



# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



# BRAZATORTAS

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

## BRAZATORTAS

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](http://www.igme.es)  
NIPO: 728-16-009-3  
ISBN: 978-84-9138-008-5  
Depósito legal: M-15324-2016

---

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

Las presentes Hoja y Memoria (Brazatortas 835), han sido realizadas por la empresa CGS dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

### **Cartografía**

- J. I. Ramírez (CGS)
- F. Palero (MAYASA)
- A. Pieren Pidal (UCM)

### **Cuaternario y Geomorfología**

- M. J. Fraile (CGS)
- G. Portero García (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](mailto:e.calvo@igme.es)



# Í N D I C E

	<u>Pag.</u>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	8
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b> .....	10
2.1. PROTEROZOICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR .....	10
2.1.1. Alternancias de grauvacas y limolitas en secuencias turbidíticas (5). "Alcudiense inferior". Rifeense superior-Vendiense inferior.....	13
2.1.2. Grauvacas, limolitas y areniscas grauváquicas (6). "Alcudiense superior". Vendiense superior-Cámbrico Inferior .....	15
2.1.3. Conglomerados y areniscas grauváquicas microconglomeráticas (7a). "Alcudiense superior". Vendiense superior-Cámbrico Inferior .....	18
2.1.4. Dolomías y calcoesquistos (7b). "Alcudiense superior". Vendiense superior .....	20
2.2. ORDOVÍCICO-SILÚRICO .....	21
2.2.1. Ortocuarcitas, areniscas y conglomerados oligomíticos (8). "Formación de Base" .....	22
2.2.2. Ortocuarcitas (9). "Cuarcita Armoricana" .....	24
2.2.3. Areniscas, pizarras y ortocuarcitas (10). "Estratos Pochico" .....	25
2.2.4. Pizarras negras arenosas (11). "Esquistos del Río" .....	27
2.2.5. Areniscas, pizarras y ortocuarcitas (12). "Alternancias de Canteras"; Alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas (12a). "Alternancias del Caño"; Pizarras (12b). "Pizarras Guindo"; Areniscas y ortocuarcitas (13). "Cuarcitas de Canteras" .....	28
2.2.6. Areniscas y pizarras (14). "Bancos Mixtos" .....	31
2.2.7. Pizarras ampelíticas (15). "Esquistos Chavera" .....	33
2.2.8. Ortocuarcitas y areniscas (16). "Cuarcita del Criadero" .....	33
2.2.9. Tobas volcánicas básicas, pizarras ampelíticas y areniscas (17). "Alternancias volcanosedimentarias" .....	34

	<b>Pag.</b>
2.3. CARBONÍFERO SUPERIOR .....	35
2.3.1. Brechas, areniscas, pizarras y carbón (18). Materiales carboníferos de la cuenca hullera de Puertollano.....	35
2.3.2. Conglomerados de bloques de ortocuacitas (19a). Pudingas con cantos de grauvacas (19b). Cuenca de Mina Riquilla .....	36
2.4. CUATERNARIO .....	37
2.4.1. Gravas, cantos y bloques cuarcíticos. Arcillas y arenas (20). Rañas. Poligénico. Plioceno- Pleistoceno.....	38
2.4.2. Coladas y rocas volcánicas masivas basálticas (21). Volcánico. Plioceno-Pleistoceno.....	38
2.4.3. Cantos, gravas y bloques cuarcíticos y pizarrosos. Arenas y arcillas (22 y 25). Conos de deyección. Fluvial. Pleistoceno-Holoceno-Actual .....	38
2.4.4. Gravas y cantos de pizarra y cuarcita. Arenas y arcillas (23). Coluviones. Laderas. Pleistoceno superior-Holoceno-Actual.....	39
2.4.5. Cantos y bloques cuarcíticos (24). Canchales. Laderas. Pleistoceno superior-Holoceno-Actual .....	39
2.4.6. Cantos y gravas cuarcíticas. Arenas y arcillas (26, 27). Terrazas del Río Montoro. Fluvial. Pleistoceno-Holoceno.....	40
2.4.7. Cantos y gravas de cuarcita. Arenas y arcillas (28). Fondo de valle de los ríos Ojailén, Montoro y Arroyo de la Ribera. Fluvial. Holoceno.....	40
2.4.8. Gravas y cantos polimícticos. Arcillas y arenas (29). Meandros abandonados de los ríos Ojailén, Tablillas y de la Cabra. Fluvial. Holoceno .....	40
2.4.9. Arcillas y arenas con cantos (30). Depósito aluvial-coluvial. Poligénico. Holoceno .....	40
2.4.10. Escombreras (31). Antrópico. Actual.....	40
<b>3. TECTÓNICA .....</b>	<b>40</b>
3.1. TECTÓNICA PRE-HERCÍNICA.....	41
3.1.1. Tectónica intraprecámbrica.....	42
3.1.2. Tectónica de bloques pre-ordovícica.....	45
3.1.3. Edad de las deformaciones pre-hercínicas.....	45
3.1.4. Otros movimientos pre-hercínicos.....	46
3.2. TECTÓNICA HERCÍNICA .....	47
3.2.1. Primera fase hercínica (f-1) .....	47
3.2.1.1. Macroestructuras.....	47

	<b><u>Pag.</u></b>
3.2.1.2. Mesoestructuras .....	48
3.2.1.3. Estructuras menores y microestructuras.....	48
3.2.1.4. Mecanismos de deformación de la 1ª fase hercínica .....	50
3.2.2. Segunda fase hercínica (f-2) .....	51
3.2.2.1. Macroestructuras.....	51
3.2.2.2. Mesoestructuras .....	53
3.2.2.3. Estructuras menores.....	54
3.2.2.4. Mecanismos de deformación de la 2ª fase hercínica .....	54
3.2.3. Edad de las deformaciones hercínicas.....	55
3.3. MOVIMIENTOS TARDI-HERCÍNICOS Y POST-HERCÍNICOS .....	55
<b>4. PETROLOGÍA .....</b>	<b>56</b>
4.1. VULCANISMO SIN-SEDIMENTARIO .....	56
4.2. DIQUES .....	57
<b>5. GEOMORFOLOGÍA .....</b>	<b>60</b>
5.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL .....	60
5.1.1. Formas estructurales.....	60
5.1.2. Formas volcánicas.....	60
5.2. ESTUDIO DEL MODELADO.....	62
5.2.1. Laderas .....	62
5.2.2. Formas fluviales.....	62
5.2.3. Formas poligénicas .....	63
5.2.4. Formas antrópicas .....	65
5.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	65
5.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS .....	66
<b>6. HISTORIA GEOLÓGICA .....</b>	<b>66</b>
<b>7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....</b>	<b>68</b>
7.1. MINERÍA .....	68
7.2. CANTERAS .....	74
7.3. HIDROGEOLOGÍA .....	74
<b>8. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>76</b>

## 1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Brazatortas se sitúa en el extremo meridional de la meseta castellano-manchega y comprende el núcleo de la comarca ciudadrrealeña del Valle de Alcuía. Morfológicamente responde a un relieve típicamente apalachiano, de amplias llanuras limitadas por sierras de poca altura, alineadas con rumbo general ONO-ESE. Concretamente en la Hoja aparece la sierra de Cabezarrubias, en la parte norte, que separa el valle del Ojailén del Valle de Alcuía, y las sierras del Rey y de Valdoro, en la parte sur, que suponen el comienzo de los relieves quebrados de la Sierra Morena Oriental.

Administrativamente la Hoja comprende territorios de la provincia de Ciudad Real, con una densidad de población muy baja, menos de 10 habitantes por Km<sup>2</sup> (DÍAZ MORENO *et al.*, 1990). Tan solo existen tres municipios dentro del mapa, Brazatortas, Veredas y las Minas del Horcajo. Los dos primeros se hallan situados en el extremo septentrional de la Hoja, mientras que el tercero se encuentra en el extremo meridional. De los tres solamente Brazatortas tiene cierta entidad y dispone de ayuntamiento, mientras que los otros dos son pequeñas aldeas pertenecientes al término de Almodóvar del Campo. Por otra parte, son relativamente frecuentes las casas aisladas y los cortijos, aunque por lo general están alejados unos de otros. En este aspecto merecen la pena destacar la Bienvenida y la Venta de La Inés, ambas situadas en la parte occidental de la Hoja.

Las vías de comunicación que atraviesan la Hoja son, por un lado la carretera nacional N-420, que cruza de Norte a Sur por el centro del mapa; la carretera comarcal de Alamillo, que discurre con sentido Este-Oeste por la mitad occidental del Valle de Alcuía; y la carretera local que une Brazatortas con Cabezarrubias del Puerto, que discurre por el cuarto nororiental de la Hoja. Por otra parte, dentro de la Hoja pasan los ferrocarriles Madrid-Badajoz y Madrid-Sevilla, el primero por el extremo Norte y el segundo casi por la diagonal NE-SO. También se conserva en gran parte el trazado de la línea desmantelada del ferrocarril Puertollano-Peñarroya.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Brazatortas se sitúa en la parte más meridional de la Zona Centroibérica, dentro de la subdivisión del Macizo Hespérico de JULIVERT *et al.* (1972), o dentro del dominio de los Pliegues Verticales de Díez BALDA *et al.* (1990). La Hoja comprende buena parte de la estructura más característica y emblemática de esta región y que no es otra que el gran anticlinal de Alcuía.

Los antecedentes geológicos sobre la Hoja de Brazatortas son realmente escasos, dejando a un lado la documentación minera de finales del siglo pasado y comienzos del presente. Las referencias más antiguas sobre la Hoja son indirectas, realizándose en estudios de otras áreas, como el de CASIANO DEL PRADO (1855) de la comarca de Almadén, o de ámbito regional, como el de CORTÁZAR (1880). Más tarde, HERNÁNDEZ PACHECO (1932) describe con detalle los afloramientos volcánicos de la Hoja en su trabajo sobre el vulcanismo reciente del centro de España. De especial significado es el trabajo de REDLIN (1955), quien realiza un esquema geológico de la zona central del valle de Alcuía y las sierras Meridionales, esquema que comprende la Hoja de Brazatortas, 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 Brazatortas. En dicha investigación se realizaron numerosos trabajos de detalle dentro de la Hoja, los cuales permanecen inéditos en el fondo documental del ITGE. 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 series infra-ordovícicas del sector meridional de la Zona Centroibérica. Posteriormente aparecen otros trabajos sobre este aspecto con referencias directas al Valle de Alcudia y que son el de CRESPO y REY DE LA ROSA (1971) y el de MORENO (1977b).

En 1987 se presenta la memoria del proyecto Hespérica, donde se incluye una cartografía de la Hoja de Brazatortas realizada con fundamento MAGNA (ALMADÉN-IGME-ENCASUR, 1987). Posteriormente, 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, incorporando a la cartografía previa nueva información y modificando algunos aspectos contradictorios. Es justamente esta cartografía la que ha servido de base para la realización de la presente Hoja geológica.

La estructuración geológica de la Hoja de Brazatortas consiste en tres bandas de rumbo ONO-ESE, que representan tres macroestructuras hercínicas ocupadas esencialmente por materiales detríticos. Estas bandas son de Norte a Sur las siguientes:

- La que ocupa el cuarto nororiental de la Hoja que está formada por rocas detríticas y volcanoclásticas del Paleozoico Inferior del sinclinal de Puertollano. En el extremo Este comienza la cuenca hullera Estefaniense de Puertollano, que se prolonga en la Hoja vecina de Mestanza. Todos estos materiales aparecen en buena parte recubiertos por una cobertera delgada de materiales terciarios y cuaternarios.
- La banda central tiene gran anchura y ocupa en diagonal más de la mitad de la superficie de la Hoja. En ella aflora principalmente una monótona alternancia turbidítica de rocas siliciclásticas del Precámbrico Superior. Esta banda comprende la mayor parte del sector central del anticlinal de Alcudia.
- La banda meridional está formada por una sucesión pizarroso-arenosa del Paleozoico Inferior, perteneciente al sinclinal de Solana del Pino y a las estructuras dómicas de La Garganta. En el extremo occidental del mapa, en el núcleo de un pequeño domo, deben encontrarse de nuevo las rocas precámbricas, pero éstas están totalmente tapadas por materiales cuaternarios.

Adicionalmente se ha encontrado un afloramiento pequeño y alargado, en la zona de Santiagos, en el que sedimentos conglomeráticos probablemente del límite Carbonífero-Pérmico se han depositado directamente sobre el sustrato precámbrico turbidítico, en un ámbito claramente controlado por fracturas.

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 las rocas precámbricas, cuyo significado y correlación con otras zonas será comentado más adelante.

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

## 2. ESTRATIGRAFÍA

La serie estratigráfica de la Hoja de Brazatortas está formada básicamente por rocas detríticas, con algunos niveles volcanoclásticos intercalados, materiales que comprenden edades entre el Precámbrico Superior y el Carbonífero Superior. A estos hay que añadir una delgada cobertera terciaria y cuaternaria, presente principalmente en la parte NO de la Hoja.

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

- Ciclo inferior precámbrico. Formado en un medio turbidítico que da lugar a una monótona sucesión de pizarras y grauvacas en secuencias de Bouma, normalmente incompletas.
- Ciclo superior precámbrico-cámbrico inferior. Formado en un medio de plataforma profunda, da lugar a una serie arenoso-conglomerática.
- Ciclo Ordovícico-Silúrico (Tremadociense-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 formaciones litoestratigráficas con buena representación cartográfica, las cuales indican diversos estadios en la evolución sedimentológica de la cuenca. Intercalados en la serie aparecen de forma muy local rocas volcánicas.
- Ciclo Carbonífero Superior (Estefaniense). Pérmico inferior. Formado en cuencas sin-orogénicas de tipo "pull-apart". Da lugar a series conglomeráticas y detrítico-carbonosas.

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, los cuales representan un escaso volumen pero tienen bastante incidencia cartográfica por las amplias zonas que recubren.

En su conjunto la serie estratigráfica de la Hoja de Brazatortas no presenta notables diferencias con respecto a las series 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 ante-ordovícicos que afloran en el núcleo del anticlinal de Alcudia (Proterozoico Superior-Cámbrico Inferior), se dividen en dos unidades litoestratigráficas con rango de grupo o supergrupo, separadas por una discordancia angular 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 se han denominado respectivamente "Alcudiense Inferior"

y "Alcudiense Superior". Posteriormente estos nombres se han extrapolado para identificar estas facies con validez regional. Otras denominaciones respectivamente equivalentes son las de Grupo Domo-Extremeño (pese a que se definió este grupo en el anticlinal de Ibor) y Grupo Ibor (ÁLVAREZ NAVA *et al.*, 1988; ORTEGA *et al.*, 1988). Utilizaremos en esta memoria los nombres Alcudiense Inferior y Alcudiense Superior propuestos por OVTRACHT y TAMAIN (1970) y de amplia difusión posterior, por haber sido éstos definidos por observaciones precisamente de esta zona del Anticlinal de Alcudia.

Se sabe de la existencia de una discordancia angular y erosiva, que separa dos secuencias ante-ordovícicas en el sector central-oriental del Valle de Alcudia ya desde hace bastante tiempo, en concreto desde la tesis doctoral de REDLIN (1955), un discípulo de Franz Lotze. Por las dolomías presentes en la secuencia superior, y las connotaciones que este hecho tenía para Lotze, Redlin consideró al conjunto superior de edad Cámbrica inferior.

BOUYX (1970), extrapola esta discordancia al anticlinal de Valdemanco (Valle del Esteras) y al valle del Tirteafuera (Anticlinal de Abenójar), y es el primero en utilizar los términos de "pizarras en facies de Alcudia" y "*Alcudien*". Como resultado de una investigación en la Reserva del Estado en el Valle de Alcudia, motivada por la gran cantidad de indicios y pequeñas minas asociadas a los numerosos filones diabásicos e hidrotermales, CRESPO y REY (1971), y CRESPO y TAMAIN (1971), utilizan el término "Alcudiense", correlacionando acertadamente el conjunto superior, con intercalaciones carbonáticas, con los materiales del próximo anticlinal de Abenójar, al Norte, cuyos carbonatos tienen potencias mucho mayores que rebasan en algunos puntos los 200 m. En estos momentos todavía no estaba clara la asignación del "Alcudiense Superior" al Cámbrico o al Proterozoico Superior. Sin embargo, estos valiosos trabajos ya dejan resuelta la problemática en el área de referencia

Posteriormente se suscita una importante polémica entre los mencionados trabajos y los aportes de OVTRACHT y TAMAIN (1973), y de TAMAIN (1975), tras la publicación de la Tesis de Emmanuel Bouyx: Tamain niega la existencia de la discordancia propuesta, considerándola una disarmonía tectónica. Esta polémica, hace que se dé en ciertos aspectos un paso atrás en el conocimiento de la zona, respecto a los enunciados de CRESPO y REY (op.cit.).

La existencia de dicha discordancia, su edad intra-precámbrica y su carácter regional queda patente tras la publicación de varios trabajos publicados entre 1986 y 1988, que proceden de distintos equipos de investigación. 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 esta Hoja de Mestanza. PIEREN (1985) la describe más al Oeste en Agudo-Valdemanco, PIEREN *et al.* (1987) en el anticlinal de Agudo, NOZAL *et al.* (1988 a y b) en los sectores septentrional y meridional del anticlinal de Ibor, y finalmente PIEREN Y HERRANZ (1988) en el extremo occidental del anticlinal de Alcudia.

Los estudios más recientes sobre el Precámbrico de esta zona se deben a AMOR y ORTEGA (1987), ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAÍNO (1987), GARCÍA SAN-SEGUNDO *et al.* (1987), LORENZO y ÁLVAREZ-SOLÉ (1988); el modelo de evolución y distribución regional deducido es el expuesto por ORTEGA *et al.* (1988). Este precámbrico fue también el objeto de investigación

del proyecto del C.S.I.C.-UCM, "Caracterización estratigráfica del Alcudiense Superior en el sur de la Meseta y sus relaciones con el Paleozoico" elaborándose un modelo estratigráfico sucesivamente más detallado de la evolución de la cuenca en la que se depositaron 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.* (1991). Existe una cartografía temática de esta zona del anticlinal de Alcudia presentada por PELÁEZ *et al.* (1989) que acompañó la exposición de las conclusiones de dicho proyecto.

Recientemente la relación estructural entre Alcudiense Inferior y Alcudiense Superior, es estudiada por PALERO (1991) algo más al Oeste, quién compila y corrige la cartografía de nuestra zona de referencia con motivo de su tesis doctoral, constituyendo uno de los antecedentes recientes de mayor interés para el estudio de esta zona, y hace dos descripciones detalladas de la discordancia intra-alcudiense en dos nuevos hitos en la Hoja muy próxima de Solana del Pino (PALERO 1993). El estudio microestructural realizado por PALERO (1993), demuestra, como ya habían descrito en estructuras vecinas (ORTEGA y GONZÁLEZ-LODEIRO, 1986), que el Alcudiense Inferior presenta lineaciones de intersección y ejes de pliegues subverticales, mientras que el Alcudiense Superior presenta lineaciones de intersección subhorizontales; concluye indicando que esto implica una verticalización generalizada del Alcudiense Inferior anterior al depósito del Alcudiense Superior. Este hecho determina la existencia del contacto por discordancia angular entre ambos grupos.

En el presente trabajo también se ha reconocido la discordancia que separa ambos conjuntos en buenos afloramientos de varias nuevas localidades, por ejemplo en el Arroyo de Valdelobillos (Cabecera del Río de la Caba, inmediato al trazado del AVE) y en su vertiente oriental; en este último punto el Alcudiense Inferior presenta una banda de paleoalteración, pliegues cuyo eje buza más de 70° y dirección dominante N 130°, 85-87 ° SO. El Alcudiense superior, que comienza con micrograuvacas y limolitas arenosas N 152°, 52 ° E. En esta zona, la discordancia ha sido además puesta al descubierto por los nuevos desmontes de la vía del tren de alta velocidad (AVE).

En esta Hoja de Brazatortas, por la falta de niveles de referencia y la de afloramientos continuos, no se ha podido subdividir cartográficamente el Alcudiense Inferior al que corresponden las "alternancias de grauvacas y limolitas en secuencias turbidíticas" (5).

Los materiales del Alcudiense Superior presentan una mayor variedad petrográfica y cambios laterales de facies. De momento se han podido dividir en tres unidades litológicas. Corresponden al menos a una secuencia tectonoestratigráfica individualizada, limitada por discordancias y cuya potencia sobrepasa los 400 m en el ámbito de la Hoja. Los espesores aumentan gradualmente hacia el Este. Al NE del pueblo de Mestanza, estas mismas secuencias en las que desaparecen los carbonatos y aumenta el espesor de detríticos gruesos y conglomerados superan los 1.100 m.

Se han distinguido en primer lugar las "grauvacas, limolitas y areniscas grauváquicas" (6) habiéndose distinguido cartográficamente las dolomías y calcoesquistos (7b) que incluye y que por su interés y escasez se han individualizado. También se separan, por constituir buenos niveles guía, los "conglomerados y areniscas grauváquicas microconglomeráticas" (7a) con los

que también se intercalan. Un conjunto superior de conglomerados, grauvacas y areniscas grauváquicas que constituye la parte más alta de la secuencia del Alcudiense Superior, en la zona ya mencionada de Mestanza, al Este, no está representado en esta zona ya sea por acunamiento lateral, por variación lateral de facies o por erosión de la parte alta del Alcudiense Superior previa a la sedimentación de los depósitos ordovícicos.

En el ámbito del sector centro-oriental del Valle de Alcudia en el que nos encontramos, se observa en el Alcudiense Superior, la existencia de una gran cantidad de secuencias conglomeráticas en las zonas más orientales. Estos conglomerados, pierden entidad hacia el Oeste, al mismo tiempo que son sustituidos por areniscas grauváquicas y limolitas. Dentro de los límites de la Hoja de Mestanza (inmediata al Este de la de Brazatortas) es donde mejor se observa este tránsito, ya que al Este y hasta su zona central, se encuentran aún los potentes paquetes conglomeráticos característicos de San Lorenzo de Calatrava (Hojas de Solana del Pino y Santa Elena), que fueron denominados “Estratos de San Lorenzo”. Éstos son sustituidos por las facies arenosas con calcoesquistos y dolomías en la zona de Hinojosas de Calatrava y Cabezarrubias, en el límite oriental de la Hoja de Brazatortas, facies que están también bien representadas en las inmediaciones de la carretera de Puertollano a Fuencaliente, en la franja de Alcudiense Superior del flanco Norte del anticlinal.

Dicha franja desaparece un poco más al Oeste de los últimos afloramientos de la Hoja de Brazatortas, en la Hoja de Tirteafuera, y no vuelve a encontrarse Alcudiense Superior en el flanco Norte hasta la zona de Garlitos-Sancti-Spiritus, ya en el entronque del Anticlinal de Alcudia con el Gran Anticlinorio Centro-Extremeño (PIEREN y HERRANZ, 1988), unos 45 Km al Oeste.

Durante la realización del presente trabajo se ha puesto de manifiesto la existencia de Alcudiense Superior en el “macizo” de la Sierra de Valdoro, en el flanco Sur del anticlinal, donde presentan un excepcional afloramiento, como ya hemos indicado en el valle del Río Montoro, donde además de alguna cantera de caliza ya mencionada por DE LA ROSA *et al.* (1929) en la memoria de la Hoja geológica de Mestanza de la primera serie, aparecen muy abundantes icnofósiles característicos del Vendiense Superior. Hasta la fecha estos materiales se habían considerado como ordovícicos basales. La presente atribución al Alcudiense Superior permite constatar que las secuencias que aparecen en el sinclinal N-S que interfiere con el anticlinal de Alcudia formando una estructura en “silla de montar” son muy similares, y no radicalmente distintas, como se representaba anteriormente, lo cual era muy difícil de explicar.

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

Esta unidad, cuyo rango es de grupo o supergrupo, aún por diferenciar, está formada en el ámbito del estudio, por grauvacas, micrograuvacas y limolitas. Se desconoce su base y su yacente, y en el ámbito de la Hoja se encuentra carente de niveles guía, como pudieran ser gruesos niveles de grauvaca o conglomerados, presentes dentro de este conjunto en otras estructuras (GARCÍA-HIDALGO *et al.*, 2008). Otras litologías como algunas intercalaciones de pizarras ampelíticas son muy escasas aunque se han reconocido puntualmente, muy alteradas en el flanco Sur.

Se trata generalmente de una alternancia de niveles milimétricos o centimétricos de grauvacas, micrograuvacas y limolitas. En algunas ocasiones, los niveles basales grauváquicos alcanzan mayor desarrollo superando el metro, y los niveles restantes de la secuencia Bouma truncada son decimétricos. Generalmente los mejores afloramientos corresponden a aquellos niveles en los que predominan los gruesos bancos grauváquicos, por lo que se ha desarrollado menos la esquistosidad y la densidad de fracturación es menor. Un claro ejemplo de este caso son los afloramientos en el cauce del Río Tablillas en el Burcio. Las secuencias más finas son prácticamente inabordables para un estudio estratigráfico convencional por su elevado grado de deformación como puede apreciarse en los afloramientos del embalse de Tablillas (particularmente en su presa en la Hoja de Mestanza).

El grado de metamorfismo de estos materiales es muy bajo situándose en la anquizona media/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 valores mayores que se encuentran en la literatura, no es avalada por los bajos valores de metamorfismo encontrados ni tiene fundamento, pese a la gran extensión cartográfica de la unidad. En cualquier caso se trataría de valores de progradación del sistema turbidítico y no de una potencia real de la unidad.

Desde los trabajos de CRESPO y REY, y CRESPO y TAMAIN (op.cit.) se denomina a 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". Estos materiales fueron estudiados desde un punto de vista sedimentológico en primer lugar por PUIGDEFABREGAS (1981), en el embalse del Río Montoro (zona central de la Hoja de Mestanza).

Las secuencias reconocidas corresponden a secuencias de Bouma, generalmente incompletas; las más frecuentes son las secuencias truncadas ta-c y tb-d MUTTI y RICCI LUCHI (1975). 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 el del Río Tablillas. Una buena representación de estas facies aparece en uno de los escasos desmontes de la N-420, concretamente en el P.K. 130.

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. Existe un buen afloramiento de estas facies al Norte de la "Casa de la Pastora", en la cabecera del Río Tablillas. Principalmente por la escasez de afloramientos que permitan su estudio y la falta de niveles guía, no se ha podido establecer de momento una relación cartográfica entre los dos conjuntos de facies.

Los dos tipos de asociaciones de facies descritos corresponden 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 o de La Serena (PIEREN y HERRANZ 1988). Se distinguen además pequeñas intercalaciones de pizarras negras.

En las Hojas más orientales del anticlinal de Alcudia se han distinguido brechas intraformacionales, interpretadas como facies de talud que tampoco se han identificado en esta Hoja, en la que todos los materiales de este grupo parecen corresponder a facies de lóbulos turbidíticos. Es posible que también se encuentren, en particular en la zona SE de la Hoja, pero que no se aprecien por las condiciones de afloramiento.

Puede resultar problemático establecer con exactitud una edad para el Alcudiense Inferior, dada la práctica inexistencia de microfósiles y dado que no se ha encontrado ningún otro resto fósil ni pista fósil. Tan sólo la presencia local (un sólo registro) de los acritarcos *Orygmatosphaeridium* sp. y *Protosphaeridium* sp. (MITROFANOV y TIMOFEIEV, 1977 en SAN JOSÉ, 1984) en la parte central del Valle de Alcudia, a 35 Km de esta Hoja, 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).

Este registro de acritarcos procede precisamente de una muestra tomada en la zona central del anticlinal de Alcudia, en su flanco Norte, en afloramientos próximos al cruce de la carretera de Almadenejos a Almadén con el Río Valdeazogues, a unos 6 Km de esta última localidad, dando una edad Rifeense segura para MITROFANOV y TIMOFEIEV. Esta es la única datación "segura" realizada en materiales del Alcudiense Inferior de Alcudia. Otros autores, PALACIOS (1989), VIDAL *et al.* (1994), han propuesto una edad Vendiente Superior, para materiales supuestamente del Grupo Domo Extremeño del Anticlinal de Valdelacasa mediante acritarcos, negando la existencia de una discordancia intra-alcudiense. Más recientemente estos mismos autores (PALACIOS *et al.*, 1996), con base en niveles fosfatados de la vecina Hoja de Mestanza, proponen incluso 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 Nemarkitiense-Daldyniense (un nuevo piso del Cámbrico Inferior, bajo el Tommotiense) hasta el Atdabaniense.

Como es polémica la correlación de los materiales de Valdelacasa en los que se tomaron las muestras, con el Alcudiense Inferior del Anticlinal de Alcudia, hacemos referencia al hallazgo local seguro atribuyendo estos materiales al Rifeense Superior - Vendiente.

#### 2.1.2. Grauvacas, limolitas y areniscas grauváquicas (6). "Alcudiense superior". Vendiente superior - Cámbrico inferior

Esta 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 grauváquicas microconglomeráticas (7a), como las Dolomías y Calcoesquistos (7b), que aparecen como pequeños lentejones en el límite oriental de la Hoja al sur de Cabezarrubias, y como calcoesquistos en el Arroyo de Valdelobillos, al Oeste de la Mina de la Veredilla.

Los afloramientos de la presente unidad se presentan en una franja, subparalela a las cuarcitas ordovícicas, en el flanco Norte del anticlinal de Alcudia cuya anchura cartográfica varía entre 2 y 4 Km. Existe un afloramiento más extenso, al Este, en la zona de Hinojosa- Cabezarrubias, por una suave interferencia de pliegues, que origina la repetición de varios niveles y la existencia de bajos buzamientos, lo que alarga el afloramiento. Esta estructura en forma de silla de montar, también se reconoce en el flanco Sur, formando un importante afloramiento

que destaca con relieves positivos sobre las alturas medias del valle de Alcudia, que aparece fundamentalmente entre los ríos Tablillas y Montoro.

La mencionada franja de afloramientos del Alcudiense Superior, del flanco Norte, pierde sucesivamente anchura hacia el Oeste, llegando a desaparecer totalmente bajo el Ordovícico a unos seis Km del límite septentrional de la Hoja, en la de Tirteafuera. En el flanco Sur, ni en la zona central de la estructura, hay afloramientos de Alcudiense Superior, salvo en los afloramientos próximos a la esquina SE del mapa, que se extienden desde más al Este del Río Montoro, en la Hoja de Mestanza (836) donde hay canteras de carbonatos, ya citadas por DE LA ROSA, ALVARADO Y HERNÁNDEZ PACHECO (1929), en la Hoja geológica de la primera serie. En este “macizo” formado por secuencias inter y submareales de Alcudiense Superior, con abundantes niveles conglomeráticos entre los que se encuentran las canteras de carbonatos, hemos encontrado varios yacimientos con abundantes icnofósiles de la parte alta del Vendiciense Superior. La mayor parte de ellos aparecen en el corte del Río Montoro en la Hoja 836, muy próximo al límite oriental de la Hoja y en el Arroyo Hondo, ya en la presente Hoja.

Prácticamente no existe un buen corte de carretera, de la unidad en cuestión, salvo en la carretera de Cabezarrubias a Brazatortas, a la salida del primer pueblo, corte que puede prolongarse por el arroyo de Cotofía, lugar donde Crespo y Rey describieron la presencia de lentejones dolomíticos. Salvo en este pequeño corte de carretera los mejores cortes de la unidad pueden realizarse en varios barrancos, en el Arroyo del Barranco, al Este y Sur de Cabezarrubias en el límite oriental de la Hoja, en las inmediaciones del Arroyo de Valdelobillos, y también en afloramientos diseminados en la franja que se extiende desde la carretera de Brazatortas a Fuencaliente hacia la Casa del Garbanzal y hasta la Casa del Acebuchal. En los afloramientos del flanco Sur, el mejor afloramiento dentro de la Hoja está en el Río Tablillas cerca de la casa de los Vadillos, pero el corte más completo inmediato al límite de la Hoja es el del Río Montoro.

La base de esta unidad, es grauváquica, 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. En todo el ámbito de la Hoja la unidad presenta en su base una banda de paleoalteración, paralela a la base del Alcudiense Superior, constituida por pizarras y grauvacas paleoalteradas del Alcudiense Inferior. Esta banda de alteración fue descrita por PELÁEZ *et al.* (1986), 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 informal de “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 regionalmente por los geólogos como “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 secuencia 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, microconglomerático, con un característico punteado ferruginoso. Suele ser entre estos cuerpos arenosos, donde se encuentran los escasos lentejones dolomíticos. En la secuencia considerada en su 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, generalmente se han considerado a estos esquistos como pizarras, y de ahí se ha considerado la sucesión como compuesta por pizarras lutíticas y grauvacas. La fracción lutítica es prácticamente inexistente, siendo muy frecuentes las limolitas, sobre todo las limolitas arenosas y las "micrograuvacas". Esta secuencia es bien observable desde la discordancia del Arroyo del Tamujar, subiendo por el arroyo del Barranco hacia Cabezarrubias, o en el Arroyo de las Huertas, en la parte que coincide con el camino de Cotofía.

Petrográficamente se observa una clara evolución de muro a techo del Alcudiense Superior, pasándose de una presencia exclusiva de grauvacas, ricas en fragmentos de roca (metacuarcita, lidita, cuarzo filoniano) y en feldespatos (ortosa y plagioclasa) con una importante albitización, a fracciones arenosas más evolucionadas hacia el techo de la sucesión, con areniscas grauváquicas e incluso areniscas cuarcíticas y excepcionales barras protocuarcíticas, en las que es característico del Alcudiense Superior el moteado ferruginoso. Esta evolución petrográfica, podría deberse a un mayor transporte de los sedimentos y a cambios en el área fuente, en donde se pasaría de un afloramiento prácticamente continuo del sustrato Alcudiense Inferior, a un área madre más erosionada en la que aparecerían litologías más antiguas, ígneas y metamórficas.

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. En esta Hoja parece no aflorar o no haberse conservado el techo local, que aflora en la zona central de la Hoja de Mestanza, donde se asiste a una progradación continental, a la que corresponde un importante conjunto conglomerático de techo.

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 Vendense Superior (VILAS *et al.*, 1987; SAN JOSÉ *et al.*, 1990). En un trabajo muy reciente específico sobre las pistas fósiles de Alcudia y Abenójar, GARCÍA HIDALGO (1994) expone que el Alcudiense 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 Alcudiense inferior y que presenta intercalaciones calcáreas ("calizas de Hinojosas" de BOUYX, 1970), por encima de estos niveles carbonáticos y con una relación de yacencia poco clara, una "serie intermedia" compuesta por pizarras, areniscas

grauvácicas y microconglomerados (que afloran bien en la zona ya mencionada de la Casa del Garbanzal), 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 descrita en el Alcudiense Superior habían sido consideradas como vendienses, que una parte de éste es en realidad Cámbrico inferior (Tommotiense).

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

Según las correlaciones establecidas en el presente trabajo, los niveles en los que aparece *Anabarella*, son ligeramente más altos que los presentes en la zona de Cabezarrubias, por lo que, en función de lo expuesto podemos precisar que los materiales del Alcudiense Superior, que se encuentran por debajo de los niveles con carbonatos, serían del Vendiense 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. La designación en el Cámbrico de un nuevo piso como es el Nemakitiense-Daldyniense, puede hacer que niveles que siempre se habían considerado Vendienses, con microfósiles e icnofósiles muy abundantes, sean considerados ahora como parte de este Cámbrico pre-Tommotiense y pre-trilobítico.

#### 2.1.3. Conglomerados y areniscas grauvácicas microconglomeráticas (7a). "Alcudiense superior". Vendiense superior - Cámbrico inferior

Los conglomerados se intercalan en la unidad anterior, fundamentalmente en tres niveles, bien reconocibles en la zona de las Lomas del Garbanzal. En la zona oriental del anticlinal de Alcudia, llegan a encontrarse directamente discordantes sobre el Alcudiense Inferior, lo que no ocurre en el ámbito de esta Hoja; sin embargo es frecuente la presencia de los primeros niveles conglomeráticos a unos 40 - 50 m de la base del Alcudiense Superior.

En esta Hoja estos niveles son lentejonares y muy discontinuos en la zona oriental, se constituyen en tres bancos bien diferenciados con respuesta morfológica en la zona de la Casa del Garbanzal, perdiendo de nuevo entidad hacia el Este, donde prácticamente desaparecen. Así por ejemplo en el corte del Arroyo de Valdelobillos, ya no aparecen conglomerados reemplazados por areniscas grauvácicas, en algunos niveles microconglomeráticas. En

contrapartida, en las zonas donde no se encuentran o son minoritarios (límites septentrional y oriental de la Hoja respectivamente), es donde aparecen los carbonatos.

En el flanco Sur son responsables de numerosas crestas y cerros elevados en las proximidades de la "casa de los Alamillos" y en las inmediaciones de la "Casa de Baldomero". En dicho flanco Sur constituyen al menos dos niveles, sobre el primero de los cuáles encontraríamos las canteras de dolomía.

Estos conglomerados son generalmente pudingas de matriz grauváquica, granosostenidas, con cantos de cuarzo bien redondeados de 1-1,5 y de 1,5-2,5 cm, siendo estos últimos muy frecuentes. Los centiles llegan a ser de 3 ó 4 cm. Es característica la presencia de cantos de lidita, de un tamaño similar aunque de frecuencia mucho menor (1,5 - 3%). También pueden encontrarse cantos de grauvara o de limolita.

Al ser estos cuerpos lenticulares o al acuñarse sensiblemente las potencias son muy variables variando desde los 2-3 m, hasta intercalaciones de más de 25 m de potencia.

Regionalmente, esta unidad se hace muy importante hacia el Este. En la Hoja de Mestanza estos cuerpos conglomeráticos se hacen más frecuentes y potentes y en su prolongación en la Hoja de Santa Elena, en la cresta de conglomerados inmediatamente al Norte de San Lorenzo de Calatrava, adquiere una potencia tal que puede confundirse por su aspecto y morfología con la Cuarcita Armoricana, que queda en una segunda sierra no visible desde el valle.

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. En las areniscas grauváquicas microconglomeráticas se aprecian frecuentemente "megaripples" y también estratificación cruzada de tipo "hummocky".

Dada la escasez de estructuras sedimentarias de momento observadas es difícil, precisar el entorno sedimentario de los conglomerados, que a veces presentan estructuras canalizadas; los cuerpos arenosos presentan estructuras mucho más claras que los definen como depósitos de una plataforma siliciclástica interna afectada por el oleaje.

Esta unidad se encuentra englobada como lentejones en la anterior, por lo que las consideraciones realizadas para la asignación de su edad le son válidas. Algunos de los afloramientos, particularmente los basales, están claramente en la "serie inferior" de GARCÍA HIDALGO (1994), pero gran parte de los afloramientos englobados en la presente unidad, corresponden a su "serie intermedia" compuesta por pizarras, areniscas grauváquicas y microconglomerados cuarcíticos, y que presenta gran abundancia de pistas fósiles. Es pues parte de esta unidad, aquella en la que se han encontrado *Bergaueria aff. langi*, *Monomorphichnus lineatus* y *Hormosiroidea cf. canadensis*. Por lo tanto parte de la unidad, tendría edad Vendense Superior, pero los niveles de areniscas y microconglomerados cuarcíticos más altos, ya serían aquellos que GARCÍA-HIDALGO (1994) considera ya Tommotienses (Cámbrico inferior). Los niveles en los que VIDAL *et al.* (1995) y PALACIOS *et al.* (1996) describen la existencia de *Anabarella plana* están claramente por encima de los niveles más altos de conglomerados en la zona de San Lorenzo de Calatrava, lo que es acorde con lo expuesto.

#### 2.1.4. Dolomías y calcoesquistos (7b). "Alcudiense superior". Vendienne 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. 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 de Mestanza, en afloramientos que tienen continuidad en esta Hoja. 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) que define las "calizas de Hinojosas", CRESPO y REY (1971) que las citan en el camino de Cotofía en el límite oriental de esta Hoja 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. Los afloramientos de esta Hoja, en el arroyo de las Huertas (camino de Cotofía) son las que citan con el N° 2, y son la mayor representación de esta unidad, salvando el afloramiento de Hinojosas.

En otra zona, DE LA ROSA *et al.* (1929) describían con bastante detalle otro afloramiento " al Oeste de la Hoz de Valdoro, margen izquierda del río Montoro, próxima al extremo Suroeste de " la Hoja de Mestanza, a las que denominaban "calizas silurianas" como a las de Hinojosas. En la búsqueda de esta antigua cantera hemos encontrado en la Hoja de Mestanza un nuevo afloramiento, prácticamente en el límite de esta Hoja, pero en la de Mestanza, otra cantera con su correspondiente calera, en la ladera Norte del Arroyo Hondo próxima al collado. Estos sedimentos del Alcudiense Superior aparecen en la esquina SE de la Hoja bajo cuarcitas y conglomerados del Tremadociense, a su vez muy poco potente.

Se trata en todos los afloramientos mencionados de dolomías grises o grises oscuras, bastante recrystalizadas, con pátina ferruginosa y con alternancias terrígenas 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. Sorprendentemente estos lentejones dolomíticos, o los calcoesquistos de la zona septentrional, 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. Petrográficamente se reconoce la existencia de anquerita, y se demuestra la exposición subaérea de estos niveles.

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). Se trataría pues de un episodio mixto terrígeno-carbonatado, muy particular en la historia de la evolución de esta cuenca Alcudiense Superior-Cámbrico Inferior, que habría sufrido una exposición subaérea, que en otras zonas incluso presenta señales evidentes de karstificación. Su edad sería pues con seguridad Vendienne Superior, lo que es coincidente con el trabajo de GARCÍA-HIDALGO en el que se entiende como perteneciente al Vendienne Superior la "serie inferior" que presenta intercalaciones calcáreas.

## 2.2. ORDOVÍCICO-SILÚRICO

Sobre las rocas precámbricas se encuentra en discordancia angular y/o cartográfica un importante ciclo sedimentológico que comienza en el Ordovícico Inferior y que en la Hoja de Brazatortas 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, arenoso o pizarroso, 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 Nordeste de Extremadura al Norte de Jaén. Tan solo variaciones en el espesor de los tramos litoestratigráficos diferenciados 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 Brazatortas 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 el cuarto nororiental del mapa y en la parte meridional formando una banda de afloramiento que se va estrechando de Oeste a Este. La primera zona corresponde al sinclinal de Puertollano y es donde aparece la sucesión paleozoica más completa. La segunda zona comprende el cierre Oeste del sinclinal de Solana del Pino y unas estructuras dómicas que forman la Sierra de La Garganta. Aquí afloran solamente rocas ordovícicas.

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 Brazatortas 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 Brazatortas, pues los afloramientos reconocidos no han aportado una cantidad significativa de fósiles.

#### 2.2.1. Ortocuarzitas, areniscas y conglomerados oligomícticos (8). “Formación de Base”

El Ordovícico de la Hoja de Brazatortas comienza con una unidad clástica que contiene gran cantidad de elementos gruesos, que se apoya en discordancia sobre las rocas precámbricas. 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 arcóscicos, ortocuarzitas, pizarras arenosas y cuarzoarenitas microconglomeráticas. Esta unidad fue definida por primera vez por BOUYX (1970) en la Sierra de Mestanza, inmediatamente al Este de la Hoja de Brazatortas, y comprende dos tramos que este autor denominó como “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.

Los afloramientos de esta unidad se encuentran en las laderas de las sierras que circundan el valle de Alcudia, así como en el Collado de los Toros, en la esquina SO del mapa. Presentan por lo general malos y discontinuos afloramientos a causa de los canchales y espesa vegetación que cubren esas zonas. El mejor corte se halla en la carretera N-420, en la subida al Puerto Niefla, siendo este representativo para la mayor parte de los afloramientos de esta unidad en el mapa. Por contra, los afloramientos que aparecen en la parte más oriental de la Hoja, Sierra de Cabezarrubias y Sierra de Valdoro, muestran diferencias que serán comentadas.

En el corte de la N-420 se reconocen los dos tramos de la unidad, que se pueden describir sintéticamente de la siguiente forma:

- Tramo Inferior. Está formado por unos 50 m. de paquetes de espesor métrico de conglomerados silíceos y ortocuarzitas conglomeráticas. Aparecen fuertemente recrystalizados, dando a los afloramientos un aspecto de ortocuarzitas masivas blanquecinas. El carácter conglomerático es más acentuado en la base, comenzando el tramo por paquetes de un par de metros de espesor de conglomerados con abundante matriz. La naturaleza de los cantos es mayoritariamente de cuarzo lechoso, con algunos cuarcíticos oscuros y algunos feldespáticos. Estos cantos

se presentan bastante redondeados, con un tamaño entre 2 y 5 cm. La matriz es arenosa o microconglomerática, siempre con tamaño de grano grueso, y es también muy rica en cuarzo. Los paquetes de conglomerados presentar formas lenticulares y aparentemente no muestran una ordenación interna.

- Tramo Superior. Sobre los conglomerados aparece una alternancia de paquetes decimétricos de ortocuarcitas con finas pasadas arenosas de unos 100 m. de espesor. Son normalmente de color gris claro, pero presentan frecuentes tinciones rojizas y púrpuras muy características. Presentan geometrías lenticulares y una laminación marcada.

En el extremo oriental de la Hoja, zona de la Sierra de Cabezarrubias, la "Formación de Base" no aflora al encontrarse recubierta por los depósitos de ladera, pero en el inmediato límite de la vecina Hoja de Mestanza, aparecen afloramientos con significativas diferencias a la serie descrita hasta ahora. En esos afloramientos se encuentra la secuencia reconocida por BOUYX (1970), con la "série détritique de base", incluido el conglomerado basal, y con el "niveau rouge". Por ello, es de suponer que al Este de la antigua estación de Cabezarrubias, bajo los depósitos de ladera, la "Formación de Base" presente características semejantes.

Aparte de estas variaciones litológicas, los cambios de espesor de esta unidad son una tónica común en la Hoja. Así, mientras que en el corte de la N-420 la potencia total llega escasamente a los 150 m., en el lado opuesto del anticlinal, Puerto Pulido, el espesor supera ampliamente los 200 m. En esta última zona el tramo detrítico basal está muy desarrollado, alcanzado unos 125 m., pero llamativamente, es de composición ortocuarcítica, sin apenas presencia de conglomerados.

Las importantes variaciones de potencia de la "Formación de Base" fueron ya destacadas por BOUYX (1970), quien en un corte Norte-Sur, válido para la Hoja de Brazatortas y para sus vecinas de Mestanza y Solana del Pino, señalaba un aumento 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. Continuando el corte de BOUYX hacia el Sur, en Sierra Madrona aumenta fuertemente de potencia, 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 de paquetes ortocuarcíticos. 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 se ha podido ver que no se produce. Por contra, la zona de mayor potencia, área de Valdoro, coincide con una serie donde están ausentes los conglomerados y que parece estar depositada en una cuenca con subsidencia considerable y alejada de la zona de aportes. Esta sería la razón por la que los sedimentos arenosos darían lugar a capas discontinuas lenticulares, al llegar al punto una cantidad insuficiente de sedimento para formar capas continuas.

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 más evidente en la vecina Hoja de Mestanza. La coincidencia de zona 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.

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 *skolithos 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. Ortocuarцитas (9). "Cuarcita Armoricana"

Sobre la "Formación de Base" aparece una potente alternancia de gruesos paquetes de ortocuarцитas blancas que debido a su gran competencia da lugar a los relieves más importantes, no sólo de la Hoja de Brazatortas, sino de toda la región. Aflora ampliamente en las sierras que limitan al Valle de Alcudia, así como en las que se encuentran en la esquina SO del mapa, zona de las minas de El Horcajo. Pese a que los afloramientos de esta unidad son frecuentes, no existen buenos cortes continuos en el ámbito de la Hoja. Como cortes representativos se pueden tomar el de la subida del Puerto Niefla para la parte basal, y el de la trinchera del alto del Puerto Niefla para la parte de techo.

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 Brazatortas la descripción de estos tramos es la siguiente:

- Tramo inferior. Está formado por una alternancia de paquetes decimétricos y métricos de ortocuarцитas 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 algunos *skolithos* 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 centí a decimétricos de ortocuarцитas 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 acúñamientos laterales de los paquetes cuarcíticos. Es muy característico en este tramo la presencia de abundantes icnofósiles, 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 recristalización, 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 conjunto, la potencia de la Cuarcita Armoricana es considerable y se aprecia un ligero y progresivo aumento de espesor con sentido hacia el SE. Sin embargo, este aumento no es el mismo para los tres tramos diferenciados, siendo el superior y el inferior los responsables del progresivo engrosamiento de la unidad. Por contra, el comportamiento del tramo intermedio es diferente, pues se presenta en conjunto más potente en el flanco Norte del anticlinal de Alcudia que en el Sur, resaltándose aun más esta diferencia por la proporción relativa que supone este tramo respecto a los otros dos. En total, el espesor de la “Cuarcita Armoricana” en la Hoja se puede considerar que varía entre los 325 m. de Veredas y los 400 m. de la Hoz de Valdoro.

El medio de sedimentación de la “Cuarcita Armoricana” es el de una llanura mareal, 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 cierta subsidencia de la cuenca y una gran cantidad de aportes. La alta pureza de las ortocuarcitas indica 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 de fangos.

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

### 2.2.3. Areniscas, pizarras y ortocuarcitas (10). “Estratos Pochico”

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 las sierras que limitan al Valle de Alcudia por el norte, así como en la falda meridional de las equivalentes sierras del sur del mismo valle. En la parte SO de la Hoja, área de las minas de El Horcajo y La

Salvadora, los "Estratos Pochico" dan lugar a frecuentes afloramientos, presentándose estos normalmente muy replegados. Este hecho unido a los recubrimientos de depósitos de ladera que los tapan, hacen que no se encuentren buenos cortes continuos de esta unidad. Con estos inconvenientes, el corte más continuo es el de la trinchera de la N-420 en el alto del Puerto Pulido, donde se puede ver un corte continuo de buena parte de la unidad, desde su contacto con la "Cuarcita Armoricana". Otros afloramientos significativos, sobre todo por la espectacularidad de las estructuras sedimentarias, son los de la N-420 en bajada del Puerto Niefla; los de la antigua estación de ferrocarril de Fuencaliente; y los de la trinchera de la boca sur del túnel del AVE de El Horcajo.

Litológicamente los Estratos Pochico muestran una clara evolución en la vertical. De muro a techo se observa que comienzan en una alternancia de paquetes 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 "fláser". 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 las areniscas, dentro de los cuales se reconocen laminaciones paralelas normalmente trastocadas por bioturbación.

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 Brazatortas 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, han

sido las manifestaciones de actividad biológica reconocida en la Hoja. Afortunadamente, en zonas muy próximas de la región, han sido citadas abundantes pistas en la base de la formación tales como *Cruziana goldfussi*, *Rouaultia rouaulti*, *Rusophycus* 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. También han sido encontrados restos de Lingúlidos en pequeños niveles sílico-fosfatados (EMIG & GUTIÉRREZ MARCO, 1995), propios del límite Arenigiense-Llanvirniense.

El espesor de los “Estratos Pochico” se puede estimar en unos 125 a 150 m., mostrando al igual que la “Cuarcita Armoricana” un ligero engrosamiento con sentido SE.

#### 2.2.4. Pizarras negras arenosas (11). “Esquistos del Río”

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 del 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 muy malos afloramientos en el ámbito de la Hoja, al situarse en las partes bajas de los valles que están normalmente recubiertas por depósitos recientes. Así, en el sinclinal de Puertollano están casi tapadas en su totalidad, mientras que en el sinclinal de Solana del Pino, aunque no están tapados, los afloramientos son discontinuos y de mala calidad. El mejor punto de observación se halla en la trinchera de la boca Norte del túnel del AVE de El Horcajo. Otros afloramientos significativos son los del río Montoro. En todos los casos solo se pueden ver partes concretas de la unidad litoestratigráfica. Afortunadamente, en las Hojas limítrofes hay buenos afloramientos que permiten hacer extrapolaciones a la Hoja de Brazatortas.

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 y 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 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 formación 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 del Río. Alternancia de areniscas con laminación cruzada y pizarras negras con laminación paralela con algunas intercalaciones de areniscas con laminación cruzada. Ocasionalmente se observa estratificación lenticular.
- Base de los Esquistos de Río. Predominio absoluto de las pizarras negras.

Durante la sedimentación de los "Esquistos del Río" se producen algunas oscilaciones del medio, con somerizaciones puntuales que se traducen 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, pero en la Hoja de Brazatortas no han sido localizados fósiles a causa de los malos afloramientos. 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 formación una edad Llanvirniense-Llandeiliense Inferior.

El espesor se puede estimar en unos 350 m., cifra que debe ser considerada con muchas reservas ante la mala calidad de los afloramientos.

2.2.5. Areniscas, pizarras y ortocuarcitas (12). "Alternancias de Canteras". Alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas (12a). "Alternancias del Caño". Pizarras (12b). "Pizarras guindo"; areniscas y ortocuarcitas (13). "Cuarcitas de Canteras"

Sobre las pizarras negras de los Esquistos de Río se encuentra una potente alternancia de areniscas síliceas y pizarras que culmina con un tramo ortocuarcítico muy característico. Este conjunto ha sido definido por PALERO (1992) como "Formación Canteras" y comprende las "Alternancias de Canteras" (12) y la "Cuarcita de Canteras" (13). Las "Alternancias de Canteras" comprenden de muro a techo a la "Cuarcita Inferior", "Esquistos Botella" y buena parte de las "Cuarcitas Botella" de TAMAIN (1972); o a las "Alternancias Inferiores", "Pizarras de Calymene Superiores" y "Alternancias de Canteras" de Almadén. La "Cuarcita de Canteras" es equivalente al mismo tramo definido en Almadén, tramo de gran extensión y buena continuidad en la región. Sin embargo, en la Sierra de La Carolina no destacan las barras cuarcíticas entre la alternancia que TAMAIN (*op. cit.*) definió como "Cuarcitas Botella".

Ambas unidades afloran en el cuarto NO del mapa, en las lomas Larga y de La Mata, afloramientos que pertenecen al sinclinal de Puertollano. En el sinclinal de Solana del pino aparecen en el núcleo de la estructura, formando tres manchas cartográficas, dos de ellas cerca del cierre oriental del pliegue, entre los arroyos de la Madera y del Robledillo, y la otra entre la N-420 y del cerro Carretón. En el sinclinal de Puertollano la "Cuarcita 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 recubiertas por

coluviones procedentes del desmantelamiento de las crestas cuarcíticas. Afortunadamente, en las recientes obras de la variante de Brazatortas se han realizado trincheras donde se pueden ver cortes de cierta calidad de ambas unidades litoestratigráficas. Los afloramientos del sinclinal de Solana del Pino pertenecen en su mayor parte a las "Alternancias de Canteras", apareciendo la "Cuarcita de Canteras" solamente en el extremo meridional de la Hoja. El mejor afloramiento en esta parte del mapa es de la carretera N-420, donde se puede ver una buena parte del tramo basal de las alternancias.

Las "Alternancias de Canteras" comienzan por un tramo arenoso inferior que está formado por unos 20 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, localmente, 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 acúñamientos laterales. También se reconocen localmente trenes de "ripples" de oscilación en la superficie de las capas arenosas. Este tramo aflora solamente en la N-420 muy cerca del cruce Sur de la nueva variante y la antigua carretera. Pese a los malos afloramientos en la Hoja es un tramo con bastante continuidad regional, manteniendo características semejantes. Este tramo ha sido separado en el extremo norte de la Hoja, en continuidad con la vecina de Tirteafuera (809) (AMOR y ORTEGA, 1987) con la denominación de Alternancias de El Caño (12a) (RICHTER, 1967). Equivale a las Cuarcitas Inferiores de TAMAIN (1972) o a la Alternancia Inferior de los autores alemanes.

Sobre el tramo arenoso inferior aparece un tramo pizarroso de poco más de una docena de metros de espesor, también visible exclusivamente en el afloramiento comentado del cruce de la variante. Presentan un contacto bastante neto sobre el tramo anterior y pese al grado de meteorización del afloramiento, éste se presenta como 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. Este tramo tiene, igualmente, una cierta continuidad regional, aunque hay sectores en los que parece faltar (PALERO, 1991 y 1992).

En el extremo norte de la Hoja, y en continuidad con la cartografía de la vecina Hoja de Tirteafuera (AMOR y ORTEGA, 1987), se ha separado este tramo denominado Pizarras Guindo (12b).

En tránsito gradual, pero muy 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 o 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 areniscosos, pudiendo ser consideradas litológicamente como areniscas muy finas ricas en moscovita. Petrográficamente todos estos términos litológicos presentan una composición muy similar, diferenciándose entre si por variaciones del tamaño de grano y las proporciones entre detrítico/matriz/cemento. De forma general se encuentran como componentes mayoritarios granos angulosos de cuarzo y placas de moscovita, y como accesorios circones, turmalinas, rutilos y opacos. La matriz es sericitica o cuarzo-sericitica, 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 “Cuarcitas 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 25 a 30 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 del 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 muy 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. Sin embargo, la presencia en estudios posteriores (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984; RÁBANO, 1989) de *Heterorthina morgatensis* MELOU, la sitúan entre el Llanvirniense superior tardío y el Llandeiliense inferior temprano. No obstante, los graptolitos registrados en las unidades lutíticas que limitan a muro y techo esta unidad en la Hoja de Viso del Marqués (MONTESERÍN *et al.*, en prensa), acotan la edad a Llandeiliense inferior temprano. Descubrimientos paleontológicos posteriores realizados cerca del techo de las Cuarcitas Inferiores, por RÁBANO (1990), BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO (1991) y SARMIENTO *et al.*, (1995), apoyan la edad Dobrotiviense inferior para esta Unidad.

El tramo pizarroso inferior está datado por HENKE (1926), MOLINA CÁMARA y FERNÁNDEZ CARRASCO (1987), AMOR y ORTEGA (1987), POUPON (1971), TAMAIN (1972) y HAMMANN (1983), quienes consideran una edad Llandeiliense Medio-Superior (límite Dobrotiviense inferior-Dobrotiviense superior). Esta unidad es regionalmente extraordinariamente fosilífera, destacando dentro de la cercana Hoja de Viso del Marqués (MONTESERÍN *et al.*, en prensa), sobre todo la presencia de abundantes braquiópodos, trilobites, moluscos bivalvos, rostroconchas, gasterópodos, cefalópodos, hyolítidos, graptolitos, equinodermos, homalozoos, crinoideos y briozoos, citados por CORTÁZAR (1880), GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1984), CHAUVEL y MELÉNDEZ (1986), GUTIÉRREZ-MARCO (1986), HAMMANN y RÁBANO (1987), GUTIÉRREZ-MARCO y MELÉNDEZ (1987), RÁBANO (1988, 1989, 1990), BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO (1991, 1992), GUTIÉRREZ-MARCO y BAEZA CHICO (1996) y MAREK y GUTIÉRREZ-MARCO (en prensa).

Las “Cuarcitas de Canteras” es azoica a nivel regional y puesto que la unidad suprayacente es ya del Caradociense, se considera que esta representa el límite Llandeiliense-Caradociense.

El espesor total de esta unidad litoestratigráfica, incluyendo las “Cuarcitas de Canteras”, se puede estimar en unos 350 m., y se puede decir que mantiene un espesor y características uniformes en el ámbito de la Hoja de Brazatortas.

#### 2.2.6. Areniscas y pizarras (14). “Bancos mixtos”

Recibe esta denominación un conjunto de alternancias arenoso-pizarrosas que termina a techo con el único episodio carbonatado del Paleozoico de Sierra Morena. Desgraciadamente, este tramo que es conocido regionalmente como “Caliza Urbana” y que constituye el nivel guía más seguro de la serie, no ha sido encontrado en la Hoja de Brazatortas. 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 las “Cuarcitas de Canteras”, una unidad que denomina “Esquistos de Canteras”. Esta unidad no es fácilmente diferenciable en la Hoja de Brazatortas, por lo que se considera como parte integrante de los “Bancos Mixtos”.

Las condiciones de afloramientos de la unidad en el contexto de la Hoja son realmente malas. Están presentes esencialmente en la parte NO de la Hoja, formando parte del sinclinal de Puertollano, pero sus afloramientos están tapados bajo recubrimientos recientes. Solamente existe un buen punto de observación que es el de la trinchera de la variante de Brazatortas, donde se puede observar un corte de la unidad casi completo. En el sinclinal de Solana del Pino tan solo afloran unos metros de la base en el extremo meridional de la Hoja, malos afloramientos carentes de interés.

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. Intercalados entre las alternancias se reconocen algunas rocas subvolcánicas básicas alteradas que se interpretan como sills. La parte más alta de los “Bancos Mixtos” no llega a aflorar. Por ello, los tramos lumaquélico y carbonatado con que culmina la unidad en otros puntos de la región, no han sido encontrados.

Petrográficamente, los términos litológicos detríticos que forman los “Bancos Mixtos” son muy similares a los descritos en las formaciones infrayacentes. Como peculiaridad sólo se reconoce una mayor cantidad de cemento carbonatado, especialmente en las areniscas silíceas del techo.

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. En base a lo observado en zonas aledañas, la unidad 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 una 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 sobre zonas próximas se puede atribuir una edad precisa para esta unidad. En Sierra Morena Oriental, TAMAIN (1972) obtiene una edad Caradociense Inferior para la parte más 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.

Por último, la potencia que alcanzan los Bancos Mixtos se puede estimar en unos 250 m., que se supone constante para toda la Hoja.

#### 2.2.7. Pizarras ampelíticas (15). “Esquistos Chavera”

En contacto neto sobre los Bancos Mixtos se encuentra una unidad pizarrosa denominada “Esquistos Chavera” (TAMAIN, 1967 y 1972). Desgraciadamente esta unidad no llega a aflorar en ningún punto de la Hoja al encontrarse tapada por los recubrimientos recientes. No obstante este hecho no resulta un impedimento para conocer su posición tomando como referencia la sucesión paleozoica en el entorno regional. Por ello se sabe que están presentes en la parte NO del mapa, formando parte del sinclinal de Puertollano.

En base a afloramientos reconocidos en las Hojas del entorno, 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. Ortocuarcitas y areniscas (16). “Cuarcita del Criadero”

Sobre los “Esquistos Chavera” aparece un conjunto poco potente de ortocuarcitas 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 NE, formando una banda cortada y trasladada por fallas que se extiende desde el pueblo de Brazatortas hasta el borde oriental del mapa. También aparece un pequeño afloramiento en el borde norte, rodeado por basaltos cuaternarios. Como afloramiento modelo se puede citar el de una pequeña cantera de áridos situada junto al pueblo de Brazatortas, donde se puede ver un corte prácticamente completo de la unidad. No obstante, hay que tener cierta precaución pues el espesor del afloramiento es mucho mayor que el verdadero de la unidad al encontrarse duplicada por efecto de una falla transcurrente de rumbo casi longitudinal al de la estratificación en esa zona.

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 en unos 35 m., suponiendo el tramo intermedio prácticamente la mitad. 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 básicas, pizarras ampelíticas y areniscas (17). "Alternancias volcanosedimentarias"

Recibe esta denominación un conjunto de pizarras grafitosas que contienen abundantes intercalaciones de materiales volcánicos (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 Brazatortas estas rocas se hallan en la parte NE, formando el núcleo del sinclinal de Puertollano. Aunque su presencia debe ser notable, los afloramientos son escasos y de muy mala calidad al encontrarse estos recubiertos en su mayor parte por materiales recientes. Por esta razón no se pueden realizar cortes de la unidad aunque sean parciales. En base a los afloramientos dispersos por la Hoja, y a los que aparecen en la limítrofe de Tirteafuera (AMOR y ORTEGA, 1987), se puede establecer tres tramos de notables diferencias litológicas. Estos tramos serían de muro a techo los siguientes:

- Tramo basal de pizarras ampelíticas.
- Tramo intermedio de tobas y vulcanitas básicas.
- Tramo superior de alternancias de areniscas y pizarras, con algunas intercalaciones de tobas.

El tramo basal ha sido reconocido en las inmediaciones del pueblo de Brazatortas, concretamente en las excavaciones de un pozo de agua. Se trata de pizarras ampelíticas con grano muy fino, de tacto sedoso y muy ricas en materia orgánica. Son muy masivas y no se

reconocen estructuras sedimentarias en ellas. Presentan abundante piritita diagenética y restos fósiles de *monograptus*. El espesor de este tramo no debe ser importante, pudiendo estimarse entre 20 y 25 m.

El tramo intermedio ha sido encontrado en un afloramiento en la orilla derecha del río Ojailén. Se trata de paquetes de tobas volcánicas de espesores decimétricos con algunos intercalados de lavas básicas. Todas estas rocas presentan una intensa carbonatización, lo que facilita grandemente su meteorización y dificulta su reconocimiento en el campo. Afortunadamente, las labores mineras que se hallan en el afloramiento citado han permitido la observación de muestras frescas. El espesor de este tramo debe ser superior a 50 m.

El tramo superior aflora en el Cerro de la Laguna, aunque la calidad de los afloramientos deja mucho que desear. Sobre el terreno se aprecian pequeños crestones de los paquetes más gruesos de areniscas. Estas areniscas son ricas en moscovita y presentan laminaciones cruzadas y formas lenticulares. La presencia de fragmentos sueltos de rocas volcánicas alteradas en la zona parece atestiguar la existencia de algunas intercalaciones de estos materiales entre las alternancias. El espesor de este tramo debe ser considerable pues parece ocupar la mayor parte del núcleo del sinclinal de Puertollano. Por ello, se puede estimar que la potencia de este tramo debe ser superior a los 250 m.

Sobre la edad de las "Alternancias Volcanosedimentarias", la presencia de *monograptus* en el tramo basal indica su pertenencia al Silúrico Inferior, cuanto menos para el comienzo de la unidad litoestratigráfica. En el cercano sinclinal de Almadén, las "Alternancias Volcanosedimentarias" alcanzan el Lochkoviense (Gediniense) (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987; MOLINA CÁMARA y FERNÁNDEZ CARRASCO, 1987; PARDO y GARCÍA ALCALDE, 1984), hecho que no debe descartarse en la Hoja de Brazatortas.

### 2.3. CARBONÍFERO SUPERIOR

Las rocas del Carbonífero Superior representan los sedimentos más antiguos post-orogénicos que aparecen en la Hoja de Brazatortas. Aparecen ocupando dos pequeñas cuencas fuertemente controladas por fenómenos tectónicos. La primera de ellas se halla en la parte oriental del mapa, parajes de Los Santiagos y Mina Riquilla, mientras que la segunda se encuentra en la esquina NE y corresponde a la parte más oriental de la cuenca hullera de Puertollano. Según R. H. Wagner (com. pers. 1996) estos sedimentos se encuentran en el límite Carbonífero-Pérmico y podrían en parte o en su totalidad corresponder ya al Pérmico inferior.

#### 2.3.1. Brechas, areniscas, pizarras y carbón (18). Cuenca hullera de Puertollano

La cuenca hullera de Puertollano forma una cubeta sinclinal alargada de dirección aproximadamente E-O, de la cual el extremo más occidental se halla en la esquina NE de la Hoja de Brazatortas. Se encuentra casi totalmente cubierta por materiales recientes, pero gracias a la actividad extractiva de carbones se dispone de abundante y buena información (ALVARADO y MELÉNDEZ, 1930; WAGNER, 1983). Además, en el curso del río Ojailén aparece un afloramiento de los materiales carboníferos, donde se pueden ver areniscas finas y pizarras finamente laminadas en una posición subhorizontal.

La serie carbonífera completa alcanza 475 m. de espesor (ALVARADO y MELÉNDEZ, *op. cit.*), de los cuales en la parte correspondiente a la Hoja se encuentran los 175 m. basales. La sucesión comienza 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 5 que son las denominadas Capa 2ª, Capa 3ª, Capa 4ª, Capa 5ª y Capa 6ª, estas dos últimas con apenas expresión. Entre las capas 4ª y 5ª aparece un tramo de pizarras bituminosas con altos contenidos 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" por efecto de la interferencia del movimiento transcurrente de estructuras de cizalla NO-SE con el sinclinal de Puertollano. Estas estructuras se encuentran en la vecina Hoja de Mestanza.

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).

### 2.3.2. Conglomerados de bloques de ortocuarcitas (19a). Pudingas con cantos de grauvacas (19b). Cuenca de Mina Riquilla

El afloramiento de Mina Riquilla tiene forma alargada, formando una banda de menos de 1 Km de anchura que está limitada por fallas de rumbo ONO-ESE. Los materiales que allí se encuentran son conglomerados de bloques y cantos mal clasificados que son de ortocuarcitas y conglomerados silíceos (19a), hecho que muestra claramente su procedencia del desmantelamiento de las unidades inferiores del Ordovícico. Cerca de los bordes también se encuentran bloques de grauvacas (19b), las cuales deben proceder del inmediato entorno. Curiosamente tanto bloques como cantos muestran un grado de redondez considerable. Estos elementos gruesos aparecen rodeados de abundante matriz arenosa, la cual está escasamente cementada. Puntualmente también se ha encontrado una roca de aspecto tabaco que parece tener un origen volcánico.

En conjunto se trata de unos megaconglomerados muy peculiares que en una primera impresión pueden ser considerados como rañas. Sin embargo su aspecto se aleja mucho de las clásicas rañas de la zona, y de hecho, sobre el vértice de Los Santiagos y al Este de La Casa de Los Santiagos de Arriba, aparecen este tipo de depósitos alimentados del desmantelamiento del conglomerado carbonífero. Además se pueden establecer otros argumentos que muestran una edad mucho más antigua que las rañas. Estos argumentos son los siguientes:

- Los conglomerados carboníferos se presentan estratificados y ligeramente plegados (buzamientos del orden de 10-15°), mientras que las rañas aparecen horizontales o fosilizando algunos paleorrelieves.
- El tamaño de algunos bloques son enormes, absolutamente impropios de los depósitos tipo raña y más aun teniendo en cuenta que los relieves ortocuarcíticos se encuentran a más de 2 Km. Los hay que alcanzan y superan los 2 m<sup>3</sup>, tamaños que serían únicos en las rañas de la región.
- Una gran cantidad de bloques y cantos están fracturados y tectonizados, más aun cerca de los bordes, lo que quiere decir que hay fallas que afectan de forma notable a estos conglomerados. La deformación de los cantos es claramente posterior a su depósito pues sus superficies redondeadas aparecen rotas. Aunque la actividad neotectónica no es descartable en la región, en ningún punto de la región se han encontrado rañas afectadas en tal grado por reajuegos recientes de fallas.
- El contexto geotectónico donde se encuentran estos conglomerados corresponde claramente al relleno de un surco tectónico de tipo *pull-apart*, producido por el movimiento transcurrente sinistro del sistema de fracturas ONO-ESE que produce la falla de Fuencaliente al salir al anticlinal de Alcudia. Este sistema de fallas ha sido producido por la segunda fase hercínica, cuya actividad se sabe que tuvo que ocurrir después del Westfaliense y antes del Triásico, y con menor seguridad antes del Pérmico.

Estos conglomerados muestran ciertas semejanzas con otros que afloran en el sinclinal de Almadén, los cuales han sido considerados como carboníferos (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987). En ellos fueron encontrados restos de *Neuropteris*, lo que permitió datarlos como Westfaliense-Estefaniense Medio.

El medio de sedimentación debió ser de gran energía, como muestra el haber podido transportar los grandes bloques. La redondez de los cantos indica un cierto retrabajamiento y la mala clasificación indicaría repentinas avenidas de materiales. Por todo ello se puede suponer una cuenca subsidente por el movimiento de las fallas por donde debía discurrir un río de alta capacidad de transporte. Probablemente cada pulso de las fallas se traduciría en una nueva subsidencia y su correspondiente avenida. Los conglomerados ya depositados se verían afectados de forma frágil por el movimiento de las fallas y, por ello, los que aparecen cerca de los bordes serían los que muestran de forma más notable la deformación.

El espesor de estos conglomerados no debe ser muy grande, oscilando entre unos 200 m en su extremo oriental hasta terminar por desaparecer en el occidental. Seguramente esta potencia no debió ser muy superior originalmente y sus características deposicionales tampoco han debido haber variado hasta nuestros días.

## 2.4. CUATERNARIO

Los depósitos atribuibles al Cuaternario recubren casi totalmente el sector NO de la Hoja (Valle del Ojailén), disponiéndose además en los flancos meridionales de la Sierra de Cabezarrubias y en la alineación cimera de Bodegón-Puerto Veredas-Peñón del Roble-Lasaceas-Castillón de los Morenos. Son también muy notables en las vertientes N y S de las sierras meridionales. A continuación se describen en orden a su génesis y edad.

2.4.1. Gravas, cantos y bloques cuarcíticos. Arcillas y arenas (20). Rañas. Poligénico. Plioceno-Pleistoceno

En el punto 5.2.3. de la memoria se analizan los principales aspectos y la evolución de las ideas acerca de la génesis de los depósitos de raña en el marco peninsular.

En la Hoja de Brazatortas los depósitos de tipo raña no presentan extensiones demasiado notables y no constituyen unidades claramente individualizables, separables de sus áreas fuentes (relieves cuarcíticos).

Su posición relativa sobre el sustrato es variable. Así, sus zonas apicales enlazan o se encuentran recubiertas por depósitos más recientes (conos de deyección y coluviones) al S de la Sierra de Cabezarrubias, al Oeste de Collado de los Toros-Peñón de las Casillas y al Sur de Navalmarcos, en la esquina SO de la Hoja. Al Nordeste de las sierras meridionales enlazan con coluviones y canchales o enraizan directamente con sus rocas fuente (cuarcitas). Sus terminaciones se resuelven mediante escarpes más o menos netos (S. de Cabezarrubias y Valdoro, Collado de los Toros-Peñón de las Casillas y Navalmarcos) o degradados y a veces coluvionados, como ocurre en buena medida en las sierras meridionales y en los depósitos más occidentales de la Sierra de Cabezarrubias. Casos especiales se observan al Sur de la Sierra de Valdoro, donde se instalan unos pequeños retazos del depósito situados a unos 100 metros sobre el cauce del río Montoro, debido a un intenso vaciado erosivo en esta zona, y al Sur del Cerro Almagrero, donde se encuentran claramente desconectadas del área fuente.

Litológicamente constan de gravas, cantos y bloques cuarcíticos de tamaños variables, desde pocos cms hasta 50-60 cm, englobados en una matriz arcillosa o arenosa de color ocre o rojizo.

2.4.2. Coladas y rocas volcánicas masivas basálticas (21). Volcánico. Plioceno-Pleistoceno

Son los materiales procedentes de las emisiones volcánicas de Bienvenida, Retamar y S del vértice Almagrero.

En los dos primeros casos se han observado bloques de tamaño métrico y coladas o escorias con potencias de alrededor de 1 m.

Al Sur del Almagrero existe un campo de rocas masivas, fragmentadas, dispersas y recubiertas por suelos, oscilando sus tamaños entre 10 y 50 cm. Localmente se observan bombas volcánicas de alrededor de 0,5 m de diámetro.

Por los argumentos citados con anterioridad en esta memoria se asigna a estos depósitos una edad entre raña y post-raña, es decir desde el Plioceno-Pleistoceno inferior al Pleistoceno medio sin descartar épocas aún más recientes.

2.4.3. Cantos, gravas y bloques cuarcíticos y pizarrosos. Arenas y arcillas (22 y 25). Conos de deyección. Fluvial. Pleistoceno-Holoceno-Actual

Se han cartografiado dos fases de depósito de abanicos o conos de deyección. La primera o más antigua se muestra como materiales de notable espesor (superior a 5 m y localmente de hasta casi 10 m) colgados sobre el cauce de los Arroyos del Robledillo y de los Caballeros del Escorial (al S y SO del vértice Chorreras). Otros puntos de observación son junto al Arroyo del Ojuelo (al S de la Sierra del Rey y en la carretera N-420 en el borde meridional de la Hoja.

Los depósitos más recientes ("25") recubren la vertiente S de la Sierra de Cabezarrubias, ambas laderas de la alineación Bodegón-Peñón del Roble-Castillón de los Morenos (donde llegan a alcanzar dimensiones kilométricas), el margen NO de la Hoja al Sur del río Ojailén y por último una buena parte de la base meridional de las Sierras del Rey, Valdoro y los vértices El Robledillo-Chorreras.

Su morfología en planta es la de abanicos coalescentes con perfiles ligeramente cóncavos y su potencia es variable, entre 1 y 5 m. Litológicamente son gravas, cantos y sobre todo bloques desde redondeados a subangulosos con tamaños que oscilan entre unos pocos centímetros y 70-80 cm, con modas de 20-30 cm.

La edad de estas formaciones se considera pleisto-holocena para los niveles "22" y holocena-actual, con clara funcionalidad en el presente, para los "25".

2.4.4. Gravas y cantos de pizarra y cuarcita. Arenas y arcillas (23). Coluviones. Laderas. Pleistoceno superior-Holoceno-Actual

El "lavado" y la degradación erosiva de las laderas son las causas del depósito de gravas y cantos de cuarcita, en menor medida de pizarra, que englobados en una matriz arcillo-arenosa ocre o rojiza, recubren fundamentalmente el sector nororiental de la Hoja (Valle del Ojailén). El enmascaramiento del sustrato en este área es casi total, solapándose entre si los aportes provenientes de cerros contiguos.

También la vertiente septentrional de las sierras meridionales se encuentra cubierta por estos depósitos, que hacia cotas superiores enlazan insensiblemente con canchales y hacia su base lo hacen con rañas, se apoyan directamente sobre los materiales precámbricos del valle de Alcudia o bien depositan su carga en los cauces fluviales del margen meridional.

La potencia de estas formaciones se estima comprendida entre 1 y 3 metros y su edad se asocia al Holoceno con posible funcionalidad en el presente.

2.4.5. Cantos y bloques cuarcíticos (24). Canchales. Laderas. Pleistoceno superior. Holoceno-Actual

Estos depósitos son el resultado de la meteorización, disgregación y removilización de los relieves cuarcíticos cimeros de las sierras nororientales y meridionales.

Constan de bloques y cantos angulosos o subangulosos que oscilan entre unos pocos centímetros y cerca del metro de tamaño.

Sus potencias son difícilmente observables debido al intenso recubrimiento vegetal de las sierras mencionadas.

Las mayores extensiones de estos materiales se localizan en las laderas septentrionales de las Sierras de Cabezarrubias y Valdoro, al S de Lasacea-Castillón de los Morenos y al Oeste de Collado de los Toros-Peñón de las Casillas.

Se consideran de edad Holoceno-Actual.

2.4.6. Cantos y gravas cuarcíticas. Arenas y arcillas (26, 27). Terrazas del Río Montoro. Fluvial. Pleistoceno-Holoceno

En el borde S de la Hoja, en un meandro del río Montoro, se reconocen dos niveles de terraza situados a +5 m ("e" en el mapa y leyenda geomorfológicos) y +12 m ("d") sobre su cauce actual.

Constan de cantos y gravas de cuarcita con arenas y arcillas dispersas, asignándose una edad Pleistoceno-Holoceno para el depósito "d" y exclusivamente holocena para el "e".

2.4.7. Cantos y gravas de cuarcita. Arenas y arcillas (28). Fondo de valle de los ríos Ojailén, Montoro y Arroyo de la Ribera. Fluvial. Holoceno

Son depósitos de escaso espesor (alrededor de 1 m) y corto desarrollo salvo en el lecho del río Ojailén donde alcanzan hasta 500 m de anchura.

Se consideran holocenos sin más precisiones.

2.4.8. Gravas y cantos polimícticos. Arcillas y arenas (29). Meandros abandonados de los ríos Ojailén, Tablillas y de la Cabra. Fluvial. Holoceno.

Se reconocen seis cauces no activos, dos en el curso del río Ojailén, tres en el Tablillas y uno en el río de la Cabra que se han interpretado como meandros abandonados, que en algunos casos constituyen auténticos *ox-bows* o cauces estrangulados.

El depósito, de espesor mínimo, está representado por gravas y/o cantos de cuarcita y pizarra con algún esquisto y matriz ocre o rojiza de tipo arcillo-arenoso.

Se consideran estrictamente holocenos.

2.4.9. Arcillas y arenas con cantos (30). Depósito aluvial-coluvial. Poligénico. Holoceno

Se trata de un pequeño recubrimiento en la zona del Arroyo del Mesto, constituido por una matriz detrítica abundante y cantos poligénicos subordinados de edad reciente.

2.4.10. Escombreras (31). Antrópico. Actual

Su localización se refleja en el apartado 4.2.4.

El espesor de estos depósitos se aproxima, en algunos casos a los 10 m.

### 3. TECTÓNICA

El conjunto sedimentario Precámbrico-Paleozoico descrito ha sido afectado al menos por cuatro etapas deformativas, dos de ellas pre-hercínicas y dos hercínicas. Además de estos eventos deformativos se reconocen otros más recientes, que tienen poca importancia en cuanto a su expresión 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 series infraordovícicas, y se ponen de manifiesto por las dos discordancias angulares que delimitan a los dos conjuntos

litoestratigráficos precámbricos. La primera discordancia refleja movimientos intraprecámbricos, mientras que la segunda correspondería a movimientos asínticos/cadomienses 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 Brazatortas. Se trata de una deformación polifásica consistente en dos fases tectónicas principales 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, que llevan un rumbo general ONO-ESE. Corresponde a la fase Varíscica 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 y ORTEGA, 1988). Las principales estructuras generadas son esencialmente cizallas frágiles transcurrentes de rumbo principal NO-SE y movimiento senestro. 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. Esta fase tectónica es también la responsable de la formación de los *pull-apart* donde se emplazan los sedimentos carboníferos discordantes, lo que 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 estructuras precedentes, incluidas las cuencas carboníferas. Los principales sistemas de fallas son NE-SO y NNE-SSO, las primeras presentan una componente principal de desgarre senestro, 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 las deformaciones pre-hercínicas resulta difícil por diversas causas, entre las que conviene resaltar la monotonía de los conjuntos litológicos precámbricos carentes de niveles guía, la falta de esquistosidad asociada a estos procesos deformativos, y la superposición de una importante fase de plegamiento hercínico. 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 dichas deformaciones.

Los resultados del estudio tectónico en las rocas precámbricas que a continuación se describe, demuestran que la orogenia hercínica se superimpuso a una tectónica infra-ordovícica que fue capaz de producir estructuras propias. De igual forma, el comportamiento de los elementos estructurales estudiados refleja dos estilos tectónicos completamente distintos en ambas conjuntos litológicos precámbricos, 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. La discordancia está generalizada en todo el mapa y, además, es visible en algún punto. De hecho, dentro de la Hoja se encuentra uno de sus afloramientos clásicos, el del arroyo del Tamujar, localizado en el extremo oriental del mapa, (REDLIN, 1955; CRESPO y REY DE LA ROSA, 1971; ORTEGA y GONZÁLEZ-LODEIRO, 1986; PELÁEZ *et al.*, 1986).

Dentro de la Hoja también se aprecia con suma claridad en el entorno del Arroyo de Valdelobillos, inmediato a la vía del AVE. Desgraciadamente afloramientos de tan buena calidad no son frecuentes y la observación de la estructura sobre el terreno resulta complicada. Sin embargo, la buena resolución de los fotogramas aéreos del vuelo americano de 1957, permite apreciar que en la parte norte del valle de Alcudia (parajes del Bodegón y otros), la traza de la estratificación en el “Alcudiense Inferior” choca de forma casi ortogonal con la del “Alcudiense Superior”. Además de estas observaciones visuales a diferentes escalas, 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 ( $S_0$ ) 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 fijos, superpuestos a posibles estructuras precedentes.

La existencia de esta discordancia precámbrica ha sido un tema discutido desde que BOUYX (1970) la describiera en el valle del río Esteras, al NO de la Hoja de Brazatortas, ya que REDLIN (1955) consideró al conjunto suprayacente íntegramente Cámbrico por la presencia de calizas. Así, en su descripción del afloramiento de la Ribera de Río Frío, BOUYX 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 valle de Alcudia, concretamente en los arroyos del Tamujar y de Fuente de Guardas, situados al sur de Cabezarrubias. Esta zona corresponde a los afloramientos existentes en la parte oriental de la Hoja de Brazatortas.

Los trabajos posteriores de TAMAIN (1972), PARGA y VEGAS (1974), CAPOTE *et al.* (1977), MORENO (1977a), ROIZ (1979) y ROIZ y VEGAS (1980) negaban la existencia de la discordancia, considerando que toda la sedimentación del Precámbrico tuvo lugar durante un mismo ciclo. La falta manifiesta de paralelismo en localidades como las descritas por BOUYX (1970) y CRESPO *et al.* (1971), 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 estratigráficos, lo que llevó a interpretaciones equivocadas. Así, la mayoría de los citados autores consideran 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.

Otro tipo de trabajos realizados en el área 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). Ello se debe a que todos estos trabajos carecen de criterios tectónicos que puedan apoyar o contradecir la existencia de una fase de plegamiento anterior al depósito del "Alcudiense Superior".

Los trabajos cartográficos de AMOR y ORTEGA (1987), ORTEGA y SÁNCHEZ VIZCAINO (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. Más tarde, la discordancia fue reconocida en el anticlinorio de Agudo-Valdemanco (PIEREN, 1985) que diferenció dos conjuntos con estilos tectónicos de interferencia de pliegues diferentes, en un afloramiento espectacular 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). Hacia el Este, LORENZO-ÁLVAREZ y SOLÉ (1988), la describieron también en la parte SE de Abenójar, y PIEREN y HERRANZ (1988), en el extremo occidental de Alcudia y finalmente, 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.

Centrándose en la Hoja de Brazatortas, ambos conjuntos litológicos precámbricos muestran un comportamiento que no se aleja nada de la pauta regional, de modo que en el "Alcudiense inferior" predominan las posiciones subverticales de los planos de estratificación  $S_0$ , pudiendo considerarse estructuralmente como una serie monoclinall verticalizada. La dispersión de polos describe un estereograma "pseudogeométrico" rómbico, cuyo plano de simetría, NO-SE y subvertical, representaría el plano axial teórico de la macroestructura. Esta disposición choca frontalmente con la disposición de planos  $S_0$  en el "Alcudiense Superior", donde el predominio es de los buzamientos suaves a medios. Además, la dispersión de polos describe una guirnalda que define un pliegue cilíndrico cuyo eje tiene un "plunge" de 25° en la dirección N110°E. Este eje es casi coincidente con la dirección del plano medio de esquistosidad hercínica  $S_1$ , el cual, a su vez, actúa de plano axial del pliegue dibujado por los planos  $S_0$ . Es decir, que el plegamiento del conjunto superior precámbrico sigue una pauta hercínica, a diferencia del estilo monoclinall verticalizado del conjunto inferior cuyo plano axial teórico tendría un rumbo casi NO-SE.

El análisis de las lineaciones de intersección  $L_1$  entre los planos  $S_0$  y  $S_1$  muestra igualmente un comportamiento muy diferente en ambos conjuntos litológicos precámbricos. En el inferior, las lineaciones muestran un predominio de los *plunges* verticalizados. El halo de dispersión dibuja una guirnalda claramente contenida en el plano de esquistosidad hercínica  $S_1$ , lo que quiere decir que estos planos están cortando a una estructura previamente plegada cuya posición de los planos  $S_0$  es subvertical. Contrariamente, las lineaciones  $L_1$  en el conjunto superior presentan *plunges* suaves y medios, y se presentan concentrados en dos grupos. El primer grupo se halla coincidente con el plano medio de esquistosidad y también coincide con la posición del eje del pliegue teórico. El otro grupo aparece concentrado en una posición NNE, apartándose de la posición hercínica de primera fase. La razón de esta dispersión de las  $L_1$  se debe a los efectos distorsionadores de la segunda fase hercínica, la cual se hace notar en el extremo oriental del mapa, justamente donde se encuentran los principales afloramientos del "Alcudiense Superior".

En resumen, la esquistosidad hercínica se superpone a una estructura monoclinall verticalizada en el conjunto inferior precámbrico, mientras que en el conjunto superior los planos  $S_1$  actúan de plano axial de los pliegues. Es decir, la deformación hercínica afecta a una estructura previamente plegada en el "Alcudiense Inferior" y es la responsable de la geometría de la estructura del "Alcudiense Superior", haciéndose notar en este caso las dos fases hercínicas. Por lo tanto, la verticalización 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 un mismo plano (la  $S_1$ ), fueran verticales en el primer caso y subhorizontales en el segundo.

A escala de afloramiento se encuentran algunos pliegues pre-hercínicos, en el estereograma de los cuales se advierte una tendencia de los polos de  $S_0$  a describir un semicírculo menor, lo que indica una geometría cónica por efecto de la superposición de la deformación hercínica. El eje axial deducido muestra un "plunge" de  $31^\circ$  en la dirección  $N328^\circ E$  y las lineaciones de intersección describen una guirnalda contenida en el plano general de la  $S_1$  hercínica. El eje axial queda alejado del plano de esquistosidad, lo que da idea de la falta de causalidad entre ambos.

Respecto a la geometría original de las estructuras en el conjunto inferior precámbrico no se puede decir gran cosa por el momento. Las relaciones angulares de superposición reconocibles actualmente indican una posición 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 VIZCAINO, 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 desplazó 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 intuita a escala regional para las estructuras precámbricas, es decir, zonas prácticamente planas sin deformación, zonas monoclinales verticalizadas y zonas plegadas.

### 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 en 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 Brazatortas. Sin embargo, no se aprecia que los límites correspondan a fracturas como las que se encuentran en las vecinas Hojas de Mestanza y Solana del Pino.

El comportamiento de las lineaciones  $L_1$  en el conjunto superior 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 Ibérica de los movimientos preordovícicos (LOZTE, 1946). 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 orogénia 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 de MITROFANOV y TIMOTEIEV (en SAN JOSÉ, 1983), y puesto que la base del “Alcudiense Superior” pertenecería al Vendicense Superior, el plegamiento intraprecámbrico se habría producido en el Vendicense Inferior o Medio. Sin embargo, si se consideran las dataciones paleontológicas de VIDAL *et al.* (1994), que establecen una edad Vendicense Superior para ambos conjuntos litológicos, o de PALACIOS *et al.* (1996) que consideran el Alcudiense Superior de edad Cámbrico Inferior, la deformación sería intra-Vendicense 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 preordovícicos *s.l.* (muy generalmente mal llamados sárdicos; PILLOLA y GUTIÉRREZ MARCO, 1988, dataron la fase sárdica en Cerdeña -“Sardinia”- en el límite

entre Llandeiliense y Caradociense). Si se aceptan las ideas de ORTEGA *et al.* (1988), esta deformación sería más antigua, ya que habría precedido al depósito de esos sedimentos. Por ello, resulta más lógico suponer que este juego de bloques se produjo a principios del Cámbrico y relacionarlo con los movimientos asínticos o cadomienses. De acuerdo con lo expuesto por GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1990) entre Alcudiense Superior y Ordovícico basal, cuando falta el Cámbrico Superior no se pueden individualizar los efectos de la deformación cadomiense y los de la Fase Ibérica (movimientos preordovícicos). Estos si se han diferenciado en los Montes de Toledo, donde existen depósitos del Cámbrico Superior (MARTÍN ESCORZA, 1976, 1977) o en la formación Os Amarelos en Portugal.

#### 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 paleorelieve. Sin embargo los cambios tan repentinos como el producido en la Sierra de Valdoro invitan más a pensar en efectos de movimientos de fallas sincrónicas con la sedimentación del comienzo del Ordovícico.

Este fenómeno resulta mucho más evidente en la vecina Hoja de Mestanza, donde una importante falla que controla los afloramientos del "Alcudiense Superior", al alcanzar el flanco paleozoico del anticlinal de Alcudia no produce salto aparentemente, pero si origina un cambio total en cuanto a facies y espesor en la unidad basal ordovícica. Esta falla, que por su importancia PALERO (1991) bautizó como Falla del Guijo, ocasiona en los conjuntos litológicos precámbricos un salto en la vertical de unos 800 m., levantando el bloque septentrional respecto al meridional. Sin embargo, el juego sinsedimentario que da en la "Formación de Base" es el contrario, presentando mayor subsidencia el bloque norte que el sur.

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 correspondientes a la Fase Ibérica, o lo que es lo mismo preordovícicos tardíos.

Otra evidencia de movimientos pre-hercínicos 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). En el ámbito de la Hoja de Brazatortas, 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 Brazatortas, 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 sinclinal de Puertollano, el anticlinal de Alcudia y el sinclinal de Solana del Pino.

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, algunas de ellas rejugadas posteriormente, y a flexiones y giros de las estructuras precedentes. Las manifestaciones más importantes son el sistema de fracturas de la Falla de Fuencaiente, que afectan a la parte suroccidental del mapa, y el giro sobre las estructuras hercínicas en la parte oriental.

### 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. Los polos de estos planos se distribuyen formando un semicírculo mayor de la falsilla. En el sinclinal de Solana del Pino la distribución de polos muestra una clara simetría rómbica al disponerse de medidas en los dos flancos del macropliegue. Por contra, en el sinclinal de Puertollano al disponerse solamente de medidas en el flanco sur se ha perdido la simetría y los polos se concentran en el cuadrante SO. El eje deducido para el pliegue muestra un "plunge" de 3° en la dirección N113°E en el sinclinal de Solana del Pino, y de 38° en la dirección N112°E en el de Puertollano. El aumento de inmersión del eje del sinclinal de Puertollano se debe a efectos de interferencia de la F-2 hercínica, que produce una cubeta que en la parte correspondiente a la Hoja muestra una profundización progresiva hacia el Este.

Aunque el eje deducido para el sinclinal de Solana del Pino es subhorizontal, en el extremo occidental del mapa se produce el cierre periclinal al levantarse su eje axial hacia el Oeste.

Este cierre se realiza en el Peñon de las Casillas, quedando como un sinclinal colgado que está limitado por dos domos producidos de nuevo por interferencias de la F-2 hercínica, ocasionados estos últimos por la compresión E-O de 2ª fase hercínica.

Como macroestructuras también son reseñables diversas 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 limita por el Sur la sierra de Torneros, pasa al Norte de la aldea de EL Horcajo, y se prolonga hacia el Oeste por el arroyo de la Basilisa. La segunda pasa por el arroyo de la Ribera y llega hasta cerca del paraje de La Salvadora. Otra estructura de este tipo, pero de menores dimensiones, se halla al este del Puerto Veredas. Estas fallas se formaron como consecuencia de un plegamiento apretado de la "Cuarcita Armoricana", que sobrepasó su límite elástico y solucionó la compresión mediante falla inversa. Estas fallas, al mostrar un rumbo favorable, aparecen normalmente rejagadas como desgarres en la 2ª fase hercínica.
- Fallas directas. En la Hoja de Brazatortas no son muy frecuentes este tipo de fallas como macroestructuras y es probable que algunas que son consideradas como desgarres de F-2, sean en origen fallas de este tipo. La más significativa es la que limita los afloramientos de la "Alternancias de Canteras" en el núcleo del sinclinal de Solana, en el cerro del Carretón. Esta falla, que tiene una mala representación en el campo, es el extremo NO de una estructura de cierta importancia que se prolonga hacia el Sur en la Hoja de Fuencaliente.

### 3.2.1.2. Mesoestructuras

Las estructuras de tamaño decamétrico generadas por la primera fase hercínica son exclusivamente pliegues. Se encuentran desarrolladas 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 formaciones 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. Estos pliegues muestran la 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 primera 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 1ª fase. Las direcciones de los planos de  $S_1$ , muestran un rumbo ampliamente dominante ONO-ESE, el cual incluye el valor del plano medio N115°E subvertical. Si se hecha una ojeada al análisis estadístico angular se observa que la desviación estandar es muy baja (3.77%) y el intervalo de confianza muy estrecho (3.08°), 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 ámbito de la Hoja de Brazatortas. El estereograma de densidad de polos de planos  $S_1$  muestra una gran concentración de puntos en los bordes NNE y SSO, reflejo de homogeneidad de datos. Sin embargo, también se ve una ligera dispersión de polos en la parte Oeste del gráfico, la cual es reflejo de la distorsión que produce la f-2 hercínica en la parte oriental del mapa y que será analizada con más detalle. Estos datos suponen una minoría respecto a la población total de la Hoja y por ello apenas tienen reflejo estadístico.

La esquistosidad reconocida en el campo 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.

Otra estructura menor de importancia son los pliegues a pequeña escala, aunque en la Hoja de Brazatortas 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 sinusoide.

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 de Río”, las capas arenosas aisladas dan lugar a pliegues de tipo ptygmático como consecuencia de la acusada diferencia de competencia entre ambos tipos rocosos. Buenos ejemplos se pueden ver en la trinchera del ferrocarril AVE en el valle del Escorial.

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 la N-420 en la bajada sur del puerto Niefla.

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 S<sub>0</sub> 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 río Tablillas, 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 S<sub>0</sub> 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. A este respecto hay un excelente afloramiento en una trinchera de la N-420 en el borde meridional del mapa, donde un pliegue desarrollado en las “Alternancias de Cantera” presenta espectaculares desarrollos de estrías en las superficies de las capas areniscosas. Estas

estrías muestran un desplazamiento en la vertical y reflejan un deslizamiento de tipo inverso de la capa suprayacente sobre la infrayacente. Si se observa la misma capa, está muestra un vector de traslación opuesto en cada flanco del pliegue, atestiguando que estas estrías no son efecto de movimiento de fallas sino del flexo-deslizamiento entre capas como consecuencia de la torsión de los planos de estatificación.

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 comentadas antes y la aparición de grietas de tensión perpendiculares al arco exterior de los pliegues. Cuando una capa competente tiene además 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 Brazatortas. Así son los sectores suroccidentales y noroccidentales de la Hoja donde se reconocen las principales estructuras de F-2. Las macroestructuras detectadas en dichas áreas son las siguientes:

- En la parte SO del mapa se encuentran una red de fallas transcurrentes de dirección NO-SE y componente sinistral, que es la prolongación NO de la Falla de Fuencaliente (PALERO y DELGADO, en prensa). En la zona afectada por las fallas se encuentran también los domos de Rompezapatos y del valle de San Juan, y la cuenca de tipo *pull-apart* de Mina Riquilla.
- En la parte NE de la Hoja, el principal efecto de la F-2 es una torsión progresiva de la traza de la  $S_1$  desde el rumbo hercínico normal ONO-ESE a posiciones casi N-S. También se forman algunas estructuras en forma de suave cubeta en las que aparecen materiales del “Alcudiense Superior”. Igualmente, la cuenca hullera de Puertollano está rellenando una estructura de tipo *pull-apart* por efecto del movimiento de fallas semejantes a la de Fuencaliente, las cuales aparecen fuera de la Hoja de Brazatortas.

La Falla de Fuencaliente en la Hoja de Brazatortas se presenta como una red de fracturas de fuerte buzamiento, que sufre una ligera refracción en su rumbo al cortar las competentes “Cuarcitas Armoricanas” del flanco sur del anticlinal de Alcudia. Este cambio en su dirección es de NO-SE a NNO-SSE y como consecuencia de él se genera un “macrolitón” que no es otro que el domo de Rompezapatos. Las formas dómicas se generan como consecuencia de una tectónica de ejes cruzados, producto de la interferencia del mismo campo de esfuerzos E-O que origina los desgarres sinistros NO-SE sobre las estructuras de F-1.

Las fallas del sistema de Fuencaiente entran, por lo tanto, con rumbo NNO-SSE en el valle de Alcudia. Sin embargo, los desgarres encuentran una estratificación y una esquistosidad en los parajes de Los Santiagos y Mina Riquilla con un rumbo muy marcado y constante NO-SE y buzamientos subverticales. Este hecho condiciona sobremanera el desarrollo del desgarre, produciendo una nueva inflexión sobre las fallas, posicionándolas paralelas a la anisotropía dominante ( $S_0+S_1$ ) de las rocas precámbricas. Como consecuencia de este cambio de rumbo, unido a la traslación sinistra del sistema de fallas, se origina entre dos de ellas una zona transtensiva que produce una pequeña cuenca subsidente de tipo "pull-apart", la cual se rellena con materiales carboníferos.

El sistema de fallas sale por el Oeste de la Hoja de Brazatortas muy ramificada, siendo esta la manera de amortiguar su traslación mediante pequeños incrementos de movimientos en un gran número de estructuras. La magnitud de desplazamiento total se puede estimar en unos 2 Km., que se va repartiendo en cada una de las ramificaciones de la estructura. Además de la componente de desgarre, se detecta un importante salto en la vertical, que de forma general hunde el labio SO respecto al NE en cada falla. Consecuencia de este salto, y de la consecuente erosión diferencial, se produce una falsa componente de traslación dextral en el flanco sur del anticlinal de Alcudia. Esta componente de salto vertical es contraria a la que muestra la falla en su segmento más suroriental (PALERO y DELGADO, en prensa), lo que indica una componente en tijera para el global de la estructura. Estas componentes mixtas de salto son características de los grandes desgarres, como un efecto de asimilación de la traslación contrapuesta en los extremos de la estructura.

La F-2 hercínica también ocasiona una deformación dúctil a escala regional, pero tiene mucha menor importancia en el ámbito de la Hoja. El hecho más notable es el cambio de rumbo progresivo de la  $S_1$  apreciable en el extremo oriental del mapa. Dentro del amplio predominio de direcciones ONO-ESE de los planos  $S_1$ , se puede reconocer una dispersión hacia rumbos norteados. Sin embargo, si se analiza en exclusividad el comportamiento de los planos de  $S_1$  en el sector Este del mapa <sup>(1)</sup>, se hacen patentes los efectos de la deformación de 2ª fase hercínica. En este sector aparece una clara dispersión del máximo hacia unas posiciones E-O, así como la aparición de un segundo máximo modal en la dirección N 30°E. En el estereograma de polos también se resalta el efecto del giro de la  $S_1$ , con un máximo de concentración de polos menos acusado que en el estereograma general, y una mayor representación de la dispersión de polos en el borde Oeste de la falsilla.

Este progresivo cambio de rumbo de la esquistosidad  $S_1$  en la Hoja de Brazatortas son los efectos más externos de una gran banda de cizalla regional de rumbo NO-SE y componente sinistra, que comienza en la vecina Hoja de Mestanza y se prolonga hacia el NO hasta la Sierra de Las Villuercas (ORTEGA, 1988).

Otros efectos de la F-2 hercínica en la parte oriental es la formación de cubetas, producidas como consecuencia de la tectónica de ejes cruzados entre los campos de esfuerzos de ambas fases hercínicas. 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, cuya estructura queda realmente definida en la Hoja de Mestanza.

### 3.2.2.2. Mesoestructuras

A la mesoescala, la 2ª fase hercínica genera bandas de cizallas 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, la cual da lugar a crestones. Por ello, en la cartografía geológica de la Hoja se han representado como diques de cuarzo. Estas estructuras forman dos sistemas bien caracterizados y que son conjugados entre sí. El primer sistema tiene una dirección NO-SE y muestra una componente transcurrente sinistral. El otro sistema agrupa a cizallas dextras, con rumbo próximo a E-O. Como ejemplos de estas estructuras se pueden citar la cizalla NO-SE de la Mina Pepita y su conjugada E-O de la mina La Petaca, ambas situadas en o cerca del río Tablillas. Respecto a su distribución en la Hoja, se puede decir que se encuentran repartidas por toda su extensión, pero resulta evidente que muestran una mayor frecuencia hacia la parte Este.

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 sinistral de rumbo NO-SE. Estas fracturas aparecen repartidas por toda la Hoja y presentan rellenos de brechas tectónicas, mineralizaciones y rocas subvolcánicas. En afloramientos, estas estructuras presentan varias reactivaciones, mostrando una historia compleja posterior a su primera generación.

A la mesoescala la 2ª fase también genera un plegamiento propio. 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 excelentes ejemplos en la trinchera del ferrocarril AVE en la salida Sur del túnel de El Horcajo. De los segundos, el mejor ejemplo se halla en el Arroyo de Los Santiagos, aguas arriba del puente de la carretera de Alamillo.

Los pliegues cónicos de la trinchera de El Horcajo se forman por el replegamiento de los “Estratos Pochico” cuya posición pre-F-2 es subvertical por efecto del plegamiento y fallamiento inverso durante la F-1 hercínica. La posición de la falla inversa que pone en contacto “Cuarcita Armoricana” con los “Estratos Pochico” es muy favorable para sufrir rejuegos durante la F-2, y más aun en una zona donde se hacen notar los efectos de la falla de Fuencaliente. Por ello, la reactivación de la falla inversa como desgarre sinistral produce una deformación asociada, que es la suma de un aplastamiento más una componente rotacional sobre un plano vertical. Si la estructura encuentra planos de 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 comentado del arroyo de Los Santiagos, que afecta a las alternancias pizarroso-grauváquicas del “Alcudiense Inferior”. En la representación estereográfica, las dos estructuras planares afectadas, la esquistosidad  $S_1$  y

la estratificación  $S_0$ , se disponen según semicírculos mayores, prueba de una representación cilíndrica en ambos casos. Los ejes de ambas superficies dobladas están contenidos en un mismo plano axial, tienen la misma dirección y distintos “plunges”, ya que se trata de planos que originalmente presentaban distintos buzamientos afectados por el mismo campo de esfuerzos.

### 3.2.2.3. Estructuras menores

En cuanto a las estructuras menores de F-2, hay que señalar que prácticamente están ausentes. Tan solo se han encontrado ciertas refracciones anómalas de los planos de  $S_1$  al atravesar las alternancias de pizarras y grauwacas 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 grauwáquica, 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 movimientos 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 grauwáquicas 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, si notaron los efectos de un aplastamiento E-O en la región, tales como 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 suroccidental y cuya principal representación en el campo es el sistema de fallas de Fuencaliente. 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 reactivarían como cizallas sinistras.

Admitiendo esta hipótesis, se puede pensar que a 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 escasísimas 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), las cuales no afloran en la Hoja de Brazatortas. En el otro extremo, las rocas postorogénicas 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 este intervalo de tiempo. Este amplio período puede acortarse aún más gracias a la datación absoluta de los granitos post-F-1 de Fontanosas, de edad 302  $\pm$  7 m.a. (LEUTWEIN *et al.*, 1970; SAUPÉ, 1973), y el granito de Pedroches, cuya edad se estima entre 281  $\pm$  10 y 313  $\pm$  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 sinistras y la formación de las cuencas *pull-apart*. Si se acepta una edad equivalente para ambos conjuntos carboníferos que rellenan estas cuencas, es decir Estefaniense B-C, y lógicamente se supone un cierto sincronismo entre apertura del *pull-apart* 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 la granodiorita 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 el emplazamiento del granito 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 claramente son posteriores al ciclo hercínico.

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

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

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

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 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 tardihercínico, son grandes fracturas de rumbo ENE-OSO. Estas fracturas son originalmente, y con toda probabilidad, cizallas frágiles dexas o corredores de fracturas de tensión de F-2, rejugados como fracturas transcurrentes sinistras en el nuevo campo de esfuerzos N-S. Es lo que ocurre con las fallas de los puertos de Veredas, Pulido, Puertosuelto, San Muñoz y Ventillas. Igualmente, las fallas del sistema de Fuencaliente muestran señales de rejuegos como fallas transcurrentes dexas.

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 evidencia, 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 Brazatortas 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" (17) del Silúrico, los niveles volcanoclásticos ácidos de la cuenca hullera de Puertollano (18), y las rocas efusivas básicas de los Campos de Calatrava (21). 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 Brazatortas. 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 encontradas responden a tobas de fragmentos lávicos subangulosos o subredondeados de tamaño inferior a 3 cm., 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 no modifica las características texturales de la roca.

El vulcanismo que generó estas rocas ha sido interpretado como submarino explosivo por GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* (1987) e HIGUERAS y MONTEERRUBIO (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 hollera de Puertollano presentan composiciones ácidas y se presentan en delgados paquetes de gran continuidad 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 de *pull-apart*. Por último, indicar que en la parte basal de los conglomerados de Mina Riquilla también se localizaron algunos niveles que aparentemente muestran una cierta participación volcánica.

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 comenta en el capítulo de estratigrafía, dentro de la Hoja de Brazatortas se encuentran tres aparatos volcánicos que son los volcanes de la Bienvenida, del Retamar y del cerro Almagrero. Las rocas que forman estos edificios son basaltos olivínicos que dan lugar a pitones y coladas lávicas. 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, ceolitas 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, y VEGAS y RINCÓN (1996) lo suponen formado por efecto de un abombamiento cortical.

#### 4.2. DIQUES ( 1, 2, 3 y 4)

Una característica de la Hoja de Brazatortas es la gran profusión de diques de rocas subvolcánicas que se encuentran. Estos diques tienen una especial incidencia en el valle de Alcudia, y en especial en las 2/3 partes más occidentales. Aunque sobre el terreno se reconocen muy mal, en los fotogramas aéreos se reconocen 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 ENE-OSO, pero también se encuentran con rumbos NO-SE y E-O. A escala individualizada de cada estructura son frecuentes los cambios bruscos de rumbo y formas anastomosadas, pero que no modifican en gran medida la traza general del dique. Las corridas suelen ser hectométricas y las potencias decimétricas o métricas, aunque rara vez alcanzan los dos metros de espesor.

Los diques presentan composiciones variadas y parecen haber existido varias generaciones, cuya referencia principal se puede hacer respecto a la esquistosidad hercínica  $S_1$ . Esto permite establecer dos grandes conjuntos que son:

- Diques pre- $S_1$ . Comprenden tres grupos composicionales que son básicos anfíbolíticos, básicos microgranudos y ácidos e intermedios.
- Diques post- $S_1$ . Incluyen dos litologías, una de composición básica, que se pueden considerar como diabasas s. str., y otra de composición intermedia.

Los diques pre- $S_1$  de composición básica anfíbolítica han sido encontrados al Oeste del paraje de Mina Riquilla, en la parte suroccidental del valle de Alcudia, y cerca de la aldea de Ventillas, en el borde meridional del mapa. En el primer punto aparecen como estructuras lineales potentes de rumbo entre N 30°E y N 40°E y fuerte buzamiento, encajadas entre materiales precámbricos. En el segundo punto se presentan como estructuras de forma mal definida encajadas entre los “Esquistos del Río” y alineadas según un rumbo general ONO-ESE. Presentan una extensión de afloramiento considerable, pero se duda que ese espesor represente su potencia real. Más bien parece que se trate de sills con buzamientos muy bajos, que dan una anchura aparente grande pero que seguramente tenga menos de 10 m. de espesor.

Aunque los afloramientos de estas rocas están bastante alejados y su geometría es diferente, a nivel litológico parecen muy semejantes. Son rocas holocristalinas de tendencia equigranular, de grano medio-fino y color negruzco o verde negruzco. Están formadas por anfíboles orientados groseramente según la  $S_1$  y, a grandes rasgos pueden ser consideradas como diques de diabasas pre-hercínicas retrometamorfizados a anfíbolitas durante la deformación hercínica.

Los diques básicos microgranudos pre- $S_1$  aparecen repartidos por el anticlinal de Alcudia. Presentan una dirección bastante marcada entre ONO-ESE y E-O, con buzamientos subverticales. Sus espesores rara vez superan el metro y su continuidad es hectométrica. Los mejores ejemplos han sido encontrados en el arroyo del Tesorillo y en el río Tablillas. Texturalmente se presentan como rocas de grano muy fino, bien equigranulares o ligeramente porfídicas con coloraciones grises o gris claro con tono verdoso. La  $S_1$  sobrepuesta 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 carbonatación, cloritización y saussuritización que casi borra su mineralogía inicial. 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 e intermedios pre- $S_1$  son escasos en la Hoja y han sido encontrados encajados en las rocas precámbricas. Presentan un rumbo N 70°E con fuerte buzamiento. Su extensión longitudinal es hectométrica y su potencia es métrica. El mejor ejemplo de este dique se halla junto a la carretera de Alamillo, un poco más adelante del cruce con el ferrocarril AVE

La potencia media de estos diques oscila entre 0.5 y 10 m, manteniéndose por lo general bastante constante en toda su longitud. A simple vista, estas rocas presentan una clara textura porfídica, con fenocristales pequeños de micas, feldespatos y cuarzo en proporción variable. Todos estos minerales están envueltos por una matriz microcristalina o afanítica de tonos grises y marrones o amarillentos, constituida por una agregado sericítico-cuarcítico, 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  $S_1$  de las rocas encajantes.

Los característicos diques de diabasas post- $S_1$  aparecen encajados principalmente en las rocas precámbricas, pero también se han encontrado en el 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 zig-zag cuando la cortan con cierto ángulo. Se presentan normalmente con potencias de menos de un metro, pero ocasionalmente pueden alcanzar los 2 m. La corrida puede ser importante alcanzando magnitudes kilométricas.

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. Afortunadamente, en las escombreras del pozo Santa Juana, en la mina La Romanilla, se encuentran fragmentos frescos para su estudio al microscopio. En ellas se han podido observar que 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.

Los diques de composición intermedia post- $S_1$  se encuentran especialmente en el valle del Escorial y en los alrededores de El Horcajo, encajando en las unidades ordovícicas "Estratos Pochico" y "Esquistos del Río". Se presentan como cuerpos tabulares o de variada morfología, de dirección N 90°E y N 45°E y buzamiento vertical. Presentan potencias de orden métrico y tienen contactos muy netos con las rocas encajantes.

Tal y como se ha podido ver en el interior de algunas explotaciones mineras, estos diques están muy alterados, tanto en superficie como en profundidad. Se trata de rocas equigranulares de grano fino, con coloraciones grisáceas o amarillentas. Contienen vacuolas rellenas de carbonatos y ocasionalmente piritita. Los colores amarillentos corresponden a la alteración de los sulfuros de hierro. La alteración es tan fuerte que impide reconocer la mineralogía original de la roca. No obstante, la ausencia casi total de cuarzo parece indicar una composición intermedia o básica, tratándose probablemente de rocas de tipo andesítico.

## 5. GEOMORFOLOGÍA

En el modelado de una región, el primer factor a considerar es la composición litológica y la estructura geológica del sustrato. Si a ello se añade la presencia de fenómenos de índole volcánica, se constituye, en conjunto, el soporte que condiciona la distribución de los principales relieves.

Por otra parte, la interacción de estos procesos con los pertenecientes a la dinámica fluvial, causa principal del vaciado erosivo y acarreo de los materiales denudados, constituye la justificación de la evolución morfogenética del área estudiada en los tiempos recientes.

### 5.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

En la Hoja de Brazatortas, como se ha reseñado en el punto anterior, las formas estructurales y volcánicas, condicionan una buena parte de la morfología del territorio.

#### 5.1.1. Formas estructurales

La característica morfoestructural principal del territorio que se describe, es la presencia de un relieve de tipo apalachiano, con cresteríos y escarpes estructurales subverticales a favor de los materiales mas resistentes a la erosión (cuarcitas) con rumbos típicamente hercinianos. Este proceso se observa netamente en las dos alineaciones montuosas de la Hoja, nororiental y meridional, lo que contrasta claramente con la superficie de arrasamiento sobre la que se instala el Valle de Alcudia.

Por otra parte, sobre los conjuntos rocosos que conforman las sierras mencionadas destacan algunas líneas de capa con buzamientos subverticalizados y estructuras de tipo "chevron", sobre todo en los flancos meridionales de las Sierras del Rey y Valdoró.

Sobre los cresteríos residuales se observan aplanamientos o superficies estructurales de escaso desarrollo.

Otras formas estructurales menores son cerros de tipo cónico, sobre la Cuarcita Armoricana, o la alternancia de cuarcitas y pizarras que se apoya directamente sobre los materiales precámbricos. Se ha cartografiado un resalte por diques a favor de estos últimos, en el borde noroccidental de la Hoja, junto a la localidad de Bienvenida.

La instalación de los relieves estructurales descritos se considera que comenzó a actuar en épocas finipaleozoicas, manteniéndose su actuación hasta la actualidad, como se demuestra por la presencia de descalces de material de las cornisas rocosas, proceso activo en la actualidad.

#### 5.1.2. Formas volcánicas

En la Hoja de Brazatortas se localizan los afloramientos de rocas volcánicas más suroccidentales en la extensa área (alrededor de 5000 Km<sup>2</sup>), que ocupan estos materiales en el borde SO de la meseta meridional española.

Se han cartografiado cuatro puntos con emisiones volcánicas, localizados dos de ellos al SE de la población de Retamar, en el borde nororiental de la Hoja; al Sur del vértice Almagrero (junto al Barranco de la Cañada), en el sector centro oriental y por último junto a la aldea de Bienvenida en el límite NO.

En el primer caso se observan tres focos o centros de emisión de roca volcánica y escoria, con flujos principales hacia el Sur, es decir hacia el río Ojailén. Al Sur del vértice Almagrero se reconocen rocas volcánicas masivas con flujos de colada igualmente en dirección S. Junto a Bienvenida se observa un foco con flujo hacia el NO y en el límite de la Hoja existen coladas provenientes del Cerro Bienvenida ya localizado en la contigua Hoja de San Benito.

Por otra parte, en las inmediaciones del Cerro de La Laguna se distingue una zona deprimida que se presume como una caldera freática magmática, si bien no son observables, "in situ" los materiales volcánicos.

La mayoría de los autores han considerado, desde antiguo, que la actividad volcánica en la Meseta Sur es de edad terciaria (CALDERÓN, S., 1905). El descubrimiento de restos fósiles bajo cenizas y *lapilli* permitió a HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1921), datar como pleistocenas algunas erupciones. Posteriormente HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1932), propone el inicio del vulcanismo en el Plioceno superior, llegando a ser posterior a la terraza + 20 metros de los afluentes del Guadalquivir.

En estudios más recientes, MOLINA, E. (1974 y 1975), distingue tres fases volcánicas para una zona restringida de los Campos de Calatrava:

- La primera intramiocena
- La segunda de posible edad Plioceno inferior
- La tercera y última de comienzo sincrónico con la "Raña" (Plioceno superior para este autor) y que finaliza antes de la terraza a +6 m del río Guadiana (de posible edad Rissienne).

ANCOCHEA, E. *et al.* (1979), realizan una serie de determinaciones de edad K-Ar de varias muestras de la región volcánica Central Española, concluyendo que el vulcanismo en esta zona ha sido activo durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno inferior.

ANCOCHEA, E. (1982), efectúa medidas de polaridad magnética en ciento cincuenta afloramientos de las distintas rocas volcánicas encontradas en los Campos de Calatrava, estableciendo una primera correlación entre los materiales volcánicos.

Sin embargo, en estos trabajos no existen dataciones absolutas referentes al vulcanismo presente en la Hoja de Brazatortas. En el caso del volcán de Bienvenida ANCOCHEA, E. *et al.* (*op. cit.*), trataron de determinar la edad de las efusiones, pero el contenido en Ar<sup>40</sup> resultó ser muy escaso, por lo que las medidas realizadas han dado edades no representativas.

Es por tanto dudosa la cronología de las mencionadas emisiones en este sector, si bien se han encontrado algunos argumentos que permiten una cronología al menos relativa: así, al S del Cerro Almagrero se constata que los materiales volcánicos se encuentran por encima y posiblemente recubriendo depósitos de tipo Raña, lo que permite elucubrar con la edad más reciente argumentada por MOLINA, E., *op. cit.*, o lo que es lo mismo, un intervalo comprendido entre el Plioceno- Pleistoceno inferior hasta al menos un Pleistoceno medio.

## 5.2. ESTUDIO DEL MODELADO

### 5.2.1. Laderas

Las laderas y vertientes, constituyen un elemento fundamental del modelado presente en la Hoja, sirviendo de enlace entre los abruptos relieves de las sierras meridionales y nororientales y los valles de Alcudia y del Ojalén.

Presentan perfiles cóncavos que enlazan con su nivel de base local, reconociéndose en el sector NE un proceso muy generalizado de regularización de vertientes si bien tanto aquí como en las sierras meridionales se observan canchales en las zonas mas altas, que enlazan de forma insensible con coluviones, enmascarando totalmente la litología infrayacente. Estos depósitos se describen con detalle en el apartado de Formaciones Superficiales.

En la vertiente septentrional de las Sierras nororientales (Castillón de los Morenos, Lasacea, Peñón del Roble y Puerto Veredas) y entre las cotas topográficas comprendidas entre 840 y 760 metros se han generado una serie de cicatrices de despegue translacional o deslizamientos en dirección NO-SE y dimensiones deca e incluso hectométricas. En conjunto llegan a ocupar una extensión lateral de unos 6,5 Km observándose hasta 19 cicatrices a favor de materiales cuaternarios (conos o abanicos de deyección), relacionándose en algunos casos con puntos o surgencias de agua (fuentes de Navalperal y Navalcaballo). Esta alineación de deslizamientos, en zonas de pendientes no demasiado elevadas, constituye una anomalía geomorfológica tal vez relacionada, con una estructura tectónica de directriz NO-SE que constituiría el nivel de descarga de las aguas subterráneas. Las formaciones superficiales que recubren la estructura mencionada al impregnarse de agua, se remobilizan dando lugar a deslizamientos. La posibilidad de que la estructura sea un indicador de actividad neotectónica no debe descartarse, si bien parece mas probable la explicación descrita con anterioridad. Lo que si parece claro es el funcionamiento muy reciente e incluso actual de las zonas deslizadas.

Se han detectado por otra parte otros dos puntos afectados por estos procesos al S de la estación de Horcajo y al NE de Peñón de las Casillas en las sierras meridionales, donde se observa un bloque decamétrico desprendido de los relieves cuarcíticos cimeros. La edad del deslizamiento se ha considerado finipleistocena u holocena, mientras que la del bloque caído presenta un amplio margen de incertidumbre, situándose en el marco comprendido entre fines del Neógeno y épocas pleisto-holocenas.

### 5.2.2. Formas fluviales

Las principales morfologías fluviales se encuentran relacionadas con el encajamiento de la red de drenaje y con procesos fluvio-torrenciales que han generado abanicos o conos de deyección. Otras formas menos características son los depósitos de fondo de valle, meandros abandonados, terrazas y aristas o interfluvios.

En este apartado se describen las formas lineales (encajamiento o incisión lineal y aristas o interfluvios) y más sucintamente las formaciones superficiales (conos de deyección, fondo de valle, terrazas y meandros abandonados) cuya litología y edad se reflejan en detalle en el apartado 1.5 de esta memoria.

La incisión lineal se encuentra bien desarrollada en el margen meridional de la Hoja y sobre todo en el sector SO, donde los cauces han profundizado con gran intensidad sobre el sustrato paleozoico, conformando auténticas gargantas o cañones, como ocurre con los arroyos de la Madera de la Basilisa, del Navarrillo y de la Ribera. Son también notables las incisiones de los cauces en el margen SE a favor de los materiales de la Serie Púrpura del Tremadociense, infrayacente a la Cuarcita Armoricana. En el Valle de Alcudia, sobre las litologías precámbricas, el proceso se encuentra mucho más atenuado, observándose, no obstante, que la incisión ha progresado en mayor medida en el sector occidental de aquel, lo que podría ser indicador de un rejuvenecimiento del relieve en épocas relativamente recientes.

El hecho de la existencia de una anomalía geomorfológica en la red de drenaje en el Arroyo de la Cotoña de los Quintillos, perteneciente a la Cuenca del Guadalquivir, que parece hacer capturado a uno de los tributarios del Arroyo de los Santiagos (Cuenca del Guadiana), unido al brusco codo que describe el río Tablillas en su enlace con el anterior, debido posiblemente a otra captura, pueden indicar que ha habido un traslado hacia el Noroeste de la gran divisoria Guadiana-Guadalquivir en tiempos finipliocenos o ya pleistocenos, lo que apoya la tesis del rejuvenecimiento de la red de drenaje en el sector occidental del Valle de Alcudia.

La causa del traslado de la divisoria podría ser debida a un reajuego o elevación del citado sector en tiempos relativamente próximos, si bien también podrían deberse más sencillamente a un efecto de la erosión remontante de la red afluyente del Guadiana.

Por otro lado se han señalado en la cartografía los interfluvios más característicos que separan los diferentes cursos fluviales, destacando por su magnitud la gran arista que discurre por los relieves culminantes de Las Casillas-Collado de los Toros.

En las vertientes, ocupadas por materiales pizarrosos y cuarcíticos, las lluvias torrenciales inciden en las acumulaciones, hundiendo los cauces lineales que en el momento de alcanzar su nivel de base expanden y depositan su carga aluvial, generando abanicos o conos de deyección, que recubren una gran superficie de las laderas meridionales de El Robledillo-Chorreras y Carretón-Sierra del Rey, donde se observan hasta dos fases de aluvionamiento en algunos puntos. En la mitad septentrional de la Hoja estos depósitos recubren una extensión kilométrica al Oeste y Sur de Puerto Veredas, Lasacea-Castillón de los Morenos, al Norte y Sur de Sierra de Cabezarrubias y al NE de la alineación de Puerto Veredas-Peñón del Roble-Castillón de los Morenos.

Se han reconocido algunos meandros abandonados en los ríos Ojailén, Tablillas y de las Cabras.

Los fondos de valle se reducen a pequeños retazos de escasa amplitud, localizados principalmente en el río Ojailén y un menor medida en el Montoro y el Arroyo de la Ribera.

Por último, se han detectado dos pequeños retazos de terraza en el río Montoro, en su recorrido por el borde suroccidental, al S de la Sierra de Valdoro.

### 5.2.3. Formas poligénicas

Una característica fundamental de la Hoja de Brazatortas es la presencia de una extensa superficie de erosión que ocupa buena parte del Valle de Alcudia, el cual se presenta, en

este sector, como un gran bloque de altitud comprendida entre 730 y 630 m, con escasos desniveles interiores, arrasado, en estado de penillanura y con un suave basculamiento hacia el ONO.

Según RODRÍGUEZ VIDAL, J. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1994), el comienzo de la elaboración de ésta superficie, en el amplio contexto del Macizo Hespérico Meridional, comenzaría en épocas posthercínicas o pretriásicas, mediante la génesis de una superficie idealizada que enlazaría las cumbres y cresteríos de las sierras más importantes de la Meseta.

Dicha superficie se localiza, exhumada, en el contacto de Sierra Morena con la Depresión del Guadalquivir, pudiendo corresponder en el ámbito de la Hoja de Brazatortas con las plataformas de cumbres observables en el Collado de los Toros, Las Casillas y Chorreras, entre 1130 y 1090 m de altitud s.n.m., desarrolladas sobre la Cuarcita Armoricana.

El inicio de la actividad orogénica Alpina, a comienzos del Terciario, tuvo importantes repercusiones en la historia morfológica del Bloque Hespérico, generando los desniveles montañosos principales, las áreas deprimidas receptoras de sedimentos y relieves residuales más característicos tales como las crestas apalachianas (RODRÍGUEZ VIDAL, J. y DÍAZ DEL OLMO, F., *op. cit.*) presentes en las sierras meridionales y nororientales.

La gran actividad morfogenética desarrollada durante el Paleógeno, como consecuencia de estas desnivelaciones tectónicas, dio lugar a una nueva superficie, cuyos amplios retazos se observan hoy en el Valle de Alcudia como relieves aplanados, más o menos degradados, con suaves morfologías alomadas en algunas zonas.

La marcada actuación de la erosión en las márgenes de esta superficie provocó el rebajamiento de la misma, durante el Mioceno y posiblemente el Plioceno.

Al Oeste de la posición actual de la divisoria Guadiana-Guadalquivir la superficie se encuentra altamente retrabajada por la red fluvial, mostrando retazos de la misma de extensión reducida, en contraste con el amplio desarrollo que presenta a oriente de la mencionada divisoria, lo que apoya la tesis de una posible actividad neotectónica, con levantamiento del sector occidental del Valle de Alcudia, al menos en el contexto de la Hoja.

Con posterioridad a los últimos retoques mio-pliocenos de la superficie descrita, se producen los primeros eventos de depósitos de la Raña: las vertientes septentrional y meridional de la Sierra de la Umbría de Alcudia y el sector meridional de la Sierra de Cabezarrubias, enraízan a su pie con el *pediment* o superficie de erosión del Valle de Alcudia y con niveles de base fluviales, mediante depósitos de tipo Raña entre los 800 y 720 m de altitud, existiendo otros pequeños retazos situados a menor cota (unos 660 metros) más meridionales, al S del Cerro Almagrero.

En este apartado de la memoria se realizan algunas consideraciones sobre los aspectos genéticos de estos materiales, reservando su descripción más detallada para el de Formaciones Superficiales.

Casi todas las hipótesis que se barajan para explicar estas acumulaciones, giraron en torno a una génesis fluvial s.l. Con posterioridad se impuso la idea de atribuir las a "sheet-floods" en base a un pretendido carácter fanglomerático del depósito. En el momento actual, la raña se considera más estrictamente fluvial, lo que de alguna forma es volver a las interpretaciones

iniciales (MARTÍN-SERRANO, A. y MOLINA, E., 1989). No obstante a estos argumentos, en la cartografía geomorfológica de la Hoja de Brazatortas y en la presente memoria se ha considerado más conveniente considerarla como de génesis mixta o poligénica.

La morfología de estos depósitos es la de una topografía plana, culminante en el piedemonte, ligeramente inclinada hacia el interior de la cuenca o hacia su nivel de base local (2 a 10 por mil) y una potencia que raramente supera los 6 m (MARTÍN SERRANO, A. y MOLINA, E., *op. cit.*).

Por último, se ha cartografiado un depósito con morfología de tipo glacis en golfo en el margen occidental de la Hoja, que se ha representado como aluvial-coluvial.

#### 5.2.4. Formas antrópicas

Existen algunas escombreras procedentes de la actividad minera, en la actualidad en desuso, que se localizan en Mina Veredilla, el Área de Minas del Nido, del Garbanzal, Minas del General y en las inmediaciones de la población de Horcajo.

En la reciente construcción de la vía de Alta Velocidad (Madrid-Sevilla), se realizaron algunos acumulos de escombreras, bien patentes en las proximidades de la localidad de Veredas.

#### 5.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA

A finales del Paleozoico comienzan las primeras fases morfogenéticas con la construcción de un relieve de tipo apalachiano (cresteríos cuarcíticos). La relativa estabilidad tectónica posthercínica y la intensa denudación, generaron la “superficie de erosión” pretriásica. Los retoques posteriores, finimesozoicos y de inicios del Terciario, generan los desniveles montañosos principales y prosiguen elaborando los relieves residuales (crestas apalachenses) (RODRÍGUEZ VIDAL, J. y DÍAZ DEL OLMO, F. *op. cit.*) en las sierras nororientales y meridionales. Durante el Paleógeno, se genera una nueva superficie en la que la posterior actuación de la erosión provocó su rebajamiento ya en tiempos miocenos y posiblemente pliocenos.

Las rañas comienzan a instalarse a finales del Plioceno y durante parte del Pleistoceno inferior, al mismo tiempo que se inicia el proceso de encajamiento de la red fluvial.

Sincrónicamente a la raña y con posterioridad a ella se generan los eventos volcánicos, que parecen actuar entre el Plioceno y Pleistoceno medio. Hacia fines del Pleistoceno, la divisoria Guadiana-Guadalquivir se traslada de Este a Oeste, causando el rejuvenecimiento del relieve y desmantelando la superficie de erosión alcudiana en el sector occidental de la Hoja. Este fenómeno pudo estar relacionado con un posible levantamiento regional debido a actividad neotectónica.

En los límites del Pleistoceno y Holoceno progresa el encajamiento de la red y se producen las primeras fases de depósito fluvial (abanicos y terrazas), que se continúan durante el Holoceno antiguo, desmantelándose a continuación los relieves cimeros, lo que produce acumulación de coluviones y canchales.

Finalmente se encajan los valles fluviales que adoptan ya la disposición actual, se efectúan los últimos retoques en las vertientes y se realizan las últimas modificaciones del paisaje, a través de la actividad antrópica.

#### 5.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

El territorio ocupado por la Hoja de Brazatortas, muestra en la actualidad un paisaje de fuertes contrastes entre los abruptos relieves de las sierras nororientales y meridionales y las extensas planicies intramontanas (valles de Alcudia y del Ojailén).

Los procesos relacionados con la dinámica de vertientes, sus formas resultantes (canchales y coluviones) y los fenómenos de índole fluvio-torrencial (abanicos o conos de deyección), son en muchos casos funcionales en la actualidad, pudiendo modificar el equilibrio de las laderas sobre las que actúan, a corto y medio plazo.

Sin embargo, la intensa repoblación forestal llevada a cabo en los últimos años, debe reducir sensiblemente la incidencia de estos procesos.

Actividades antrópicas del presente, tales como el pastoreo y la roturación de tierras, constituyen un factor a considerar en la evolución del relieve, ya que acentúan los efectos de la erosión superficial.

Por último, una posible reactivación de la actividad minera en un futuro próximo, puede incidir negativamente en la conservación del entorno físico, debido a su impacto sobre el paisaje, lo que, no obstante, se minimizaría con una adecuada política de ordenación y conservación del territorio.

### 6. HISTORIA GEOLÓGICA

El acontecimiento geológico más antiguo registrado en la Hoja de Brazatortas es la sedimentación en un cono submarino profundo de las rocas turbidíticas del conjunto inferior precámbrico. Esto debió ocurrir durante el Rifeense Superior y el Vendiente (Precámbrico Superior).

Seguramente durante el Vendiente, 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 rejuegos 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, alteración y consecuente erosión se produce la sedimentación del conjunto superior precámbrico durante el Vendiente y Cámbrico Basal. El medio de sedimentación fue el de un medio de plataforma con variaciones sincrónicas del medio de unas a otras zonas.

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. Actualmente al considerar la parte alta del Alcudiente Superior como Cámbrico Inferior pre-trilobítico, el período de emersión corresponde a un Cámbrico Inferior más alto.

Con el comienzo del Ordovícico se inicia una importante transgresión que culmina en el Llandeiliense. Esta transgresión 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 en 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 Brazatortas 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 sinistras. La estructura más importante de este tipo en la Hoja, es la red de fracturas de Fuencaliente. También se generan figuras de interferencia de plegamiento por efecto de una tectónica de ejes cruzados y se forman cuencas de tipo "pull-apart" que se rellenan con los materiales carboníferos más altos o pérmico basales.

Desde las rocas carbonífero-pérmicas no hay registro sedimentario hasta las rañas del Plioceno-Cuaternario, y 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.

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 tres 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 del río Ojailén.

## **7. GEOLOGÍA ECONÓMICA**

### **7.1. MINERÍA**

La Hoja de Brazatortas se sitúa en una zona de gran tradición minera, localizándose en ella un número importante de indicios. Actualmente todas las minas que aparecen en la Hoja se encuentran inactivas, aunque ha existido laboreo en algunas de ellas hasta hace poco tiempo.

En las tablas adjuntas se muestra 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 Brazatortas (835)

NUMERO	NOMBRE O PARAJE	COORDENADAS U. T. M.		SUBSTANCIAS BENEFICIADAS	UNIDAD LITOLÓGICA ENCAJANTE	DIRECCION ESTRUCTURA	MORFOLOGIA	GRUPO TIPOLOGICO (según PALERO, 1951)
		X	Y					
1	LA PANADERA	391986	4274675	Pb	"Alcudiense Sup."	55	filoniana	4
2	STA. TEOCORA/LIGERA	392362	4274179	Pb	"Alcudiense Sup."	55	filoniana	4
3	LUIS (FILON NORTE)	392466	4274106	Pb	"Alcudiense Sup."	50	filoniana	4
4	PRADITO SEPTIMO	392779	4274255	Pb	"Alcudiense Sup."	85	filoniana	4
5	LOIS (FILON CENTRO)	392577	4274000	Pb	"Alcudiense Sup."	53	filoniana	4
6	LOIS (FILON SUR)	392428	4273878	Pb	"Alcudiense Sup."	55	filoniana	4
7	LA JAROSA	394173	4274523	Pb, Zn	"Alcudiense Sup."	50	filoniana	4
8	EL GARRANZAL	386898	4274506	Pb, Cu	"Alcudiense Sup."	60	filoniana	4
9	SANTA MARIA	387227	4274132	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
10	LA REINA	389502	4273735	Pb	"Alcudiense Inf."	45	filoniana	4
11	JOFFRE	393264	4274060	Pb	"Alcudiense Sup."	50	filoniana	4
12	SAN LUIS	393595	4273622	Pb	"Alcudiense Sup."	90	filoniana	4
13	PRADITO SEGUNDO	393922	4274326	Pb	"Alcudiense Sup."	60	filoniana	4
14	EL ANGEL	394127	4273809	Pb	"Alcudiense Sup."	67	filoniana	4
15	INTR. SEA DE LA PAZ	392623	4273615	Pb	"Alcudiense Sup."	60	filoniana	4
16	PRADITO/LA ESTRELLA	392382	4273361	Pb	"Alcudiense Inf."	90	filoniana	4
17	PRADITO/LA ESTRELLA	392382	4273361	Pb	"Alcudiense Inf."	90	filoniana	4
18	PRADITO/LA ESTRELLA	392382	4273361	Pb	"Alcudiense Inf."	90	filoniana	4
19	NO QUERRESCUADA	391726	4273592	Pb, Zn	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
20	PRADITO CUANTO	392050	4273302	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
21	LA PERLA	392578	4273097	Pb	"Alcudiense Inf."	40	filoniana	4
22	SAN ANASTASIO	394490	4274077	Pb	"Alcudiense Sup."	40	filoniana	4
23	SANTA FELISA	391404	4274448	Pb	"Alcudiense Sup."	95	filoniana	4
24	ARROYO DEL POCILLO	391075	4273948	Pb	"Alcudiense Sup."	70	filoniana	4
25	ARROYO DEL POCILLO	387698	4272947	Pb	"Alcudiense Inf."	55	filoniana	4
26	FINCA DEL GARRANZAL	387314	4272738	Pb	"Alcudiense Inf."	115	filoniana	4
27	FINCA DEL GARRANZAL	387314	4272738	Pb	"Alcudiense Inf."	115	filoniana	4
28	EL COMPLEMENTO	386662	4274215	Pb	"Alcudiense Sup."	70	filoniana	4
29	FRANCESCA/SUPLENTO	385084	4274226	Pb	"Alcudiense Sup."	50	filoniana	4
30	FRANCESCA/SUPLENTO	385084	4274316	Pb	"Alcudiense Inf."	50	filoniana	4

Tabla1 (continuación)

NUMERO	NOMBRE O PARAJE	COORDENADAS U. T. M.		SUBSTANCIAS BENEFICIARIAS	UNIDAD LITOLÓGICA ENCUANTANTE	DIRECCION ESTRUCTURA	MORFOLOGIA	GRUPO TIPOLOGICO (según PALERO, 1991)
		X	Y					
30	ROMANILLA(S Rafael)	385575	4275000	Pb	"Alcudense Inf."	80	filoniana	4
30	" (San Mauricio)	385090	4275613	Pb, Zn	"Alcudense Inf."	70	filoniana	4
30	ROMANILLA (f Norte)	384150	4275125	Pb, Zn	"Alcudense Inf."	40	filoniana	4
30	ROMANILLA (f Sur)	384175	4275070	Pb, Zn	"Alcudense Inf."	70	filoniana	4
30	ROMANILLA (f Juena)	384725	4275075	Pb, Zn	"Alcudense Inf."	100	filoniana	4
30	" (f Alberto)	384861	4274152	Pb, Zn	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
30	ROMANILLA (f Rigo)	383332	4271132	Pb, Zn	"Alcudense Inf."	50	filoniana	4
30	" (f San Lorenzo)	383204	4271775	Pb, Zn	"Alcudense Inf."	70	filoniana	4
30	" (f Edmundo)	385200	4275600	Pb, Zn	"Alcudense Inf."	90	filoniana	4
31	LAS SISONERAS	384460	4272614	Pb	"Alcudense Inf."	30	filoniana	4
32	LAS SISONERAS	384430	4272474	Pb	"Alcudense Inf."	75	filoniana	4
33	LAS SISONERAS	384329	4272813	Pb	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
34	LAS SISONERAS	384831	4273103	Pb	"Alcudense Inf."	85	filoniana	4
35	LAS SISONERAS	383353	4273150	Pb	"Alcudense Inf."	50	filoniana	4
36	LAS SISONERAS	383696	4273248	Pb	"Alcudense Inf."	65	filoniana	4
37	LAS SISONERAS	384164	4273193	Pb	"Alcudense Inf."	70	filoniana	4
38	LAS SISONERAS	382887	4272461	Pb	"Alcudense Inf."	80	filoniana	4
39	LA EMPERATRIZ	382571	4275605	Pb	"Alcudense Inf."	70	filoniana	4
40	LA VICTORIA	381955	4274912	Pb	"Alcudense Inf."	73	filoniana	4
41	NECUTAN	382580	4275095	Pb	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
42	ANTONTA	384421	4275916	Pb	"Alcudense Inf."	55	filoniana	4
43	CASA DEL PASTOR	382189	4272359	Pb	"Alcudense Inf."	40	filoniana	4
44	EL HORNILLO	385823	4271664	Pb	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
45	CASA DEL HORNILLO	386578	4271642	Pb	"Alcudense Inf."	80	filoniana	4
46	CASA DEL HORNILLO	385208	4272188	Pb	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
47	TRES AMIGOS	385113	4271942	Pb	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
48	CUNTO DEL RIO	383732	4271514	Pb, Zn	"Alcudense Inf."	45	filoniana	4
49	CASA DEL HORNILLO	387319	4270886	Pb	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
50	ARROYO HORCAVILLO	386998	4270650	Pb	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
51	ARROYO HORCAVILLO	382655	4270318	Pb	"Alcudense Inf."	75	filoniana	4
52	ARROYO DE PESQUERA	382655	4270318	Pb	"Alcudense Inf."	75	filoniana	4
53	"	380953	4270301	Pb	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
54	MINA PEPIITA	380043	4269849	Pb, Zn	"Alcudense Inf."	110	filoniana	4
55	"	380367	4271818	Pb	"Alcudense Inf."	70	filoniana	4
56	"	380867	4272204	Pb	"Alcudense Inf."	80	filoniana	4

Tabla1 (continuación)

NUMERO	NOMBRE O PARAJE	COORDENADAS U. T. M.		SUBSTANCIAS BENEFICADAS	UNIDAD LITOLÓGICA ENCAMANTE	DIRECCION ESTRUCTURA	MORFOLOGIA	GRUPO TIPOLOGICO (según PALERO, 1991)
		X	Y					
57	CERRO COTOPIA	390730	4272007	Pb	"Alcudiense Inf."	65	filoniana	4
58	CERRO COTOPIA	391349	4271767	Pb	"Alcudiense Inf."	42	filoniana	4
59	CERRO COTOPIA	392373	4271083	Pb	"Alcudiense Inf."	90	filoniana	4
60	CERRO COTOPIA	391328	4271061	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
61	CANTOPIA	393966	4271955	Pb	"Alcudiense Sup."	70	filoniana	4
62	A FUENTE DE GUARDAS	393046	4270935	Pb	"Alcudiense Inf."	42	filoniana	4
63	A FUENTE DE GUARDAS	393073	4270689	Pb	"Alcudiense Inf."	55	filoniana	4
64	A FUENTE DE GUARDAS	392865	4271554	Pb	"Alcudiense Inf."	40	filoniana	4
65	EQUIS	392665	4268599	Pb	"Alcudiense Inf."	80	filoniana	4
66	LA TORTOLA (ZETA)	393396	4269119	Pb	"Alcudiense Inf."	55	filoniana	4
67	LOS AVENTURADOS	393457	4268907	Pb	"Alcudiense Inf."	80	filoniana	4
68	LA ERVIDIA	393291	4270390	Pb	"Alcudiense Inf."	95	filoniana	4
69	SAN ANDRES	393983	4269648	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
70	PRECAUCION	395476	4268360	Pb, Zn	"Alcudiense Inf."	75	filoniana	1
71	LA PETACA	391043	4268126	Pb, Zn	"Alcudiense Inf."	75	filoniana	1
72	SAN PERMIN	369808	4267984	Pb	"Alcudiense Inf."	90	filoniana	4
73	LA ZARZA	390215	4265807	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
74	A DE LAS MILANERAS	387368	4269100	Pb	"Alcudiense Inf."	50	filoniana	4
75	CASA LAS MILANERAS	387762	4269102	Pb	"Alcudiense Inf."	75	filoniana	4
76	CASA HATO DE GARRO	386198	4268126	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
77	LAS CHORRERAS	381803	4269324	Pb	"Alcudiense Inf."	65	filoniana	4
78	PEDRO MORILLO	382955	4268900	Pb	"Alcudiense Inf."	75	filoniana	4
79	PEDRO MORILLO	383101	4268465	Pb	"Alcudiense Inf."	50	filoniana	4
80	A DE PEDRO MORILLO	383991	4269162	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
81	ARROYO CERROSATO	383866	4263777	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
82	LAGUNA DEL RETANAR	391849	4280425	Pb, Zn	"Alter. Volcanes"	42	filoniana	3
83	EL BURCIO	393699	4268125	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
84	LA LLAVE	381616	4275441	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
85	NINA ENCONRACION	381730	4276139	Pb	"Alcudiense Inf."	55	filoniana	4
86	JUPITER	390950	4265013	Pb	"Estrat. Fochico"	55	filoniana	4
87	SAN GERMAN	373202	4265013	Pb, Ag	"Estrat. Fochico"	70	filoniana	4
88	EL GUANO	381627	4265013	Pb	"Alcudiense Inf."	75	filoniana	4
89	LAS PRESILLAS	381308	4270308	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
90	MACACATE/EL PORVENIR	381629	4270840	Pb	"Alcudiense Inf."	50	filoniana	4
91	LAS PRESILLAS	380961	4272210	Pb	"Alcudiense Inf."	42	filoniana	4
92	LA VEREDILLA	382372	4277582	Pb, Zn	"Alcudiense Inf."	50	filoniana	4

Tabla1 (continuación)

NUMERO	NOMBRE O PARAJE	COORDENADAS U. T. M.		SUBSTANCIAS BENEFICIADAS	UNIDAD LITOLÓGICA ENCANTANTE	DIRECCION ESTRUCTURA	MORFOLOGIA	GRUPO TIPOLOGICO (según PALERO, 1991)
		X	Y					
93	LOS ANGELES	379612	4277371	Pb	"Alcudense Inf."	70	filoniana	4
93	LOS ANGELES	379612	4277371	Pb	"Alcudense Inf."	110	filoniana	4
94	FEDERICO ORSTE	380204	4277428	Pb	"Alcudense Inf."	40	filoniana	4
95	FEDERICO ORSTE	380204	4277515	Pb	"Alcudense Inf."	40	filoniana	4
96	LA BELGICANA ORSTE	380488	4277692	Pb	"Alcudense Inf."	70	filoniana	4
97	LA BELGICANA ORSTE	380488	4277692	Pb	"Alcudense Inf."	65	filoniana	4
98	SAN RAMON	378252	4276348	Pb	"Alcudense Inf."	70	filoniana	4
98	SAN RAMON	378252	4276348	Pb	"Alcudense Inf."	110	filoniana	4
99	SAN CARLOS	377558	4276463	Pb	"Alcudense Inf."	85	filoniana	4
100	CASA DE TRES VENTAS	376451	4278313	Pb, Zn	"Alcudense Inf."	75	filoniana	1
101	MINA TRES VENTAS	377915	4279227	Pb, Zn	"Alcudense Inf."	140	filoniana	1
102	CASA DE TRES VENTAS	378223	4279467	Pb, Zn	"Alcudense Inf."	125	filoniana	1
103	MALOGRADO	375667	4277925	Pb	"Alcudense Inf."	40	filoniana	4
104	LA CARRA	374909	4278787	Pb	"Alcudense Inf."	160	filoniana	4
105	MINA DE LOS DOLORES	377869	4274725	Pb	"Alcudense Inf."	67	filoniana	4
106	LA BIENVENIDA	368224	4279235	Pb	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
107	MINAS DE SAN MARCOS	369141	4277634	Pb	"Alcudense Inf."	90	filoniana	4
108	VILMATA ALTA	369284	4277757	Pb	"Alcudense Inf."	80	filoniana	4
109	VILMATA ALTA	369510	4277474	Pb	"Alcudense Inf."	50	filoniana	4
110	HOYAS DE SAN BLAS	370159	4276403	Pb	"Alcudense Inf."	80	filoniana	4
111	CASAS DE SAN BLAS	370986	4276667	Pb	"Alcudense Inf."	50	filoniana	4
112	CASA DEL RASILLO	371308	4277006	Pb	"Alcudense Inf."	50	filoniana	4
113	CASA DEL RASILLO	371176	4277425	Pb	"Alcudense Inf."	65	filoniana	4
114	CASA DEL RASILLO	370639	4277158	Pb	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
115	MOROTERAS	376593	4275518	Pb	"Alcudense Inf."	55	filoniana	4
116	MOROTERAS	376139	4275395	Pb	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
117	MOROTERAS	376102	4275263	Pb	"Alcudense Inf."	67	filoniana	4
118	MOROTERAS	376829	4274737	Pb	"Alcudense Inf."	175	filoniana	4
119	ARROYO DEL MESTO	369696	4273703	Pb	"Alcudense Inf."	55	filoniana	4
120	ARROYO DEL MESTO	370057	4273223	Pb, Ag	"Alcudense Inf."	40	filoniana	4
121	CERRO VERDE	378450	4269062	Pb, Ag	"Alcudense Inf."	90	filoniana	4
122	LA PASTORA	378292	4270053	Pb	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
123	MORDEQUIL	379170	4270559	Pb	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
124	MORDEQUIL	380468	4270820	Pb	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
125	MORDEQUIL	380857	4271331	Pb	"Alcudense Inf."	60	filoniana	4
126	MORDEQUIL	381056	4270724	Pb	"Alcudense Inf."	70	filoniana	4

Tabla1 (continuación)

NUMERO	NOMBRE O PARAJE	COORDENADAS U. T. M.		SUBSTANCIAS BENEFICIADAS	UNIDAD LITOLÓGICA ENCALAJANTE	DIRECCION ESTRUCTURA	MORFOLOGIA	GRUPO TIPOLOGICO (según PALERO, 1991)
		X	Y					
127	MORUEQUIL	381061	4270548	Pb	"Alcudiense Inf."	65	filoniana	4
128	MORUEQUIL	381217	4270995	Pb	"Alcudiense Inf."	45	filoniana	4
129	LAS CHORRERAS	382316	4270931	Pb	"Alcudiense Inf."	55	filoniana	4
130	QUINTO DEL RIO	384067	4271442	Pb	"Alcudiense Inf."	70	filoniana	4
131	QUINTO DEL RIO	384067	4271442	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
132	ARROYO DEL ROYAR	367867	4274750	Pb, Zn	"Alcudiense Inf."	120	filoniana	1
133	LAS TRESCIENTAS	371245	4275265	Pb	"Alcudiense Inf."	45	filoniana	4
134	LOS QUINTILLOS	379023	4274003	Pb	"Alcudiense Inf."	45	filoniana	4
135	LOS QUINTILLOS	379400	4273601	Pb, Zn	"Alcudiense Inf."	45	filoniana	4
136	PINCA MORTERAS	378239	4274823	Pb	"Alcudiense Inf."	55	filoniana	4
137	LOS QUINTILLOS	377377	4273659	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
138	LOS QUINTILLOS	380096	4273623	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
139	LOS QUINTILLOS	379385	4273641	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
140	LOS QUINTILLOS	381586	4272646	Pb	"Alcudiense Inf."	85	filoniana	4
141	LAS CHORRERAS	382396	4272642	Pb	"Alcudiense Inf."	40	filoniana	4
142	LAS SISONERAS	382479	4272942	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
143	LAS SISONERAS	382479	4272942	Pb	"Alcudiense Inf."	80	filoniana	4
144	QUINTO DEL RIO	382699	4270984	Pb	"Alcudiense Inf."	65	filoniana	4
145	CERRO ALMAGRE	394414	4272425	Pb	"Alcudiense Inf."	47	filoniana	4
146	LA SALVADORA	369713	4262897	Pb, Ag	"Estrat. Pochico"	90	filoniana	4
147	ALDEA EL HORCAJO	369713	4262897	Pb, Ag	"Estrat. Pochico"	50	filoniana	4
148	ARROYO DEL TANAJAR	373344	4263822	Pb	"Estrat. Pochico"	47	filoniana	4
149	ESCUILLAJA	386144	4270538	Pb	"Alcudiense Inf."	45	filoniana	4
150	ESCUILLAJA	388668	4272284	Sb, Zn	"Alcudiense Inf."	45	filoniana	4
151	PINCA MALOGRADO	388065	4271919	Ba	"Alcudiense Inf."	45	filoniana	4
152	TRES VENTAS	376282	4277725	Pb	"Alcudiense Inf."	60	filoniana	4
153	TRES VENTAS	378379	4280288	Pb	"Alcudiense Inf."	90	filoniana	4
154	TRES VENTAS	378379	4280288	Pb	"Alcudiense Inf."	140	filoniana	4
155	TRES VENTAS	378233	4278125	Pb	"Alcudiense Inf."	170	filoniana	4
156	EL ESCORTAL	388744	4279656	Pb	"Alter. Volcanod."	--	estratoide	4
157	PINCA TRES VENTAS	377300	4265650	Pb	"Estrat. Pochico"	90	filoniana	4
158	EL CASTAÑO	377500	4280000	Pb, Zn	"Alcudiense Inf."	140	filoniana	1
159	MINA LOURDES	368800	4274725	Pb, Zn, Cu	"Alcudiense Inf."	130	filoniana	1
160	MINA LOURDES	395825	4279425	hulla	"Estefaniense B-C"	--	estratiforme	1

La minería tradicional en la Hoja ha estado centrada en la explotación de filones metalizados en plomo y, ocasionalmente, en plata y en cinc. De este tipo de indicios existen unos 150 casos, de los cuales solo han tenido verdadera importancia las minas de El Horcajo, La Veredilla y el grupo La Romanilla. La primera se halla en la parte SO del mapa, mientras que las otras dos se sitúan en el centro del valle de Alcudia, a uno y otro lado de la N-420. Otras minas de menor importancia, pero con cierta entidad, fueron Tres Ventas, Encarnación, La Emperatriz, La Reina, La Jarosa y La Petaca.

Otras sustancias metálicas encontradas en la Hoja han sido el cobre, que fue extraído principalmente en la mina de El Garbanzal; y el antimonio, que se benefició en un pequeño indicio en el arroyo del Tamujar.

Por último, en el extremo NE de la Hoja han existido explotaciones de carbón, las cuales trabajaron el extremo occidental de la cuenca hullera de Puertollano. Se trata de la mina Lourdes, que ha sido la última mina activa en la Hoja y que cerró en el año 1991.

Desde el punto de vista metalogénico las indicios encontrados de Pb-Zn presentan tres tipologías diferentes, que pertenecen a los tipos I, III y IV 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 de Tres Ventas, la cual es, a su vez, el yacimiento utilizado como modelo de la tipología por dichos autores. Las del tipo III solo presentan un caso en la Hoja, un pequeño indicio situado junto al río Ojailén, y se trata de una mineralización de cuarzo con esfalerita y galena, con una forma irregular emplazada en los materiales piroclásticos de las "Alternancias Volcanosedimentarias". Los yacimientos del tipo IV son los más abundantes en la Hoja y a el 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.

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. Por último, los yacimientos del tipo IV se forman por un fenómeno hidrotermal a gran escala, relacionado con los intrusivos de la región (PALERO, 1991 y PALERO *et al.*, 1992).

## 7.2. CANTERAS

En la Hoja de Brazatortas existe un reducido número de canteras, las cuales se hallan inactivas. La más importante ha sido la del volcán del Retamar, realizada para la obtención de basaltos para balasto de ferrocarril. El resto de labores han sido realizadas para la obtención de áridos para carreteras. Las más importantes de estas canteras de áridos son la que hay junto al pueblo de Brazatortas y la del puerto Pulido.

## 7.3. HIDROGEOLOGÍA

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

El Instituto Nacional de Meteorología, dispone de una red de control regional relativamente amplia, limitada en esta zona a tres estaciones (n<sup>os</sup> 5301, 5302 y 5037).

Las isotermas están comprendidas entre los 14° y 15° C, y los valores de evapotranspiración potencial, en media anual y para año medio son próximos a los 850 mm.

El área de estudio se encuentra dentro de un clima mediterráneo templado, y régimen de humedad mediterráneo seco.

El tercio occidental de la Hoja pertenece a la cuenca del Guadiana, y el resto a la del Guadalquivir, siendo en esta última donde se localizan las principales arterias fluviales, destacando el río Tablillas que forma parte de la cuenca del Jándula, regulado en el embalse de Montoro.

No existen estaciones de aforo en la red foronómica, ni estaciones de control de aguas superficiales.

Tampoco se localizan zonas clasificadas como húmedas, ni espacios naturales protegidos.

La Hoja de Brazatortas está caracterizada hidrogeológicamente por la carencia de acuíferos de interés, encontrándose fuera de la influencia de Unidades Hidrogeológicas de entidad. Las más próximas son las de Ciudad Real (04.05) en la cuenca del Guadiana, y las de Rumblar (05.25) y Sierra Morena (05.45) en la del Guadalquivir, aunque todas están a considerable distancia, sin ningún tipo de influencia.

La mayor parte de los afloramientos corresponden a materiales impermeables, o de muy baja permeabilidad, pertenecientes al Paleozoico, con algunos niveles poco desarrollados y de muy pobre rendimiento hidráulico, que pueden en algún caso muy puntual solucionar demandas de escaso valor.

Junto al mayor desarrollo del Paleozoico, los materiales pliocuaternarios incluyen la mayor parte de pozos y zanjas, aunque las gravas y cantos de los que están constituidos, están envueltos en una desarrollada matriz arcillosos-arenoso que limita considerablemente sus rendimientos.

El inventario de puntos de agua de la Hoja comprende un total de 11 sondeos, 6 pozos, 2 galerías y 6 manantiales, de los cuales 13 son recientemente incorporados. Los mayores caudales (Abril de 1997) son las galerías de drenaje producto de las obras del AVE, con 6 y 20 l/sg, si bien hay que tener en cuenta la bondad del año y fecha de aforo.

La profundidad de los sondeos oscila entre los 32 m y 141 m, aunque los caudales de extracción no suelen superar 1 l/seg.

Las muestras analizadas recientemente son en su mayoría procedentes de aguas que drenan depósitos cuaternarios, siendo bicarbonatadas magnésicas o sódicas, de buena calidad.

Los sondeos que atraviesan materiales paleozoicos, tienen calidades de aguas dispares.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

- ALÍA 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 nº 1 de Puertollano". *Bol. Geol. Min.*, vol. LX.
- ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LORENZO DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARÍA, J. Y SOLÉ, F.J. (1988). "Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbricos en la mitad suroccidental 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.; GIULIANI, A. Y VILLA, I. (1979). "Edades radiométricas K/Ar del vulcanismo de la Región Central Española". *Estudios Geol.*, 35: 131-135.
- ANCOCHEA, E. E IBARROLA, E. (1982). "Caracterización geoquímica del vulcanismo de la Región Volcánica Central Española". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)* Nº 80, pp
- 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 Monatshefte*, 1992, 519-541.

- BOUYX, E. (1970). "Contribution a l'étude des formations anté-Ordoviciennes de la meseta 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 Arenigiense-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.
- CALDERÓN, S. (1905). "Los volcanes de España. Ensayo de bosquejo sintético". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* N° 5; 335-342.
- 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. (1855). "La géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède". *Bull. Soc. Geol. Fr.*, t. 12, vol. 5, pp.774-785.
- CASTELLÓ, 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, 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 LARA, V.; TAMAIN, G. (1971). "Mise en évidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena centrale (Espagne)". *C. R. Acad. Sci., Sér. D, Sci. Nat.*; 272: 688-690, 1 fig. Paris.

- 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.
- 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 paléoécologique".
- FUGANTI, A. & SERPAGLI, E. (1968). "Geological remarks on Urbana Limestone and evidence for its Upper Ordovician age by means of Conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain)". *Bol. Soc. Geol. Ital.*, vol 87, pp. 511-521.
- GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1993 a). "Las pistas fósiles del Alcudiense superior en el anticlinal de Ibor. Consideraciones cronoestratigráficas". *Geogaceta*; 13: 33-35. Madrid.
- GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1993 b). "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.; PIEREN PIDAL, A. P.; OLIVÉ DAVÓ, A.; CARBAJAL MENÉNDEZ, A.; DE LA FUENTE KRAUSS, J. V.; MORENO, F.; CANTOS ROBLES, R. Y LIÑÁN, E. (2008). "Memoria de la Hoja 779 "Villanueva de La Serena". Mapa Geol.España 1:50.000", 2ª Ser. (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. (iné.).
- 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 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. 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.; 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.
- 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.
- 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 Vorkommenn im Ordovizium von Spanien". *Senckenbergia-na 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 extranjeras sobre geología de España*).
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1912). "Itinerario geológico de Toledo a Urda". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, 1: 5-46
- 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 RABANO, I. (eds.) "Paleozoico Inferior de Ibero-América". Univer. 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 région d'Almadén-Alma-denejos". Thèse 3<sup>ème</sup> cycle. Univ. Paris Sud. Centre d'Orsay.
- LEUTWEIN, J.; SAUPE, F.; SONET, J. ET BOUYX, E. (1970). "Première mesure géochronologique 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". *II Congreso Nacional de Geología. Granada. Comunicaciones*, vol. 1, pp.115-118.

- LOTZE, F. (1946 trad. 1970). "El Cámbrico de España". *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*, t. 76, pp.1-245.
- LOTZE, F. (1956). "Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung". *Geotektonische Simposium zu Ehren von H. Stille*: 128-139. Stuttgart.
- MAREK, L. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (En prensa). "Middle Ordovician Hyoliths from Spain". *Journal of Paleontology*.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976). "Las "Capas de Transición", Cámbrico inferior y otras series pre-ordovícicas (¿Cámbrico Superior?) en los Montes de Toledo surorientales, Toledo, España". *Estudios Geológicos*; 32: 591-513. Madrid.
- 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 Y MOLINA, E (1989). "Montes de Toledo y Extremadura. Mapa del Cuaternario de España". ITGE, Madrid.
- MATTAUER, M. (1976). "Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre". Ed. Omega. Barcelona.
- MOLINA BALLESTEROS, E. (1974). "Campo de Calatrava (en submeseta meridional. Campo de Calatrava por E. Molina, E. Aguirre y J. Morales)". *Coloquio Int. sobre bioestrat. cont. del Neogeno, sup. y Cuaternario inf. Libro guía*. pp. 215-244.
- 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*
- MOLINA CÁMARA, 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.
- MONTERERÍN 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.
- MORENO, F. (1977 a). "Estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*.
- MORENO, F. (1977 b). "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. Y SANTAMARÍA CASANOVAS, J. (1988b). "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 LODEIRO, 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 VIZCAÍNO, 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.
- OVTRACHT, A. ET TAMAIN, G. (1970). "Tectonique en Sierra Morena (Espagne)". *C. R. Acad. Sci., Sér. D, Sci. Nat.*; 270: 2634-2636, 1 fig. Paris.
- OVTRACHT, A. Y TAMAIN, G. (1970). "Essai tectonique en Sierra Morena (Espagne)". *Congr. Nat. soc. savantes. Sciences*, Reims; C 95, T1: 305-327.
- 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 lám. Madrid.
- PALACIOS MEDRANO, T. Y 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. & MOCZYD'LOWSKA, M. (1996 a). "Palaeontological record of the Neoproterozoic-Lower Cambrian in Iberia - biochronological and palaeobiogeographical implications". *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups*: 110-113, 2 fig. Spain.
- PALACIOS MEDRANO, T.; VIDAL, G.; MOCZYD'LOWSKA, M. y LIÑÁN, E. (1996 b). "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.; MARTIN-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 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.
- PARDO, M.V. Y GARCIA ALCALDE, J.L. (1984). "Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España)". *Trabajos de Geología*, t. 14, pp. 79-120.
- 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 LANCHI, 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. ET GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1986). "Nouvelles données sur la discordance intrapré cambrienne dans la Vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique Méridional, Espagne)". *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, A.P.; PINEDA, A. Y HERRANZ, P. (1987). "Discordancia intraprecámbrica en el anticlinal de Agudo (Ciudad Real-Badajoz). *Geogaceta*, vol. 2, pp. 26-29.
- PIEREN PIDAL, A. P. Y HERRANZ ARAÚJO, P. (1988). "Presencia y Caracterización del "Alcudiense Superior" (Vendiense) en el entronque de La Serena y el Valle de Alcudia (Este de la Provincia de Badajoz)". *Temas Geol. Min.*; 9: 91-100, 2 fig. Madrid.
- PILLOLA, G. L. ET 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 région d'Aldequemada (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.

- RABANO, I. (1988). "Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española". *Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid*, 3 vols., 621 págs. (iné.).
- RABANO, I. (1989). "Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I: Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos". *Beol. Geol. y Min.*, 100 (3):307-338.
- RABANO, 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 à 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 & DORÉ, F. (1988). "The Late Ordovician diamictitic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., vol 66, pp. 19-31.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J., Y DÍAZ DEL OLMO, F. (1994). "Macizo Hespérico Meridional". *En: Gutiérrez Elorza, M. Ed. 1994, Geomorfología de España. Editorial Rueda*, pp. 101-122.
- 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. Salmat.*, 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 LANCH, 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. & PEREJÓN, A. (1990). "Central-Iberian Zone. Ante-Ordovician Stratigraphy". In DALLMEYER, R.D. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.): "Pre-Mesozoic Geology of Iberia", pp. 147-159. *Springer-Verlag*. Berlín.
- 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 série ordovicienne et silurienne d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne). Point des connaissances actuelles". In: colloque ordovicien-silurien Brest. *Mem. B. R. G. M.*, vol 73, pp. 355-365.
- SAUPÉ, F. (1973). "La Géologie du gisement de mercure d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne)". *Sciences de la Terre*, nº 29, B.R.G.M.
- SWIFT, F.J.P. (1976). "Continental shelf sedimentation. Marine sediment transport and 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 Orientale, Espagne". Thèse 3<sup>ème</sup> 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.

- 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. (1994 a). "Neoproterozoic-early Cambrian geology and paleontology of Iberia". *Geol. Mag.*, vol. 131(6), pp. 729-765.
- VIDAL, G.; PALACIOS MEDRANO, T.; MOCZYDŁOWSKA, M. & LORENZO ÁLVAREZ, 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. (1994 b). "Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcludian 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 a). "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. Y 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. ET PIEREN PIDAL, A. P. (1986 b). "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.
- VILAS MINONDO, L. & SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A. (1990). "Stratigraphy, Introduction. Pre-Mesozoic Geology of Iberia". R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York: 145-146. Heidelberg.
- 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 978-84-9138-008-5



9 788491 380085