1974). Por lo tanto, la deformación hercínica principal tuvo lugar entre el Namuriense B y el Westfaliense Superior.

La edad de la segunda fase hercínica se puede establecer gracias a las relaciones estructurales encontradas entre los movimientos de cizallas sinestrales y la formación de la cuenca de Puertollano. Teniendo en cuenta la edad Estefaniense B-C de este carbonífero discordante, y lógicamente, suponiendo un cierto sincronismo entre el movimiento de los grandes accidentes transcurrentes y sedimentación, la edad de la F-2 se puede estimar en Estefaniense B. Este dato es coherente con algunas relaciones encontradas por COUPEZ *et al.* (1988) entre el Plutón de Fontanosas y cizallas de la segunda fase. Efectivamente, estos autores describen ciertas geometrías de bandas de cizallas que están condicionadas por la presencia del *stock* granitoide, por lo que su emplazamiento habría sido previo al desarrollo de las cizallas.

3.3. MOVIMIENTOS TARDI-HERCÍNICOS Y POST-HERCÍNICOS

Se engloban en este apartado a una serie de movimientos tectónicos que apenas modifican la estructuración geológica ya generada. Responden de forma general a acortamientos N-S y resulta difícil situar el límite de los que se pueden considerar como tardi-hercínicos de los que son claramente posteriores al ciclo hercínico.

La primera manifestación de una nueva compresión N-S es el plegamiento de la cuenca hullera de Puertollano. Efectivamente, la cuenca carbonífera aparece formando un suave sinclinal muy abierto subdividido en dos cubetas, pliegues que están afectados por la fallas de rumbos NNE-SSO que pueden ser consideradas, cuanto meno, como tardi-hercínicas. Este plegamiento está manifestando un primer acortamiento N-S de cierta entidad.

Las estructuras más notables producidas por los movimientos tardihercínicos son una intensa fracturación originada, igualmente, por una compresión N-S. La deformación es esencialmente frágil y se desarrolló sobre todo en las unidades ortocuarcíticas. Los sistemas de fracturas generados son:

- N-S, tensionales.
- NO-SE, cizallas frágiles dexas.
- NE-SO, cizallas frágiles sinestrales.

Estas fracturas aparecen a todas las escalas y su importancia es variable, encontrándose desde fallas que apenas causan desplazamientos a otras que dan lugar a movimientos laterales de orden kilométrico. Igualmente, este acortamiento ocasiona el rejuego de antiguas estructuras frágiles cuya dirección es favorable para la reactivación en el nuevo campo de esfuerzos. Por ello, en el ámbito de la hoja, las estructuras más aparentes que reflejan el acortamiento N-S tardi-hercínico, son grandes fracturas de rumbo ENE-OSO. Estas fracturas son originalmente, y con toda probabilidad, cizallas frágiles dexas o corredores de fracturas de F-2, rejugados como fracturas transcurrentes sinestrales en el nuevo campo de esfuerzos N-S. Es lo que ocurre con las fallas del puerto de Mestanza, Peña Horcada, Sierra Mojina.

Respecto a la existencia de movimientos alpinos, no hay evidencias directas de ellos en la hoja, pero resulta evidente que no son descartables. La presencia de las rocas volcánicas basálticas cuaternarias evidencian, cuanto menos, un episodio frágil distensivo en tiempos muy recientes. Este vulcanismo ha sido interpretado por VEGAS y RINCÓN (1996) como generado por un abombamiento cortical alpino.

4. PETROLOGÍA

La actividad magmática en la hoja de Mestanza comprende el vulcanismo sin-sedimentario encontrado en ciertos momentos de la secuencia estratigráfica, y la red de diques subvolcánicos de distintas composiciones que aparecen con cierta profusión. En el vulcanismo sin-sedimentario se incluyen los materiales piroclásticos de las “Alternancias Volcanosedimentarias” del Silúrico, los niveles volcanoclásticos ácidos de la cuenca hullera de Puertollano, y las rocas efusivas básicas de los Campos de Calatrava. En la red de diques se incluyen diversos materiales de composición variable, emplazados en distintos momentos de la historia geológica de la hoja.

4.1. VULCANISMO SIN-SEDIMENTARIO

La importante actividad volcánica de edad silúrica que tuvo lugar en la región de Almadén, tuvo también reflejo en los sinclinales de Puertollano y Solana del Pino. Tanto es así que la mayor parte de los núcleos sinclinales con rocas de dicha edad, están ocupados por materiales de esta naturaleza (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987; PALERO y MARTÍN-IZARD, 1988; HIGUERAS y MONTEERRUBIO, 1992; PALERO, 1991 y 1992), lo cual queda patente también en la hoja de Mestanza. Desgraciadamente, la calidad de los afloramientos encontrados de estas rocas ha sido muy mala y apenas se pueden hacer aportaciones sobre este tema. Únicamente indicar que las rocas vistas responden a tobas bien estratificadas, constituidas por fragmentos lávicos subangulosos o subredondeados de tamaño variable, envueltos por una matriz cinerítica negruzca. La composición original de estas rocas es la de basaltos alcalinos, pero presentan un intenso proceso de alteración carbonática y sericitica que transforma la litología pero que mantiene las características texturales.

El vulcanismo que generó estas rocas ha sido interpretado como submarino explosivo por GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* (1987) e HIGUERAS y MONTERUBIO (1992). Sin embargo, las condiciones someras del medio de sedimentación hacen que no sean descartables las condiciones sub-aéreas por acumulación de materiales en el edificio volcánico (PALERO, 1991).

Los materiales volcánicos que aparecen en la cuenca hullera de Puertollano son de composición ácida y se presentan en delgados paquetes de gran continuidad, los cuales se hallan situados hacia la base de la secuencia estefaniense. Se presentan como niveles de cineritas y tobas finas de riolitas y riodacitas con tonos blanquecinos. Las características de este vulcanismo, en especial su composición ácida, encaja bien con un proceso sin-orogénico, originado en condiciones distensivas locales, como pueden ser las que se dan en un ambiente transtensivo donde se depositan estos materiales.

Aunque su importancia volumétrica no es muy grande, la manifestación volcánica más espectacular en el sector estudiado es el vulcanismo de los Campos de Calatrava. Como se comentó en el capítulo de estratigrafía, dentro de la hoja de Mestanza se encuentran varios aparatos volcánicos que son los volcanes de El Villar, del Alto de la Quintería, de Villanueva de San Carlos, del Alhorín, del Encinarejo y de Asdrúbal. Las rocas que forman estos edificios son basaltos olivínicos que dan lugar a pitones, coladas lávicas y depósitos piroclásticos. Estos basaltos son extremadamente ricos en olivino, mineral que aparece como pequeños fenocristales. Más raramente se encuentra algún grano de augita y ortopiroxeno. Estos minerales están envueltos por una matriz muy fina constituida esencialmente por plagioclasa y opacos. Como minerales secundarios aparecen iddingsita, cloritas, zeolitas y calcita.

Estos basaltos representan un vulcanismo básico de origen profundo, emplazado sobre la superficie terrestre con gran rapidez, lo que ha impedido que tenga contaminaciones corticales. Un estudio detallado de estas manifestaciones volcánicas ha sido realizado por ANCOCHEA (1983), quien observa una cierta lineación NE-SO de los focos magmáticos. Más recientemente, VEGAS y RINCÓN (1996) lo interpretan formado por efecto de un abombamiento cortical en tiempos muy recientes.

4.2. ROCAS FILONIANAS

En la hoja de Mestanza son bastante comunes los diques de rocas subvolcánicas y en especial en el valle de Alcudia. Aunque sobre el terreno se reconocen muy mal, en los fotogramas aéreos se observan bastante muy bien al presentar una clara expresión mediante trazos oscuros y sinuosos. Afortunadamente, los afloramientos limpios de los arroyos y las abundantes labores mineras, permiten establecer una excelente correlación entre los trazos observados en los fotogramas y la presencia de las rocas subvolcánicas.

Los diques presentan una dirección dominante entre NE-SO y E-O, pero considerando cada estructura de forma individualizada, son frecuentes los cambios bruscos de rumbo y las formas anastomosadas. Las corridas suelen ser hectométricas y las potencias normales decimétricas o métricas, aunque muchas veces forman agrupaciones alargadas que alcanzan longitudes kilométricas.

Los diques son de composiciones variadas y parecen haber existido varias generaciones, cuya referencia principal se puede hacer respecto a la esquistosidad hercínica S1. Esto permite establecer dos grandes conjuntos que son:

- Diques pre-S₁. (3) Comprenden a su vez dos grupos composicionales que son básicos microgranudos y ácidos-intermedios porfídicos.
- Diques post-S₁. (1,4) Incluyen rocas de composición básica, que se pueden considerarse como diabasas s. str (4).

Los diques básicos microgranudos pre-S1 aparecen repartidos por todo el anticlinal de Alcudia. Presentan una dirección bastante marcada E-O y otra subordinada ONO-ESE, con buzamientos subverticales. Sus espesores oscilan entre unos decímetros y los 2 m., y su continuidad es hectométrica. Los mejores ejemplos han sido encontrados en el arroyo del Nogués y en la carretera de El Hoyo. Los de primer lugar forman un haz de estructuras alineadas que se extienden hacia el Oeste por unos 9 km. Texturalmente se presentan como rocas de grano muy fino, bien equigranulares o ligeramente porfídicas, con coloración gris o gris claro con tono verdoso. La S1 sobreimpuesta apenas se hace notar, salvo por una fractura claramente condicionada y por una extinción ondulante generalizada en las láminas delgadas. Composicionalmente estas rocas se encuentran muy alteradas, habiendo sufrido un fuerte proceso de carbonatización, cloritización y saussuritización, que casi borran su mineralogía original. Dicha mineralogía se ve que estaba formada fundamentalmente por plagioclasa y biotita, la cual fue transformada a un agregado informe de carbonatos, clorita, sericita y epidota.

Los diques ácidos-intermedios pre-S1 son escasos en la hoja y han sido encontrados encajados en las rocas precámbricas. Presentan un rumbo entre N 50°E y N 70°E con fuerte buzamiento. Su extensión longitudinal es hectométrica y su potencia es métrica. Los mejores ejemplos de estos diques se hallan en los parajes del Encinarejo y Villalba, al NE de la población de Mestanza. A simple vista estas rocas presentan una clara textura porfídica, con fenocristales pequeños de cuarzo, presente en proporción variable, junto a otros de micas y feldespatos. Todos estos minerales están envueltos por una matriz microcristalina o casi afanítica de tonos grises y marrones, constituida por una agregado sericítico-silíceo, siendo en esta parte de la roca donde va la mayor parte del cuarzo.

El comportamiento de estos diques ante la deformación hercínica ha sido la de cuerpos rígidos de alta competencia con direcciones próximas a la de aplastamiento. Por ello apenas manifiestan señales de la deformación, mostrando únicamente una fracturación ortogonal a los hastiales que es compatible con la dirección de estiramiento. Muchas veces, en especial en los diques de dirección N 70°E, se observan otras fracturas que corresponden a una prolongación refractada de los planos de esquistosidad S₁ de las rocas encajantes.

Los característicos diques de diabasas post-S₁ aparecen encajados principalmente en las rocas precámbricas, pero también se han encontrado en las rocas paleozoicas del sinclinal de Puertollano. Presentan dos direcciones bien marcadas que son ONO-ESE y NE-SO, y tienen muchos cambios de rumbo adaptándose geoméricamente a la dirección de la anisotropía dominante de la roca encajante. Por ello se pueden dar circunstancias de concordancia con la estratificación, sobre todo cuando ésta está subvertical, o continuos zigzag cuando

la cortan con cierto ángulo. Se presentan normalmente con potencias de 2 o 3 m., pero ocasionalmente pueden alcanzar los 10 m. La corrida puede ser importante, alcanzando magnitudes kilométricas. Los mejores afloramientos se encuentran cerca del cortijo de Villalba, al NE de Mestanza, y en el arroyo de la Labor de Don Pedro, al Sur de Hinojosa.

A simple vista se trata de rocas granudas de color verde, equigranulares y con grano fino a medio. En los afloramientos están normalmente muy alteradas pero, afortunadamente, se encuentran pequeños bolos de los que se pueden extraer fragmentos frescos para su estudio al microscopio. En ellos se han podido observar que estas rocas están formadas por plagioclasas cálcicas, hornblenda y ortopiroxenos. Como accesorios se ven esfenas y abundante apatito. Los minerales mayoritarios están parcialmente alterados, apreciándose una saussuritización de las plagioclasas, las cuales están transformadas en epidota, zoisita y clinozoisita; y una uralitización de los piroxenos, los cuales están alterados a anfíbol.

5. GEOMORFOLOGÍA

La composición litológica, y la estructura y distribución de los materiales del sustrato, es el primer factor a considerar como responsable de la arquitectura del paisaje de una región.

La actuación de los distintos agentes erosivos y acumulativos, principalmente fluviales, poligénicos y de ladera, contribuyen a la generación del modelado del relieve actualmente observable.

5.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

En la hoja de Mestanza, la influencia de las formas de génesis estructural es muy importante en la creación del paisaje existente.

5.1.1. Formas estructurales

Las morfologías de génesis estructural, son claramente reconocibles en la hoja de Mestanza, en aquellas zonas donde el sustrato contiene niveles duros, cuarcíticos, resistentes a la erosión.

Tanto en las Sierras de Puertollano y Mojina, como en la zona SO, (estribaciones de Sierra Morena), son frecuentes las morfologías en cresta a favor de capas subverticales.

Cuando las capas se encuentran inclinadas, se reconocen frentes de cuesta, que pueden presentar en su reverso "chevrons", cuando en la serie existen intercalaciones más blandas. También se han representado en la cartografía las líneas de capa dura con indicación de buzamiento, cuando tienen expresión morfológica.

La conjunción de todos estos elementos morfológicos, contribuyen a crear la mayor parte de los cresteríos que, con dirección típicamente hercínica, conforman las zonas cumbreiras de las sierras.

También se han diferenciado morfologías de cerro cónico, generadas a favor de la presencia de niveles duros cuarcíticos intercalados en series menos competentes.

En la zona del Valle de Alcudia, se han cartografiado algunos resaltes por diques, con dirección dominante SSO-NNE.

Asimismo, en la zona próxima al borde nororiental de la hoja, existen una serie de pequeños retazos de superficies estructurales, creadas a favor de un nivel carbocalado en la serie terciaria.

En algunos puntos de la red fluvial, se ha observado una alineación morfológica con control estructural. Este hecho resulta especialmente evidente en el curso del río Ojailén, en el tramo desde La Alameda a la garganta de la Sierra de Puertollano.

5.1.2. Formas volcánicas

En la hoja de Mestanza, son frecuentes los depósitos y morfologías volcánicas, correspondiendo a los afloramientos más meridionales de la extensa área que este tipo de manifestaciones ocupan en la meseta meridional española.

Tanto el afloramiento de la Mina Diógenes, al SO de la hoja, como el de Villanueva de San Carlos, al NE, son los más extensos en el ámbito de la hoja.

Manifestaciones de menor tamaño se localizan, tanto en la Sierra de Puertollano (en las proximidades del vértice Encinarejo, en la zona central de la hoja), como en la zona media del valle del Ojailén. En una de estas coladas (colada del Ojailén, ANCOCHEA, E. (1983)), se ha obtenido una datación de $3,7 \pm 0,7$ M.A., correspondiente al Plioceno.

En el volcán de la Mina Diógenes, se reconoce, aunque degradada, la morfología del antiguo cráter, situado en el extremo suroccidental del afloramiento, que se encuentra ligeramente elevado topográficamente.

A partir del mismo, se desarrollan una serie de coladas en sentido radial, que alcanzan una extensión superior a un kilómetro.

Un dato muy importante, en el sentido de obtener una datación del vulcanismo en el área, es que la colada fosiliza localmente a los depósitos de raña.

En el afloramiento de Villanueva de San Carlos, no se ha reconocido morfología de cráter, habiéndose situado, sin embargo, un foco de emisión, a partir del cual se produce la disposición radial de las coladas. Su morfología general es cónica o troncocónica y su extensión es también kilométrica.

Existen en el área dos manifestaciones volcánicas de tipo explosivo (maares). La primera, en el borde Norte de la hoja, al Este de Asdrúbal, tiene un diámetro de, aproximadamente, un kilómetro y presenta un anillo de tobas, como se ha indicado en el capítulo 2.2.

En la zona central de la Sierra de Puertollano se localiza la Laguna de la Alberquilla, que corresponde también a una depresión originada por un cráter freatomagmático. Su anchura mayor no llega a un kilómetro, y no se ha reconocido la existencia de anillo de tobas.

En función de los datos citados, tanto para el afloramiento de Mina Diógenes, como para la colada del Ojailén, debe estimarse para el vulcanismo en este área, una edad entre el Plioceno terminal y el Pleistoceno.

5.2. ESTUDIO DEL MODELADO

Se describen a continuación las principales formas de modelado, de origen exógeno, presentes en la hoja, agrupados en función de su génesis.

- Formas de laderas

Las formas de esta génesis representan, probablemente, la morfología deposicional que alcanza mayor desarrollo en la hoja de Mestanza.

Son frecuentes los recubrimientos de tipo coluvión que, en las partes más elevadas de las laderas, y en relación con los cresteríos cuarcíticos, corresponden a canchales o pedreras.

Fundamentalmente en las vertientes septentrionales de la Sierra de Puertollano y en el tramo medio del valle del Ojailén, constituyen los depósitos dominantes.

También en las laderas de la Sierra de Mojina, vertiente Sur de la de Puertollano, y estribaciones de Sierra Morena, se localizan coluviones y pedreras.

La región del valle de Alcudia, al SO de la hoja, se encuentra afectada, de forma muy general, por un proceso de regularización de vertientes, que no ha sido representado en cartografía dada la extensión del mismo.

- Formas fluviales

En la hoja de Mestanza, se pueden distinguir claramente dos ámbitos bien distintos en cuanto a las morfologías de génesis fluvial. Aproximadamente la mitad del territorio de la hoja, desde la Sierra de Puertollano hacia el SO, se caracteriza por la presencia de una densa red de incisión lineal, de trazado dendrítico y meandriforme.

Este tipo de trazado, es característico de los cauces que discurren sobre litologías más o menos homogéneas (pizarras), con escasas intercalaciones.

Por el contrario, la mitad nororiental de la hoja, presenta un aspecto netamente distinto. Existe un importante desarrollo de formas de acumulación tipo conos de deyección, que alcanzan notable extensión y desarrollo en las vertientes septentrionales de la Sierra de Puertollano y meridionales de la de Mojina.

Asociadas al río Ojailén, se han cartografiado una serie de terrazas, organizadas en tres niveles, que se sitúan a +2 m., +8-10 m. y +20 m. sobre el cauce actual.

En el río Montoro, en la zona suroccidental de la hoja, solamente se han reconocido los dos niveles inferiores.

Los niveles de terrazas presentan escarpes tanto en los niveles inferiores, solapados, como en el superior que queda colgado. En cualquier caso, se trata siempre de niveles de escasa extensión y poco potentes.

En la zona suroriental de la hoja, el río Fresneda, aguas abajo de su confluencia con el Ojailén, labra una espectacular garganta, para atravesar los relieves cuarcíticos de la Sierra de Puertollano.

En el dominio pizarroso del valle de Alcudia, al SO de la hoja, se han cartografiado algunas laderas en las que se reconocen procesos de arroyada en regueros, así como alguna zona en la que se han desarrollado morfologías en cárcava.

Por último, se han cartografiado los depósitos de fondos de valle. Solamente el del río Ojailén, alcanza un desarrollo notable, sobre todo en el primer tramo de su recorrido en el ámbito de la hoja. También algunos cursos de la red de menor orden, presentan zonas de ensanchamiento con depósitos de este tipo.

- Formas lacustres

Se incluye en este apartado, la Laguna de la Alberquilla, en la parte alta de la Sierra de Puertollano, en la zona central de la hoja.

Corresponde a un área endorreica, de encharcamiento estacional, de tamaño relativamente importante, localizada a favor de una morfología volcánica, deprimida topográficamente, generada por una caldera de explosión.

- Formas poligénicas

En este apartado, se describen las morfologías en cuya génesis ha intervenido más de un proceso geomorfológico.

Entre el Puerto de Mestanza, y el vértice Fuente, en la parte culminante de la Sierra de Puertollano, se ha reconocido una zona plana, de reducida extensión, atribuible a un resto de superficie de erosión degradada, previa al encajamiento de la red fluvial, y situada a 1.100 m. de cota aproximada.

Por otra parte, en la zona noroccidental del valle de Alcudia, se observan también una serie de morfologías, también degradadas, de otra superficie de erosión más baja topográficamente (700 m.).

En realidad, la morfología de conjunto de toda esta zona del valle de Alcudia, podría interpretarse como afectada por una extensa superficie de erosión, con pendiente evolutiva hacia el Sur y el Sureste, de la cual solamente quedan actualmente los relictos citados, al haber sido degradada, casi totalmente, la penillanura original por procesos erosivos fluviales y de ladera.

Es frecuente en la hoja, la presencia de rocas aisladas, relacionadas con los niveles más resistentes, que dan lugar a morfologías en pináculo, generalmente poco extensas, que destacan en el paisaje.

Las formas deposicionales de origen poligénico más notables en el ámbito de la hoja de Mestanza, corresponden a los techos de piedemonte (rañas) y a glacia.

Las morfologías atribuidas a rañas, se encuentran ampliamente representadas, sobre todo en la vertiente Sur de la Sierra de Mojina, al NE de la hoja, y algunos retazos en la ladera meridional de la Sierra de Puertollano, y en las estribaciones de Sierra Morena, al Sur.

Se localizan en torno a la cota de 700 m., (800 en las más meridionales), y aparecen como morfologías de amplios abanicos, con evolución general hacia el Sur, (al Norte en las del borde suroccidental).

Las morfologías de glacis, se localizan preferentemente en las vertientes de la parte suroriental de la Sierra de Puertollano, además de algunos retazos en el valle del Ojailén.

También se ha representado en el mapa alguna zona recubierta por materiales de génesis mixta aluvial-coluvial.

- Formas antrópicas

Se han cartografiado como formas antrópicas, una serie de escombreras (32), que son especialmente importantes en la zona septentrional de la hoja, donde también se han representado una serie de depresiones o huecos artificiales (33), relacionados con la actividad minera, de tamaño notable.

También existen acumulaciones de este tipo, pero de menor importancia en la vertiente SO de la Sierra de Puertollano, al Este de Mestanza, y en el ángulo SO de la hoja.

Por último, se ha señalado en la cartografía la ubicación de las cerradas de las presas existentes en la zona del río Montoro.

5.3. LA EVOLUCIÓN DINÁMICA

El comienzo de la generación de las formas del relieve en el ámbito de la hoja de Mestanza, puede situarse al final de la orogenia hercínica, momento en que los relieves existentes son arrasados de forma general.

Se genera entonces una extensa penillanura, conocida como superficie pretriásica o posthercínica (SOLÉ SABARÍS, L. (1983); MARTÍN SERRANO, A. (1991) y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1994)).

En la hoja de Mestanza, posiblemente deba asimilarse a esta superficie el pequeño retazo cartografiado en la parte alta de la Sierra de Puertollano, a cota de 1.100 m.

A lo largo del Mesozoico, esta superficie pretriásica sufrió deformaciones, que posibilitaron en primer lugar la sedimentación continental, y posteriormente marina.

No existen evidencias, en la hoja de Mestanza, de sedimentación durante el Mesozoico, que probablemente no se produjo en la zona, estando sometida el área a procesos de erosión aérea, que inducirían el comienzo de la morfogénesis estructural en el ámbito de la hoja.

Los movimientos alpinos, provocan la desnivelación de la corteza, con generación de áreas elevadas y deprimidas, y el comienzo de la sedimentación terciaria en estas últimas.

En el Terciario terminal tiene lugar el desarrollo de una extensa superficie de piedemonte, provocada por distintos ciclos de alteración-erosión.

Correspondería a los retazos cartografiados en el valle de Alcudia que, además, debió verse afectado, en esta área, en su práctica totalidad por el proceso.

Sobre este piedemonte se localizan los extensos depósitos de raña reconocidos en la hoja de Mestanza.

En este momento de la historia morfogenética del área, es también cuando se acentúa la

generación de las morfologías estructurales, con resalte de las morfologías cuarcíticas más resistentes.

Un evento, que tiene lugar también en esta época del tiempo geológico, es la actividad volcánica, que se localiza tanto en la hoja de Mestanza como en zonas próximas.

Se manifiesta por la presencia de edificios volcánicos y coladas. La relación de estos materiales con unidades sedimentarias, así como algunas dataciones absolutas realizadas, indican una edad para los mismos entre el Plioceno y Pleistoceno.

A partir del Pleistoceno inferior, se producen reajustes parciales en la topografía del área, que provocan el depósito de glaciés reconocido en la hoja.

Con posterioridad, el proceso morfogenético fundamental, es ya el encajamiento de la red fluvial. Este encajamiento se produjo, probablemente, de forma discontinua. Los niveles de terrazas existentes en la hoja, representan el vestigio de estas fluctuaciones.

Finalmente, el proceso más reciente de incisión, y los últimos retoques en las vertientes, contribuyen a configurar el actual paisaje en la zona.

5.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La morfología actualmente observable en la hoja de Mestanza, es el resultado de la actuación, a lo largo del tiempo, de los distintos procesos citados.

La arquitectura del paisaje actual en la hoja, viene caracterizada, fundamentalmente por la presencia de los relieves positivos, de génesis estructural, de las Sierras de Puertollano, Mojina y estribaciones de Sierra Morena.

La dinámica exógena ha contribuido a la configuración actual del relieve, sobre todo en el modelado de formas poligénicas (rañas y glaciés), de laderas y fluviales.

Debe destacarse la existencia, en el ámbito de la hoja de Mestanza, de morfologías volcánicas generadas en época reciente (Plioceno-Pleistoceno).

Previsiblemente, serán los procesos fluviales y de ladera, los que en el futuro, continuarán modelando el paisaje en la hoja. Estos procesos, combinados, deberían ser especialmente eficaces en el área del valle de Alcudia (zona SO de la hoja).

Por otra parte, la actividad antrópica, sobre todo la relacionada con la minería en la zona septentrional de la hoja, puede constituir un elemento importante modificador del paisaje en el futuro.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El acontecimiento geológico más antiguo registrado en la hoja de Mestanza es la sedimentación en un cono submarino profundo de las alternancias pizarroso-grauváquicas del conjunto inferior precámbrico. Durante el depósito de esta serie se produjeron movimientos bruscos de fallas que provocaron zonas deprimidas limitadas por escarpes, los cuales colapsaron y dieron lugar a brechas intraformacionales de la misma composición que las alternancias. Esto debió ocurrir durante el Rifeense Superior y el Vendiense (Precámbrico Superior).

Seguramente durante el Vendense, y en un corto período de tiempo, se produjo la deformación de la serie turbidítica, que consistió esencialmente en una verticalización generalizada de la estratificación. Esta etapa orogénica no dio lugar a esquistosidad y, siguiendo las ideas de RIBEIRO (1974), es muy probable que estuviera producida por reajuegos verticales del zócalo rígido infrayacente, ocasionando un plegamiento en cofre en la cobertera sedimentaria. La trayectoria de estas estructuras se situaría según un rumbo NO-SE.

Después de un corto período de emersión y consecuente erosión, se produce la sedimentación del conjunto superior precámbrico durante el Vendense Superior-Cámbrico Inferior. El medio de sedimentación fue el de un medio litoral y de plataforma somera con frecuentes variaciones del medio y cambios faciales en pequeñas distancias.

Posteriormente se produce una importante tectónica de bloques, compartimentando la región en unidades individualizadas por grandes fallas NO-SE. Siguiendo las ideas de HERRANZ *et al* (1977) y ORTEGA *et al.* (1988), la zona permaneció emergida durante todo el Cámbrico. Sin embargo las dataciones más recientes nos muestran que el final de la sedimentación del Alcudense Superior incluye el Cámbrico Inferior. La parte alta del Cámbrico Inferior, el Medio y el superior, en efecto no se encuentran representados, y la importante erosión preordovícica y configuración de la zona en bloques compartimentados confirma dicha emersión.

Con el comienzo del Ordovícico se inicia una importante transgresión que culmina en el Llandeiliense. Esta transgresión va precedida por el relleno durante el Ordovícico basal de las pequeñas depresiones creadas por la compartimentación en bloques y posteriormente ("Formación de Base"), ya en el Arenigiense, origina una gran sedimentación en una plataforma siliciclástica, la cual va adquiriendo progresivamente mayor profundidad hasta el Llandeiliense Inferior.

En el Llandeiliense Medio comienza la consecuente regresión con depósitos de llanura mareal. Esta regresión alcanza su cenit en el Ashgillense Inferior. En ese momento se produce una colmatación de la cuenca que según HAFENRICHTER (1980) estuvo ocasionada por una disminución del nivel del mar a causa de un período glacial. Como consecuencia de ello se produce una laguna estratigráfica durante el Ashgillense Medio.

En el límite Ashgillense-Llandoveryense, se produce una repentina transgresión que en poco tiempo pasa a un período regresivo en el Llandoveryense Inferior. Posteriormente, se produce un nuevo momento transgresivo que va acompañado por una importante actividad volcánica sin-sedimentaria. Con estas condiciones se debe alcanzar el Devónico.

El siguiente registro geológico en la hoja de Mestanza es la deformación hercínica, cuya primera fase tuvo lugar en el período de tiempo comprendido entre el Namuriense Medio y el Westfaliense Superior. Esta fase tectónica fue producida por una compresión N-S que dio lugar a las principales macroestructuras de la hoja y que, a grandes rasgos, definen la estructura geológica actual.

En el Estefaniense B tiene lugar una compresión E-O que supone una 2ª fase hercínica. Esta etapa deformativa produce la reactivación de los antiguos accidentes NO-SE como estructuras transcurrentes sinestrasles. También se generan suaves figuras de interferencia de plegamiento por efecto de una tectónica de ejes cruzados y se forman cuencas subsidentes que se rellenan con materiales carbonífero-pérmicos.

Desde las rocas carbonífero-pérmicas no hay registro sedimentario hasta algunos depósitos arcilloso-margosos del Terciario. Todo parece indicar que la zona haya sido tierra emergida desde entonces, habiendo predominado la erosión durante todo ese período. El resultado fue el desarrollo de una peneplanización del área, con relieves de dirección ONO-ESE que limitan llanuras amplias. Posiblemente asociado a este proceso ocurre un importante fenómeno de alteración, por lo que todas las muestras de rocas antiguas aparecen muy alteradas.

En el límite Terciario-Cuaternario se debe producir un cambio climático a condiciones áridas, desarrollándose un sistema de abanicos aluviales que rellena la penillanura con los depósitos del tipo raña.

Posteriormente al emplazamiento de las rañas tiene lugar una actividad efusiva basáltica, que en la hoja se manifiesta por varios edificios volcánicos. Estos materiales se integran en el vulcanismo de los Campos de Calatrava.

Por último, un probable movimiento de elevación de la zona respecto a la cuenca del Guadalquivir durante el Cuaternario, unido al cambio a un clima más suave, origina el encajamiento de la red fluvial y la morfología actual de la hoja.

En el presente, la sedimentación es muy reducida en el contexto del mapa, limitándose a los escasísimos depósitos del curso de los ríos Ojailén y Fresnedas.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1 RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minería

La hoja de Mestanza se sitúa en una zona de gran tradición minera, localizándose en ella un número importante de indicios. Actualmente la mayor parte de las minas que aparecen en la hoja se encuentran inactivas. Escapando a esta situación general de la minas de la hoja, se encuentra el laboreo de las minas de Carbón, actualmente en producción mediante cortas a cielo abierto.

En las tablas adjuntas se muestran la relación de indicios existentes en el mapa, con su situación en coordenadas U.T.M.

Tabla 1. Listado de indicios mineros de la Hoja de Mestanza (836)

NUMERO	NOMBRE O PARAJE	COORDENADAS U. T. M.		SUBSTANCIAS BENEFICIADAS	UNIDAD LITOLÓGICA ENCAJANTE	DIRECCION ESTRUCTURA	MORFOLOGIA	GRUPO TIPOLOGICO (según PALERO, 1991)
		X	Y					
1	LAS SIMONAS	398543	4271781	PbZn	"Alcudiense Inf."	165	filoniana	1
2	CERRO LA MEMBRILLILLA	398915	4270861	PbZn	"Alcudiense Inf."	80	filoniana	1
3	LA DEHESILLA	398188	4274185	PbZn	"Alcudiense Sup."	75	filoniana	1
4	SAN CIRILO	397249	4272883	PbZn	"Alcudiense Inf."	115	filoniana	1
5	QUINTO LAS FUENTES	398601	4271155	PbZn	"Alcudiense Inf."	167	filoniana	1
6	CORRAL DE VENTOSILLA	401243	4271524	Pb	"Alcudiense Inf."	95	filoniana	4
6	CORRAL DE VENTOSILLA	401243	4271524	Pb	"Alcudiense Inf."	140	filoniana	4
7	SAN JOSE	401376	4271277	Pb	"Alcudiense Inf."	110	filoniana	4
8	ARROYO DEL LUGAR	401509	4271142	Pb	"Alcudiense Inf."	75	filoniana	4
9	ARROYO DEL LUGAR	401555	4271016	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
10	POLVORILLA	401588	4270854	PbZn	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
10	POLVORILLA	401588	4270854	PbZn	"Alcudiense Inf."	85	filoniana	4
11	ARROYO DEL LUGAR	401306	4270877	Pb	"Alcudiense Inf."	95	filoniana	4
11	ARROYO DEL LUGAR	401306	4270877	Pb	"Alcudiense Inf."	90	filoniana	4
12	LA COQUITA	401489	4271520	PbZn	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
13	SAN BERNARDO	401755	4272031	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
14	ARROYO DEL LUGAR	402164	4272488	Pb	"Alcudiense Inf."	100	filoniana	4
15	INDELITO	402539	4272312	Pb	"Alcudiense Inf."	100	filoniana	4
16	EL CHASTO	402318	4272404	Pb	"Alcudiense Inf."	100	filoniana	4
17	LUIS	402425	4271957	Pb	"Alcudiense Inf."	100	filoniana	4
18	ARROYO DEL ROMERO	402132	4271795	Pb	"Alcudiense Inf."	100	filoniana	4
19	CERRO DEL CUERVO	400531	4270460	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
20	CERRO DEL CUERVO	399786	4270934	Pb	"Alcudiense Inf."	110	filoniana	4
21	CERRO DEL CUERVO	403241	4271190	Pb	"Alcudiense Inf."	125	filoniana	4
22	SANTA TERESA	403241	4271190	Pb	"Alcudiense Inf."	130	filoniana	4
23	LA PREFERIDA	403328	4270775	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
24	SAN GABRIEL	403934	4270294	Pb	"Alcudiense Inf."	180	filoniana	4
25	SAN GABRIEL	404320	4272710	Sb	"Alcudiense Inf."	75	filoniana	1
26	ARROYO DEL LUGAR	402224	4273553	CuPb	"Alcudiense Inf."	55	filoniana	4
27	ARROYO CANETE	398472	4269595	Pb	"Alcudiense Inf."	75	filoniana	4
28	EMBALSE DE TABLILLAS	396645	4269072	Pb	"Alcudiense Inf."	75	filoniana	4

Tabla1 (continuación)

NUMERO	NOMBRE O PARAJE	COORDENADAS U.T.M.		SUBSTANCIAS BENEFICIAJAS	UNIDAD LITOLÓGICA ENCALANTE	DIRECCION INSTRUMENTAL	MORFOLOGIA	GRUPO TIPOLOGICO (según PALERO, 1991)
		X	Y					
29	CASA DEL HATILLO	396728	4268337	Pb	"Alcudiense Inf."	110	filoniana	4
30	QUINTO DEL AGUILA	399211	4268120	Pb	"Alcudiense Inf."	90	filoniana	4
31	EVARISTA	398473	4268108	Pb	"Alcudiense Inf."	80	filoniana	4
32	MINA DIOGENES	403327	4263910	PbAg	"Alcudiense Inf."	40	filoniana	4
33	SAN LUIS (LAS PARRAS)	397634	4266845	PbZn	"Alcudiense Inf."	120	filoniana	1
34	MINA DIOGENES	402173	4263670	PbAg	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
35	MINA DIOGENES	403430	4264481	PbAg	"Alcudiense Inf."	85	filoniana	4
36	MINA DIOGENES	403087	4263565	PbAg	"Alcudiense Inf."	40	filoniana	4
37	LA S ENCINAREJO	402888	4262687	PbAg	"Alcudiense Inf."	120	filoniana	4
38	LA S ENCINAREJO	402888	4262687	PbAg	"Alcudiense Inf."	120	filoniana	4
39	MINA DIOGENES	402347	4264370	PbAg	"Alcudiense Inf."	90	filoniana	4
40	A. MINA DE SANTIAGO	401124	4264378	PbAg	"Alcudiense Inf."	125	filoniana	4
41	A. MINA DE SANTIAGO	400701	4263563	PbAg	"Alcudiense Inf."	125	filoniana	4
42	ARROYO LEBRACHOS	403358	4262416	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
43	A. DE LA POSADILLA	405484	4270389	Pb	"Alcudiense Inf."	85	filoniana	4
44	A. DE LA POSADILLA	405334	4271390	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
45	A. DE LA POSADILLA	406552	4269727	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
46	A. DE LA POSADILLA	406952	4269798	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
47	SANTA BARBARA	409247	4269273	PbZn	"Alcudiense Inf."	40	filoniana	4
48	EL RASILLO	407803	4269646	Pb	"Alcudiense Inf."	125	filoniana	4
49	EL RASILLO	404825	4271543	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
50	LA BOTICARIA	409274	4270845	PbZn	"Alcudiense Inf."	75	filoniana	4
51	EL ENCINAREJO	409635	4271261	Pb	"Alcudiense Inf."	95	filoniana	4
52	CANADA HONDA	409581	4270625	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
53	CANADA HONDA	410071	4269224	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
54	CANADA HONDA	410539	4269238	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
55	CANADA HONDA	410009	4269513	Pb	"Alcudiense Inf."	50	filoniana	4
56	CANADA HONDA	409940	4269749	Pb	"Alcudiense Inf."	50	filoniana	4
57	CANADA HONDA	409895	4269953	Pb	"Alcudiense Inf."	50	filoniana	4
58	CANADA HONDA	410206	4269962	Pb	"Alcudiense Inf."	65	filoniana	4
59	CANADA HONDA	410992	4270105	Pb	"Alcudiense Inf."	105	filoniana	4
60	CANADA HONDA	410704	4270673	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
61	CANADA HONDA	410043	4270967	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
62	EL ENCINAREJO	409491	4271946	Pb	"Alcudiense Inf."	50	filoniana	4
63	EL ENCINAREJO	410303	4271519	Pb	"Alcudiense Sup."	110	filoniana	4
63	EL ENCINAREJO	410303	4271519	Pb	"Alcudiense Sup."	110	filoniana	4

Tabla1 (continuación)

NUMERO	NOMBRE O PARAJE	COORDENADAS U.T.M.		SUBSTANCIAS BENEFICIARIAS	UNIDAD LITOLÓGICA ENCALANTE	DIRECCION ESTRUCTURA	MORFOLOGIA	GRUPO TIPOLOGICO (según PALERO, 1991)
		X	Y					
63	EL ENCINAREJO	410303	4271519	Pb	"Alcudiense Sup."	110	filoniana	4
64	ROSARIO Y RAMON	410680	4271709	Pb	"Alcudiense Sup."	45	filoniana	4
65	LA GITANA	411036	4271803	Pb	"Alcudiense Sup."	90	filoniana	4
66	EL ENCINAREJO	409863	4271340	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
67	EL ENCINAREJO	410540	4271398	Pb	"Alcudiense Sup."	100	filoniana	4
68	VICTORIA EUGENIA	411000	4271397	Pb	"Alcudiense Sup."	95	filoniana	4
69	EL ENCINAREJO	410943	4271234	Pb	"Alcudiense Sup."	70	filoniana	4
70		406879	4266903	Pb	"Alcudiense Inf."	95	filoniana	4
71	LLEGAR A TIEMPO	407462	4268012	Pb	"Alcudiense Sup."	100	filoniana	4
72	LA PERDIZ	412466	4267397	Pb	"Alcudiense Sup."	90	filoniana	4
73	FINCA LAS GUARDIAS	408117	4268944	Pb	"Alcudiense Inf."	100	filoniana	4
74	CERRO DEL MORO	406740	4266034	Pb	"Alcudiense Inf."	100	filoniana	4
75	MINA ROBERTO	405248	4265953	Pb	"Alcudiense Inf."	95	filoniana	4
76	SEGUNDO ARACELI	405248	4265953	Pb	"Alcudiense Inf."	75	filoniana	4
77		406773	4268147	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
78	FINCA DE LAS GUARDAS	408296	4268419	Pb	"Alcudiense Sup."	110	filoniana	4
79	GRUPO EL GUILLO	413682	4266736	Pb	"Alcudiense Sup."	60	filoniana	4
80	MINA ELENA	411062	4268907	Pb	"Alcudiense Sup."	100	filoniana	4
81	MINA SEXTA	414350	4267704	Pb	"Alcudiense Sup."	70	filoniana	4
82	MINA DE EL BURCIO	413621	4268027	Pb	"Alcudiense Sup."	100	filoniana	4
83	EL BURCIO	413246	4269570	Pb	"Alcudiense Sup."	125	filoniana	4
84	EL BURCIO	411700	4270500	Pb	"Alcudiense Sup."	70	filoniana	4
85	MINA VILLALBA	412173	4270014	Pb	"Alcudiense Sup."	110	filoniana	4
86	VILLALBA	412173	4270014	Pb	"Alcudiense Inf."	90	filoniana	4
87	CERRO DE LA LEGUA	413627	4265190	PbBa	"Caliza Urbana"	---	estratoide	5
88	A. DE LA ALBERQUILLA	414132	4276317	Pbzn	"Bancos Mixtos"	95	filoniana	3
89	LAS MINILLAS	419161	4274113	Pbzn	"Bancos Mixtos"	30	filoniana	3
90	CORTIJO DE BEYO	418895	4274113	Pbzn	"Caliza Urbana"	---	estratoide	5
91	MINA EL CANO	416927	4273402	Pbzn	"Caliza Urbana"	---	estratoide	5
92	MINA SANTA RITA	425485	4271732	Pbzn	"Bancos Mixtos"	120	filoniana	3
93	MINA SANTA RITA	425485	4271732	Pbzn	"Bancos Mixtos"	90	filoniana	3
94	ARROYO PENA DEL LOBO	421229	4271370	Pbzn	"Caliza Urbana"	---	estratoide	5
95	FINCA PENAS BLANCAS	422923	4268398	Pbzn	"Bancos Mixtos"	95	filoniana	3
96	CANTO BLANCO	418698	4262576	Sb	"Alcudiense Inf."	45	filoniana	4
97	MINA PAULA	413614	4263964	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
97	LOS PALANCARES	412330	4262237	Pb	"Alcudiense Inf."	80	filoniana	4

Tabla1 (continuación)

NUMERO	NOMBRE O PARAJE	COORDENADAS U. T. M.		SUBSTANCIAS BENEFICIADES	UNIDAD LITOLÓGICA ENCAJANTE	DIRECCION ESTRUCTURA	MORFOLOGIA	GRUPO TIPOLOGICO (según PALERO, 1991)
		X	Y					
98	FONOGRAFO SEGUNDO	411440	4270327	Pb	"Alcudiense Sup."	150	filoniana	4
99	BO DE LA GARGANTILLA	422250	4262350	PbBa	"Alcudiense Inf."	110	filoniana	4
100	A. C. CANTO HINCADO	425100	4272000	PHZn	"Bancos Mixtos"	110	filoniana	3
101	RINCON PRAY DOMINGO	416800	4266900	PHZn	"Alcudiense Inf."	120	filoniana	1
102	EL CHARQUITIN	415350	4267950	PHZn	"Alcudiense Inf."	105	filoniana	1
103	A. DE LA HIGUERUELA	404150	4272400	PHZn	"Alcudiense Inf."	---	filoniana	1
104	A. DE LOS TORILLES	411750	4262375	PHCu	"Alcudiense Inf."	30	filoniana	4
105	CORTA ENMA OESTE	397900	4279750	Carbon	Estefaniense	---	estratiforme	---
106	CORTA ENMA ESTE	399100	4279850	Carbon	Estefaniense	---	estratiforme	---
107	MINA ARGUELLES	402600	4279600	Carbon	Estefaniense	---	estratiforme	---
108	MINA LA EXTRANJERA	403000	4279750	Carbon	Estefaniense	---	estratiforme	---
109	MINA LA MANCHEGA	403000	4280500	Carbon	Estefaniense	---	estratiforme	---
110	MINA MARTA ISABEL	403300	4279700	Carbon	Estefaniense	---	estratiforme	---
111	MINA ASDRUBAL	403650	4279800	Carbon	Estefaniense	---	estratiforme	---
112	MINA VALDEPENAS	404150	4279100	Carbon	Estefaniense	---	estratiforme	---
113	MINA CALATRAVA	405650	4279650	Carbon	Estefaniense	---	estratiforme	---
114	MINA FORSTIPEGA	406900	4279500	Carbon	Estefaniense	---	estratiforme	---
115	MINA EL BURRO	404600	4279075	Carbon	Estefaniense	---	estratiforme	---
116	POZO ESTE	405600	4279025	Carbon	Estefaniense	---	estratiforme	---
117	POZO ELORZA	401600	4280300	Carbon	Estefaniense	---	estratiforme	---
118	MINA TERRIBLE SEGUNDA	404550	4279950	Carbon	Estefaniense	---	estratiforme	---

La minería tradicional en la hoja ha estado centrada en el carbón y en los filones metalizados en plomo y, ocasionalmente, en plata y en cinc. Respecto a la minería metálica, existen poco más de 100 casos, de los cuales solo han tenido verdadera importancia las minas Diógenes y La Gitana. La primera se halla en la parte SO del mapa, mientras que la otra se sitúa al NE de Mestanza. Otras minas de menor importancia, pero con cierta entidad, fueron La Hipólita, Santa Bárbara, Victoria Eugenia, Villalba, El Burcio y Santa Rita.

Otra sustancia metálica encontrada en la hoja ha sido el antimonio, que fue extraído en la mina de San Gabriel, al Oeste de Mestanza; y en un pequeño indicio en el arroyo de Atovelez.

Desde el punto de vista metalogénico, los indicios encontrados de Pb-Zn presentan 4 tipologías diferentes, que pertenecen a los tipos I, III, IV y V de la clasificación establecida por PALERO (1991) y PALERO *et al.* (1992) para las mineralizaciones de la región. Las del tipo I constituyen filones de cuarzo con esfalerita y galena, que se sitúan sobre cizallas de F-2 hercínica que afectan a rocas precámbricas. La mina más representativa de este tipo en la hoja es la del Rincón de Fray Domingo. Las del tipo III son filones de cuarzo con mineralización de esfalerita y galena en cualquier tipo de fractura encajados en los "Bancos Mixtos" y en las "Alternancias Volcanosedimentarias". El ejemplo más significativo es la mina Santa Rita, situada en el borde Este del mapa. Los yacimientos del tipo IV son los más abundantes en la hoja y a ellos pertenecen las principales minas. Se trata de filones brecha con un rumbo NE-SO a ENE-OSO, con mineralización de carbonato con galena y cantidades subordinadas de sulfosales, esfalerita, calcopirita, pirita, cuarzo y barita. Los yacimientos del tipo V son estratoides y se trata de diseminaciones y fisuras de esfalerita y galena, encajados en la "Caliza Urbana".

La génesis de estas mineralizaciones es hidrotermal de media y baja temperatura. Los del tipo I se consideran formados por actividad hidrotermal producida por la propia dinámica de las cizallas de 2ª fase hercínica. Los del tipo III se producirían por efectos locales de hidrotermalismo a pequeña escala, asociado a algunas fallas durante diversos momentos de la historia geológica de la región. Los yacimientos del tipo IV se forman por un fenómeno hidrotermal a gran escala, relacionado con los cuerpos intrusivos de la región. Por último, los yacimientos del tipo V sería de origen diagenético (PALERO, 1991 y PALERO *et al.*, 1992).

La minería del carbón ha tenido y mantiene una gran importancia en la hoja de Mestanza. Actualmente se encuentran en producción tres minas, Corta Emma, La Extranjera y María Isabel, la primera situada en la parte occidental de la cuenca hullera, y las otras dos en el Ovalo Sur. Los carbones de esta cuenca son hullas sub-bituminosas, con alto contenido en cenizas, bajo en azufre y con un poder calorífico moderado. Su destino principal es el consumo en las centrales térmicas que se hallan casi a pie de mina.

En la corta Emma se explotan las capas 2ª y 3ª, mientras que las otras minas se explota principalmente la capa 1ª. La potencia de estas capas es respectivamente de 5 m. para la Primera, 3 a 4 m. para la Segunda, y 1.30 a 1.80 m. para la Tercera (FERNÁNDEZ SOLER, 1954). La capa Segunda es la más continua y constante en sus características dentro de la cuenca, sirviendo de referencia para toda ella. Por debajo de estas capas se encuentran otras dos que actualmente no se explotan, denominadas 4ª, con 0.90 a 1.10 m. de potencia, y 5ª,

con 0.60 m. de espesor (FERNÁNDEZ SOLER, op cit). Entre estas dos últimas capas aparecen importantes niveles de pizarras bituminosas, las cuales fueron explotadas en el pasado.

7.1.2. Canteras

En la hoja de Mestanza existe un reducido número de canteras, las cuales se hallan inactivas. La más importante ha sido la del Volcán de Villanueva de San Carlos, realizada para la obtención de piroclastos para firme de carreteras.

Al Sur de La Alameda existen unas pequeñas canteras para la obtención de cal. Son trabajos antiguos que explotaron margas terciarias. Cerca de Hinojosas, en el cerro de La Calera, también aparecen unos pequeños trabajos sobre las calizas precámbricas, que fueron realizados para producción de cal.

Aparte de estos trabajos existen muy pequeñas labores para la obtención de piedra para mampostería. Estos trabajos aparecen sobre paquetes gruesos de Grauvacas y sobre niveles tableados de ortocuarcitas.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

El área ocupada por la hoja de Mestanza, está comprendida mayoritariamente entre los 500 mm y 600 mm de precipitación media anual.

La red de control del Instituto Nacional de Meteorología, está constituida por cuatro estaciones (n^{os} 5310, 5311, 5313 y 5313A).

Las isotermas oscilan alrededor de los 14°C, y los valores de evapotranspiración potencial, en media anual y para año medio son próximos a los 800 mm.

La hoja se encuentra dentro de un clima mediterráneo templado, y régimen de humedad mediterráneo seco.

La red fluvial es tributaria en su totalidad de la cuenca del Guadalquivir, siendo sus principales cursos, el río Ojailén-Fresneda y el Montoro.

Los caudales están regulados por el embalse de Montoro, no existiendo estaciones de aforo.

Las aguas superficiales tienen tramos afectados por vertidos al río Jándula, no cumpliendo con la normativa de los objetivos de calidad.

A excepción de la laguna de La Alberquilla, no hay zonas clasificadas como húmedas, ni espacios naturales protegidos.

Respecto a las principales Unidades Hidrogeológicas de las cuencas del Guadiana y Guadalquivir. Las unidades más próximas son las de Ciudad Real (04.05), en la cuenca del Guadiana, y de Bailén-Guarromán (05.24) y Rumbiar (05.25) en la del Guadalquivir, en cualquier caso muy alejadas y sin ninguna influencia.

El área se caracteriza por un conjunto de materiales impermeables, o de muy baja permeabilidad pertenecientes al Paleozoico, de muy escaso interés, salvo algunos niveles de poco desarrollo y/o rendimiento hidráulico que pueden permitir el acceso a soluciones muy localizadas.

Junto al mayor desarrollo de estos materiales, y de las rocas volcánicas y filonianas, los sedimentos terciarios que forman parte de la terminación meridional de la Cuenca Terciaria Manchega-Campos de Calatrava, y los depósitos recientes cuaternarios que se encuentran principalmente localizados en la mitad nororiental del área, pueden solucionar algunas demandas de agua subterránea, si bien sus escasos recursos impiden una explotación de entidad, como no sea para solucionar problemas muy puntuales.

Dentro de los puntos inventariados, 6 sondeos, 4 pozos y 3 manantiales, cabe destacar que los primeros atraviesan areniscas y grauvacas del Precámbrico, llegando hasta profundidades próximas a los 120 m, con caudales de explotación, cuando existen, muy limitados en la mayoría de los casos, al igual que ocurre con los pozos. Los 4,5 l/seg de algún manantial, son más bien producto de la fecha y año favorables en la que se ha efectuado el inventario.

En general, las aguas de los sondeos y pozos analizados, son bicarbonatadas cálcicas o magnésicas, aptas para el consumo, y de hecho abastecen a varios núcleos urbanos. Igualmente son buenas para su uso agrícola.

Los manantiales tienen menor calidad, con mayor conductividad y porcentajes inadecuados de nitratos.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ALÍ MEDINA, M.; CAPOTE, R. Y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1971). "Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén)". *1er Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica*, t. I, pp. 3-14.
- ALMADÉN-IGME-ENCASUR. (1987). "Memoria del proyecto de investigación coordinada de las reservas del estado Hespérica, Alcudia, Guadalupe y Valdelacasa". Inédito.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROSO, C. Y QUINTERO, I. (1962). "Estudio geológico de la región de Almadén". *Bol. Geol. y Min.*, vol. LXXIII, pp. 193-327.
- ALVARADO, A. (1923). "Región este de Sierra Morena. Datos referentes a tectónica y formaciones filonianas de plomo". *Bol. Geol. Min.*, vol. XLIV.
- ALVARADO, A. Y MENÉNDEZ, L. (1930). "Pizarras bituminosas. Datos obtenidos en el sondeo nº1 de Puertollano". *Bol. Geol. Min.*, vol. LX.
- ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ALVAREZ, S.; LORENZO DIAZ, F.; MIRA LOPEZ, M.; MONTESERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARIA, J. Y SOLE, F.J. (1988). "Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbricos en la mitad suroriental de la zona centro-ibérica". *II Congreso Español de Geología. Granada. Comunicaciones*, vol. 1, pp. 19-22.
- AMOR, J.M. Y ORTEGA, E. (1987). "Memoria explicativa de la hoja nº 809, Tirteafuera". Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª serie, plan MAGNA. IGME.
- ANCOCHEA, E. (1983). "Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España Central". *Tesis doctoral, Univ. Compl. Madrid*.
- BABIN, C. Y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1991). "Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance". *Palaeontology*, 34, 109-147.
- BABIN, C. Y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1992). "Intérêt paléobiogéographique de la présence du genre *Trocholites* (Cephalopoda, Nautiloidea) dans le Dobrotivá (Llandeilo) inférieur d'Espagne". *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monashefte*, 1992, 519-541.
- BOUYX, E. (1966). "Étude géologique de la zone de Diógenes". Documentación ITGE. Inédito.
- BOUYX, E. (1970). "Contribution à l'étude des formations anté-Ordoviciennes de la méséta méridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*, t. 73.

- BOUYX, E. Y SAUPÉ, F. (1966). "Précision sur la limite Arenig-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almadén (province de Ciudad Real, España)". *C. R. Acad. Sci. Fr.*, t. 263, pp. 321-323.
- BUTENWEG, P. (1968). "Geologische Untersuchungen in Ostteil der Sierra Morena Nordostlich von La Carolina (Prov. Jaén)". *Münster Forch. Geol. Paläont.*, H. 6.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ-CASALS, M.J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & VEGAS, R. (1977). "The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif. *Est. Geol.* vol. 33 (4), pp. 343-355.
- CASIANO DEL PRADO, M. (1856). "La géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 12, vol. 5, pp. 774-785.
- CASTELLO, R. Y ORVIZ, F. (1974). "Memoria explicativa de la hoja nº 884, La Carolina". Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª serie, plan MAGNA. IGME.
- CHAUVEL, C. Y MELÉNDEZ, B. (1986). Note complémentaire sur les Echinodermes ordoviciens de Sierra Morena. *Estudios Geológicos*, 42, 451-459.
- CORTÁZAR, D. (1880). "Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real". *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, t. 7, pp. 289-329.
- COUPEZ, Y.; TOMKINSON, M. & PHILLIPS, A. (1988). "Use of correlations between structural analysis of outcrop, remote sensing and gravity data to aid exploration for base metal mineralization in the Almadén region of Spain". *2nd Remote Sensing European Workshop* (Bruxelles, 1986), pp. 177-242.
- CRESPO LARA, V. Y REY DE LA ROSA, J. (1971). "Contribución al estudio del Valle de Alcudia". *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXII-VI, pp. 512-515.
- CRESPO, V.; REY DE LA ROSA, J; VILCHES, L. Y PAZ, C. (1971). "Memoria sobre la investigación minera estatal en la reserva del Valle de Alcudia". *Jornadas Minero-Metalúrgicas*. Cartagena. Secc. III, pp. 131-152.
- CRESPO, V. ET TAMAIN, G. (1971). "Mise en évidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena Central (Espagne)". *C. R. Acad. Sc. Paris. serie D*, t. 272, pp. 688-690.
- CRESPO, V., VILCHES, L., PAZ, C. Y REY, J; (1971). "Contribución al estudio de los sedimentos del valle de Alcudia (Ciudad Real)". *1er Congr. Hisp-Luso-Amer. de Geol. econ.* Madrid. vol. 1, pp. 139.
- CRIMES, T. P. (1987). "Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata". *Geological Magazine*; 124 (2): 97-119, 14 fig. Cambridge.

- CRIMES, T. P.; ANDERSON, M. M. (1985). "Trace fossils from Late Precambrian - Early Cambrian strata of southeastern Newfoundland (Canada): Temporal and environmental implication". *J. Paleontol.*; #59 (1): 310-343, 16 fig. Tulsa, Oklahoma.
- CRIMES, T. P.; LEGG, I.; MARCOS, A.; ARBOLEYA, M. (1977). "Late Pre-cambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain". *Trace fossils*; Seel House Press, Seel Street, Liverpool L1 4AY; 2: 91-138, 10 fig., 8 lam. Liverpool.
- DALLMEYER, R. D.; PIEREN PICAL, A. P. (1987). "Evidences of late Proterozoic tectonometamorphic events in SW. Iberia. Significance and paleogeographic implications". *Tectonothermal Evol. West African Orogens and Linkages*. (I.U.G.S. Project N° 233): 73-76, 2 fig. Nouakchott.
- DELGADO, J.C. (1987). "Caracteres litogeoquímicos de los Estratos Pochico con la metalogenia del campo filoniano de el Hoyo de Mestanza (Ciudad Real)". *Tesis de Licenciatura*. Univ. de Salamanca.
- DÍAZ MORENO, J.L.; SIERRA GÓMEZ, J.; VÁZQUEZ GONZÁLEZ, A. Y ZÁRATE MARTÍN, A. (1990). "Atlas de Castilla-La Mancha, 2ª edición". Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. Toledo.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. & GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). "Central-Iberian Zone. Structure". In DALLMEYER, R.D. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. editors: "Pre-Mesozoic Geology of Iberia", pp. 172-188. *Springer-Verlag*. Berlín.
- EMIG, C.C. & GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1995). "Niveaux à lingulidés à la limite supérieure du Grès Armoricaín (Ordovicien, Arenig) dans le Sud-Ouest de l'Europe: origine et signification paléocéologique".
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844). "Basaltos". *Seminario Pintoresco Español*. Madrid.
- FERNÁNDEZ SOLER, R. (1954). "Forma de llevar a la práctica una mejor racionalización del trabajo minero en la explotación de la Cuenca Hullera de Puertollano". *Vol. especial con motivo de los Actos Conmemorativos de la Creación del Cuerpo de Ingenieros de Minas*. pp. 211-259.
- FUGANTI, A. Y SERPAGLI, E. (1968). "Geological remarks on Urbana Limestone and evidence for its Upper Ordovician age by means of Conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain)". *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol 87, pp. 511-521.
- GAMBOA, L. Y PACHECO, J. (1923). "Estudio de la cuenca carbonífera de Puertollano". *Bol. Oficial de Minas y Metalurgia*. Madrid.
- GARCÍA-HIDALGO, J.F. (1993). "Las pistas fósiles de los anticlinales de Alcudia y Abenójar (Zona Centroibérica). *Edad de las series*. *Geogaceta*, no. 14, pp. 57-59.

- GARCÍA-HIDALGO, J.F. (1995). "El Proterozoico de la porción SE del Anticlinal de Ibor (NE de Badajoz, España)". *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*; 90 (1-4): 5-19, 5 fig. Madrid.
- GARCÍA-HIDALGO, J. F.; PIEREN PIDAL, A. P.; OLIVÉ DAVÓ, A.; CARBAJAL MENÉNDEZ, A.; DE LA FUENTE KRAUSS, J. V.; MORENO, F.; CANTOS ROBLES, R.; LIÑÁN, E. (2008). "Memoria de la Hoja 779 Villanueva de La Serena". Mapa Geol.España 1:50.000 (2ª Serie MAGNA); IGME. Madrid.
- GARCÍA PALACIOS, A.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. Y HERRANZ ARAÚJO, P. (1996). "Edad y correlación de la "Cuarcita del Criadero" y otras unidades cuarcíticas del límite Ordovícico-Silúrico en la Zona Centroibérica meridional (España y Portugal)". IV Congreso Geológico de España. Alcalá de Henares. *Geogaceta*, 20(1), pp. 19-22.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S. Y ORTEGA, E. (1987). "Memoria explicativa de la hoja nº 808, Almadén". Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª serie, plan MAGNA. IGME.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1986). "Graptolitos del Ordovícico español". *Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid*, 3 vols., 701 págs. (inéd.).
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; CHAUVEL, J.; MELÉNDEZ, B. Y SMITH, A.B. (1984). "Los equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stellerioidea, Crinoidea) del Paleozoico Inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España)". *Estudios Geológicos*, 40, 421-253.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. Y MELÉNDEZ, B. (1987). "Nuevos hallazgos de Estilóforos (Homalozoos) en los materiales ordovícicos de la Zona Centroibérica". *Coloquios de Paleontología*, 41, 41-50.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1994). "Introducción a la Geomorfología Española". En: Gutiérrez Elorza, M. Ed. 1994, *Geomorfología de España*. Editorial Rueda, pp. 1-24.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. Y PINEDA, A. (1988). "Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén)". *II Congreso Geológico de España. Granada. Comunicaciones* vol. 1, pp. 91-94.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. Y BAEZA CHICO, E. (1996). "Descubrimiento de *Aristocystites metroi* Parsley y Prokop, 1990 (Echinodermata, Diploporita) en el Ordovícico Medio centroibérico (España)". *Geogaceta*, 20 (1), 225-227.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. Y RÁBANO, I. (1987). "Trilobites y Graptolitos de las lumaquelas terminales de los "Bancos Mixtos" (Ordovícico Superior de la zona Centroibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos". *Bol. Geol. y Min.*, t.XCVIII-V, pp. 647-669.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A.; PIEREN PIDAL, A. P. (1990). "Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. Pre-Mesozoic Geology of Iberia". R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York: 160-171, 1 fig. Heidelberg.

- HAFENRICHTER, M. (1980). "The lower and upper boundary of the ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena)". *N. Jb Geol. Paläont. Abh.*, (1), pp. 138-148.
- HAMMANN, W. (1983). "Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre biostratigraphie, ökologie und systematik". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, vol. 542, pp. 1-177.
- HAMMANN, W. Y RÁBANO, I. (1987). "Morphologie und Lebensweise der Gattung Selenopeltis (Hawle & Corda, 1847) und ihre Vorkomenn im Ordovizium von Spanien". *Senckenbergiana lethaea*, 68 (1-4), 91-137.
- HENKE, W. (1926). "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén)". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 39 (2), pp. 183-204. (Traducido al español en *Publicaciones extranjerías sobre geología de España*).
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1932). "Estudio de la región volcánica central de España". *Mem. Acad. Ciencias Ex. Fis. y Nat.*, no. 3. Madrid.
- HERRANZ ARAÚJO, P.; SAN JOSÉ LANCH, M. A.; VILAS MINONDO, L. (1977). "Ensayo de Correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo y el Valle del Matachel". *Estud.Geol.*; 33 (4): 327-342. Madrid.
- HIGUERAS, P. Y MONTERRUBIO, S. (1992). "Magmatismo y mineralizaciones de edad Silúrico en la Zona Centroibérica". En GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; SAAVEDRA, J. y RÁBANO, I. (eds.) "Paleozoico Inferior de Ibero-América". Univ. de Extremadura. pp. 535-544.
- IGME (1971). "Proyecto de investigación minera del Valle de Alcudia. Informe final." Documentación IGME
- JULIVERT, M.; RIBEIRO, A. Y CONDE, L. (1972). "Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares.(Escala 1:1.000.000)". IGME.
- LAURET, J.M. (1974). "Recherches géologiques et Minières dans la region d'Almadén-Almade-nejos". *Tesis 3^{eme} cycle. Univ. Paris Sud. Centre d'Orsay*.
- LEUTWEIN, J.; SAUPE, F.; SONET, J. RT BOUYX, E. (1970). "Première mesure geochronologique en Sierra Morena: La granodiorite de Fontanosas (Ciudad Real, Espagne)". *Geol. en Mijnbouw Nederl.*, No. 49, pp. 297-304.
- LIÑÁN, E. (1981). "Informe paleontológico de los materiales anteordovícicos de las hojas de Abenójar, Tirteafuera y Valdemanco". *Informe interno de Minas de Almadén*. Inédito.
- LÓPEZ GÓMEZ, A.; FERNÁNDEZ GARCÍA, F.; GALÁN, E.; GESTEIRO, M. Y LARA, R. (1984). "La distribución espacial de las precipitaciones en la meseta meridional: Avance de una cartografía climática". *I Reunión de estudios regionales de Castilla-La Mancha*, vol. III, sec. 2ª. pp. 115-126.

- LORENZO-ÁLVAREZ, S. Y SOLÉ, J. (1988). "La discordancia intraprecámbrica y la estratigrafía del precámbrico superior en el sector suroriental del anticlinal de Abenójar-Tirteafuera". // *Congreso Nacional de Geología. Granada. Comunicaciones*, vol. 1, pp.115-118.
- LOTZE, F. (1945). "Zur Gliederung des Varisciden der Iberischen Meseta". *Geotektonische Forschungen*; 6: 78-92.
- LOTZE, F. (1956). "Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyn-tischen Faltung". *Geotektonische Simposium zu Ehren von H. Stille*: 128-139. Stuttgart.
- LOTZE, F. (1946 trad. 1970). "El Cámbrico de España". *Mem. del Insto. Geol. y Min. de España*, t. 76, pp.1-245.
- MAESTRE, A. (1836). "Nota sobre las formaciones basálticas de La Mancha". *Neues Jahrbuch*.
- MARTÍN 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 Geológicos*; 33: 57-80. Madrid.
- MARTÍN SERRANO, A. (1991 a). "El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados". *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular, Sociedad Española de Geomorfología, Monografía*, Nº 6, ITGE-SEG, 9-26.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991 b). "La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina". *Rev. Soc. Geol. España*, 4 (3-4), 337-351.
- MAREK, L. Y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (En prensa). "Middle Ordovician Hyoliths from Spain". *Journal of Paleontology*.
- MATTAUER, M. (1976). "Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre". Ed. Omega. Barcelona.
- MOLINA BALLESTEROS, E. (1975). "Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)". Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid. Publicada en *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, vol 3.
- MOLINA CAMARA, J.M. Y FERNÁNDEZ CARRASCO, J. (1987). "Memoria explicativa de la hoja nº 782, Valdemanco de Esteras". Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª serie, plan MAGNA. IGME.
- MONTESERÍN LÓPEZ, V.; MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A.; ANCOCHEA SOTO, E.; HERRERO HERNÁNDEZ, A.; REY MORAL, C. Y MARTÍN BANDA, R. (en prensa b). "Mapa y Memoria explicativa de la hoja nº 810, Puertollano". Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª serie, plan MAGNA. IGME.

- MONTESERÍN, V.; NAVARRO JULI, J.J.; PALERO, F. Y PASCUAL MUÑOZ, H. (2016). "Mapa y memoria explicativa revisadas de la hoja nº 837, El Viso del Marqués ". Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª serie, plan MAGNA. IGME.
- MORENO, F. (1977a). "Estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*.
- MORENO, F. (1977b). "Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico". *Stud. Geol. Salmant.*, t. XII, pp. 123-126.
- MUTTI, E. & RICCI LUCHI, F. (1975). "Turbidite facies and facies associations". In E. Mutti, G. C. Parea, F. Ricci Luchi, A. Zanzucchi, G. Ghibaudo y S. Faccarino. "Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines". *IXth Int. Con. Sedim. Nice. Field trip A 11, Guide book.*, pp.21-36.
- NOZAL MARTÍN, F.; GARCÍA CASQUERO, J.L. Y PICART BOIRA, J. (1988 a) "Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los Montes de Toledo". *Bol. Geol. y Min.*, t. XCIX-IV, pp. 473-489.
- NOZAL MARTÍN, F.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA CASANOVAS, J. (1988 b). "Estratigrafía de los materiales precámbricos en el sector central del Anticlinal de Ibor. Localización de la discordancia "Intra-Alcudiense". (Zona Centro-Ibérica)". *II Congr. Geol. Esp. Comun.*; 1: 135-138, 4 fig. Granada.
- ORTEGA, E. (1988). "Geology and Metallogeny of the Almadén area, Centroiberian zone, Spain". *2nd Remote Sensing European Workshop* (Bruxelles, 1986), pp.149-173.
- ORTEGA, E. Y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1983, publ. 1986). "La Discordancia intra-Alcudiense en el dominio meridional de la zona Centroibérica". *Brev. Geol. Astúr.*, nº 3-4, pp. 27-32.
- ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ URROZ, J. Y GONZÁLEZ LODERO, F. (1988). "Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la zona Centroibérica". *II Congreso Nacional de Geología. Granada*. Simposio sobre: Cinturones orogénicos, pp. 85-89
- ORTEGA, E. Y SÁNCHEZ VIZCAINO, J. (1987). "Memoria explicativa de la hoja nº 783, Abenójar". Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª serie, plan MAGNA. IGME.
- ORVIZ, F.; CASTELLÓ, R. Y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1975). "Memoria explicativa de la hoja nº 885, Santisteban del Puerto". Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª serie, plan MAGNA. IGME.
- PALACIOS MEDRANO, T. (1989). "Microfósiles de Pared Orgánica del Proterozoico Superior (Región Central de la Península Ibérica)". *Mem.Mus.Paleont.Univ. Zaragoza*; 3: 91 pp, 18 fig., 16 lam. Madrid.

- PALACIOS MEDRANO, T.; VIDAL, G. (1992). "Lower Cambrian acritarchs from Northern Spain: The Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications". *Geological Magazine*, #129#: 421-436. Cambridge.
- PALACIOS MEDRANO, T.; VIDAL, G. (1996). "Excursión B.1: El Neoproterozoico Superior-Cámbrico Inferior del centro de España". *XII Jornadas de Paleontología*. T. Palacios y R. Gozalo (eds.): 170-179, 3 fig.. Badajoz
- PALACIOS MEDRANO, T.; VIDAL, G.; MOCZYDŁOWSKA, M. (1996a). "Palæontological record of the Neoproterozoic-Lower Cambrian in Iberia - biochronological and palæobiogeographical implications". *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups*: 110-113, 2 fig.. Spain.
- PALACIOS MEDRANO, T.; VIDAL, G.; MOCZYDŁOWSKA, M.; LIÑÁN, E. (1996b). "El registro paleontológico del Neoproterozoico y Cámbrico Inferior de Iberia y sus implicaciones biocronológicas y paleobiogeográficas". *XII Jornadas de Paleontología*. T. Palacios y R. Gozalo (eds.): 91-92. Badajoz.
- PALERO, F.J. (1986). "El campo filoniano de El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real). Sobre el origen de las mineralizaciones B.P.G.C. asociadas a zonas de cizalla". *Stud. Geol. Salmant.*, t.XXIII, pp. 265-297.
- PALERO, F.J. (1991). "Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del valle de Alcudia (sector meridional de la Zona Centroibérica)". *Tesis doctoral. Universidad de Salamanca*.
- PALERO, F.J. (1992). "La sucesión paleozoica y estructura del sinclinal de Solana del Pino (Ciudad Real)". *Estudios Geológicos*, vol. 48(5-6), pp. 341-352.
- PALERO, F.J. (1993). "Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental. (Sector meridional de la Zona Centroibérica). *Bol. Geol. y Min.*, vol. 104-3., pp. 227-242.
- PALERO, F.J.; BOTH, R.A.; MARTÍN-IZARD, A.; MANGAS, J. Y REGUILÓN, R. (1992). "Metalogénesis de los yacimientos de Pb-Zn de la región del Valle de Alcudia (sierra Morena Oriental)". En GARCÍA GUINEA y MARTÍNEZ FRÍAS (eds.) "Recursos minerales de España". *Textos Universitarios*, vol. 15. C.S.I.C. pp. 1027-1068.
- PALERO, F.J. Y DELGADO QUESADA, M. (2008) "Memoria explicativa de la hoja nº 860, Fuencaliente". Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª serie, plan MAGNA. IGME.
- PALERO, F.J. Y MARTÍN-IZARD, A. (1988). "Las mineralizaciones estratoides de Zn-Pb en la Caliza Urbana del paraje de Peña del Aguila, Calzada de Calatrava (Ciudad Real)". *Bol. Soc. Esp. de Mineralogía*, vol. 11-1, pp. 179-189.

- PARDO, M.V. Y GARCÍA ALCALDE, J.L. (1984). "Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España)". *Trabajos de Geología*, t. 14, pp. 79-120.
- PARDO, M.V. Y ROBLES, R. (1988). "La discordancia basal del grupo Valdelacasa en el anticlinal de Valdelacasa (Sector central de los Montes de Toledo)". *II Congreso Geológico de España. Granada. Comunicaciones 2*, pp. 165-168.
- PARGA, J.R. Y VEGAS, R. (1974). "El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica". *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*. I cent., pp.329-345.
- PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PIEREN PIDAL, A. P.; VILAS MINONDO, L.; SAN JOSÉ LANCH, M. A. (1989). "Upper Proterozoic in Central Spain". *28 Intern.Geol. Congr.*; 2: 590-591. Washington D.C.
- PELÁEZ, J.R.; GARCÍA HIDALGO, J.F.; MORENO-EIRIS, E. Y HERRANZ, P. (1988). "El nivel con carbonatos del «Alcudiense Superior» en el área de Cabezarrubias-Hinojosa (Valle de Alcudia, Ciudad Real)". *Geogaceta*, 4, pp. 27-28.
- PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PEREJÓN, A.; GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1986). "Nouvelles données sur la discordance intraprecambrienne dans la Vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique Méridional, España)". *Réun.Sci.Terre. Clermont-Ferrand*; 11: 145.
- PEMBERTON, S. G.; FREY, R. W.; BROMLEY, R. G. (1988). "The ichnotaxonomy of *Conostichnus* and other plug-shaped ichnofossils". *Can J Earth Sci*; #25 (6): 866-892.
- PENHA, M.H. Y ARRIBAS, A. (1974). "Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles". *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXV-III, pp. 271-273.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1981). "Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo". *Tesis doctoral*. Ed. de la Univ. Complutense de Madrid.
- PIEREN PIDAL, A. P. (1985). "Estudio estratigráfico de los materiales anteordovícicos del anticlinorio de Agudo-Valdemanco y de los Materiales Paleozoicos del sinclinal de Herrera del Duque". *Tesis Licenciatura Universidad Complutense Madrid* (Inéd): 221 p. Madrid.
- PIEREN PIDAL, A. P. (1986). "Mobilité du bassin sédimentaire au Silurien inférieur dans le synclinal de Herrera del Duque. (Badajoz, España)". *Réun.Sci.Terre. Clermont-Ferrand*; 11 ème: 148.
- PIEREN, A.P. Y HERRANZ, P. (1988). "Presencia y caracterización del "Alcudiense Superior" (Vendense) en el entronque de la Serena y el Valle de Alcudia (Este de la provincia de Badajoz)". *II Congreso Español de Geología*. Granada. Simposio sobre: Cinturones orogénicos, pp. 91-100.

- PIEREN, A.P.; HERRANZ, P. Y GARCÍA GIL, S. (1991). "Evolución de los depósitos continentales del Proterozoico Superior en "La Serena", Badajoz (Zona Centro Ibérica)". *Cuader. do Lab.. Xeol. de Laxe*, t. 15, pp. 179-191.
- Pieren, A.P.; Pineda, A. y Herranz, P. (1987). "Discordancia intraprecámbrica en el anticlinal de Agudo (Ciudad Real-Badajoz). *Geogaceta*, vol. 2, pp. 26-29.
- PILLOLA, G. L.; GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1988). "Graptolites de Trémadoc du sud-ouest de la Sardaigne (Italie)". *Géobios*; (5): 553-656. Lyon.
- PINEDA, A. (1987). "La Caliza Urbana (Ordovícico Superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del Norte de El Centenillo (Jaén)". *Bol. Geol. y Min.*, t. XCVIII-VI, pp. 780-793
- POUPON, G. (1971). "Contribution à l'étude de la region d'aldeaquemada (Jaén), Espagne". *Thèse Univ. Paris-Sud*. Centre d'Orsay.
- Puigdefabregas, C. (1981). "Estudio paleogeográfico del precámbrico de la región de Almadén". *Informe interno Minas de Almadén*. Inédito.
- RÁBANO, I. (1988). "Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española". *Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid*, 3 vols., 621 págs. (inéd.).
- RÁBANO, I. (1989). "Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I: Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos". *Bol. Geol. y Min.*, 100 (3):307-338.
- RÁBANO, I. (1990). "Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona centroibérica española". *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero*, 1-233 (recopilación de 4 artículos aparecidos en 1989).
- RAMSAY, J.G. (1980). "Shear zone geometry: a review". *Journal of structural Geology*, vol. 2, no. 1/2, pp. 83-99.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987). "The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures". Academic Press ed. London.
- REDLIN, K. (1955). "Stratigraphie und tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)". *Diss. Wilhelms-Univers. Münster*.
- RIBEIRO, A. (1974). "Contribution a l'étude tectonique de Tras-Os-Montes oriental". *Serv. Geol. de Portugal*, mem. 24 (Nova serie), pp. 1-168.
- RICHTER, P. (1967). "Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 3: 1-144. Münster.

- RICHTER, P. (1967). "Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien)". *Diss. math. naturwiss.* Fak. Uni. Münster: 144 pp. Münster.
- ROBARDET, M. Y DORÉ, F. (1988). "The Late Ordovician diamictitic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol 66, pp. 19-31.
- ROIZ, J.M. (1979). "La estructura y la sedimentación herciniana, en especial el Precámbrico Superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano". *Tesis doctoral*. Universidad Complutense de Madrid.
- ROIZ, J.M. Y VEGAS, R. (1980). "Formaciones ordovícicas y anteordovícicas del Anticlinal de Tiraefuera (Sur de la provincia de Ciudad Real)". *Studia. Geol. Salmant.*, vol. 15, pp. 27-36.
- ROSA, A. DE LA; ALVARADO, A. Y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1929). "Memoria explicativa de la hoja nº 836, Mestanza. Mapa Geológico de España 1ª serie". IGME.
- SAN JOSÉ, M.A. (1983). "El complejo sedimentario pelítico-grauváquico". En Geología de España. *Libro jubilar de J. M. Ríos*. IGME, pp. 91-99
- SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A. (1984). "Los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino". *Cuad.Geol.Ibér.*; 9: 81-117, 3 fig. Madrid.
- SAN JOSÉ, M.A.; PIEREN, A.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELÁEZ, J.R. Y PEREJÓN, A. (1990). "Central-Iberian Zone. Ante-Ordovician Stratigraphy". In DALLMEYER, R.D. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. editors: "Pre-Mesozoic Geology of Iberia", pp. 147-159. Springer-Verlag. Berlín.
- SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A.; RÁBANO, I.; HERRANZ ARAÚJO, P.; GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1992). "El Paleozoico Inferior del SO de la Meseta (Zona Centroibérica meridional)". *Paleozoico Inf. Ibero-América*. J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.): 505-521, 7 fig. Madrid.
- SARMIENTO, G. (1993). "Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico Meridional)". *Tesis doctoral*. Universidad Complutense de Madrid.
- SARMIENTO, G.N.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. Y RÁBANO, I. (1995). "A biostratigraphical approach to the Middle Ordovician conodonts from Spain". In Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.): *Ordovician Odyssey*. Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book 77, 61-64.
- SAUPÉ, F. (1971). "La serie ordovicienne et silurienne d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne). Point des connaissances actuelles". In: colloque ordovicien-silurien Bres. *Mem. B. R. G. M.*, vol 73, pp. 355-365.

- SAUPÉ, F. (1973). "La Geologie du gisement de mercure d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne)". *Sciences de la Terre*, nº. 29, B.R.G.M.
- SOLÉ SABARIS, L. (1983). "Morfología General de la Peninsula Iberica". *Libro Jubilar J. M^a Rios. Geologia de España*, T 2, IGME, pp. 589-612.
- SWIFT, F.J.P. (1976). "Continental shelf sedimentation. Marine sediment transport an environmental Management". Ed. Stanley y Swift. Wiley, pp. 311-350.
- TAMAIN, G. (1967). "El Centenillo zone de référence pour l'étude de l'Ordovicien de la Sierra Morena Oriental (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 265, pp. 389-392.
- TAMAIN, G. (1972). "Recherches Géologiques et minières en Sierra Morena Oriental, Espagne". *Thèse 3^{ème} cycle. Université de Paris Sud. Centre d'Orsay*.
- TAMAIN, G. (1972). "Annexe I: Corrélations et âge de l'Alcudien". (*Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne]*). *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli. 91 - Orsay*; A I: 35 pp, 5 fig. Paris.
- TAMAIN, G. (1975). "El Alcudiense y la Orogénesis Cadomiense en el Sur de la Meseta Ibérica (España)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, (Sec.Geol.). Primer Centenario de la R. Soc. Española His. Nat.: 437-464. Madrid.
- TAMAIN, G. ET OVTRACHT, A. (1971). "Essai de corrélation entre la Meseta ibérique et le Massif Armoricaín au Précambrien supérieur et au Paléozoïque inférieur". *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 272, pp. 2289-2292.
- TAMAIN, G.; OVTRACHT, A. (1973). "Les cycles cadomien et hercynien dans la méséta ibérique méridionale et le massif armoricaín". *Congr. Nat. soc. savantes*. Section sciences, Toulouse; C 96,TII: 269-313, 6 fig.
- TEIXEIRA, C. (1955). "Notas sobre geología de Portugal. O Complexo Xisto Grauváquico Ante-Ordoviciano". Ed. Autor; Empreñta Lit. Fluminense; 50 pp. Lisboa.
- VEGAS, R. Y RINCÓN, P.J. (1996). "Campos de esfuerzo, deformación alpina y vulcanismo Neógeno-Cuaternario asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España central)". *Geogaceta*, 19, pp. 31-34.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÁMEZ-VINTANED, J.A.; DÍEZ BALDA, M.A. & GRANTS, S.W.F. (1994a). "Neoproterozoic-early Cambrian geology and paleontology of Iberia". *Geol. Mag.*, vol. 131(6), pp. 729-765.
- VIDAL, G.; PALACIOS MEDRANO, T.; MOCZYD'LOWSKA, M.; LORENZO ALVAREZ, S. (1995).- A new find of "Tommotian" small shelly fossils from southern Spain. *Reunión de Geología del Oeste Peninsular*. Salamanca, Septiembre 95; #XIII#: 166-167.

- VIDAL, G.; SÖREN, J.; PALACIOS MEDRANO, T. (1994b). "Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in central Spain". *Geological Magazine*; #131 (2)#: 169-179, 4 fig.. Cambridge.
- VILAS MINONDO, L.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A.; PIEREN PIDAL, A. P.; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; PEREJÓN, A.; HERRANZ ARAÚJO, P. (1986). "Stratigraphy and basin evolution in the Upper Precambrian-Lower Cambrian of the SW. Spanish Meseta". *Int.Conf.Iberian Terranes & Regional Correl.* Project 233: 46. Oviedo.
- VILAS MINONDO, L.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A.; PIEREN PIDAL, A. P.; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; PEREJÓN, A.; HERRANZ ARAÚJO, P. (1987). "Episodios sedimentarios en el Alcudiense Superior (Proterozoico) y su tránsito al Cámbrico en la zona centro meridional del Macizo Ibérico". *Geogaceta*; 2: 43-45, 1 fig. Madrid.
- VILAS MINONDO, L.; SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PIEREN PIDAL, A. P. (1986). "Modèle évolutif du bassin Précambrien terminal-Cambrien Inférieur dans la région de Toledo-Ciudad Real-Extremadura (España)". (Abstract). *Réun. Sci.Terre*. Clermont-Ferrand; 11: 183.
- WAGNER, R.H. (1983). "The palaeogeographical and age relationships of the Portuguese Carboniferous floras with those of other parts of the Western Iberian Peninsula". In Sousa M.H.L. and Oliveira J.T. (Eds.). "The Carboniferous of Portugal". *Mem. Serviços Geol. Portugal*, vol. 29.



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico
y Minero de España

ISBN 978-84-9138-009-2



9 788491 380092