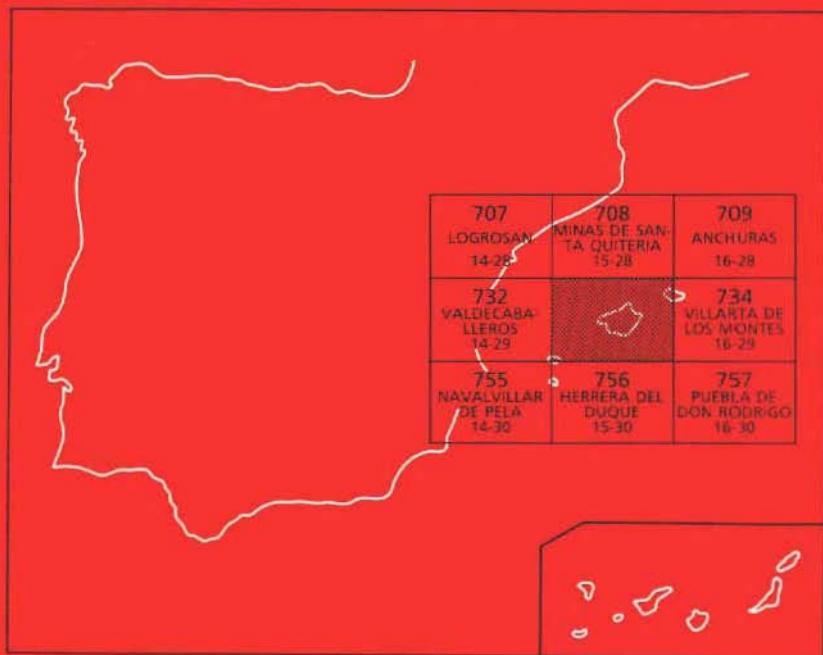


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



CASTILBLANCO

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

**Instituto Tecnológico
GeoMinero de España**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

CASTILBLANCO

Primera edición

MADRID, 1989

Fotocomposición: RHEA Consultores, S.A.

Imprime: Gráficas MAWIJO, S.A.

Depósito legal: M-17377-1989

NIPO: 232-89-010-6

La presente Hoja y memoria han sido realizadas por COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A. (CGS) y el consorcio MINAS DE ALMADEN Y ARRAYANES, S.A.-INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (M.A.Y.A.S.A.-I T G E) durante 1986, bajo normas, dirección y supervisión del I T G E.

HAN INTERVENIDO

CARTOGRAFIA

- E. Piles Mateo (CGS) (Cartografía del Paleozoico) y F. Nozal Martín (M.A.Y.A.S.A.-I T G E) (Cartografía del Precámbrico).

SEDIMENTOLOGIA Y SECCIONES ESTRATIGRAFICAS DEL PALEOZOICO

- A. Olivé Davó (CGS), J. M. Portero García (CGS) y C. Dabrio González (UNIV. SALAMANCA).

SEDIMENTOLOGIA Y SECCIONES ESTRATIGRAFICAS DEL PRECAMBRICO

- F. Nozal Martín y J. Picart Boira (M.A.Y.A.S.A.-I T G E).

TECTONICA

- M. Alvaro López (CGS) y F. Nozal Martín (M.A.Y.A.S.A.-I.T.G.E.).

PETROGRAFIA

- M. J. Aguilar Tomás (CGS).

PALEONTOLOGIA

- J. C. Gutiérrez Marco (UNIV. COMPL. MADRID) e I. Rábano (UNIV. COMPL. MADRID).

MEMORIA

- E. Piles, J. M. Portero García, M. Alvaro López, F. Nozal Martín, J. Picart Boira y C. Dabrio González.

COORDINACION Y DIRECCION POR CGS

- J. M. Portero García.

DIRECCION Y SUPERVISION POR EL ITGE

- J. M.^a Barón y Ruiz de Valdivia (ITGE) y Victorio Monteserín López. (ITGE).

INDICE

	Pág.
0. INTRODUCCION	9
1. ESTRATIGRAFIA	12
1.1. PRECAMBIO SUPERIOR	12
1.1.1. Unidad inferior	15
1.1.1.1. Serie grauváquico-pelítica alternante (3). Rifeense superior-Vendiense	15
1.1.1.2. Serie limolítico-pelítica con potentes tramos desorganizados (4). Rifeense superior-Vendiense	18
1.1.1.3. Conglomerados (5). Rifeense superior-Vendiense	19
1.1.2. Unidad superior	20
1.1.2.1. Limolitas y Pelitas bandeadas (6). Vendiense	21
1.1.2.2. Calizas y calcoesquistos (7). Vendiense	21
1.1.2.3. Areniscas y cuarcitas (8). Vendiense	22
1.1.3. Interpretación sedimentológica	23
1.2. PALEOZOICO	24
1.2.1. Ordovícico	25

1.2.1.1.	Las series del Ordovícico inferior en los Montes de Toledo. Cronoestratigrafía .	25
1.2.1.2.	Areniscas, cuarcitas y pizarras (10). Conglomerados cuarcíticos, areniscas conglomeráticas y cuarcitas (9). Capas intermedias. Ordovícico inferior	26
1.2.1.3.	Ortocuarcitas (Facies Armoricanas) (11). Arenigiense	31
1.2.1.4.	Areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Alternancias de Pochico (12). Arenigiense-Llanvirniense	33
1.2.1.5.	Pizarras con <i>Neseuretus</i> (13). Llanvirniense-Llandeiloiense	36
1.2.1.6.	Areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Areniscas de los Rasos (14). Llandeiloiense	38
1.2.1.7.	Pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas (15). Llandeiloiense superior	39
1.2.1.8.	Cuarcitas. Intercalaciones de cuarcitas y pizarras. Cuarcita de Canteras o Botella (16). Llandeiloiense superior-Caradoc inferior	40
1.2.1.9.	Pizarras intermedias o de Cantera (17). Caradoc inferior	42
1.2.2.	Ordovícico superior y Silúrico	42
1.2.2.1.	Grauvacas con cantos cuarcíticos dispersos. Pelitas con fragmentos (18). Ordovícico superior-Silúrico inferior (Ashgillien- se superior-Llandoveryense inferior)	42
1.2.2.2.	Cuarcitas de Criadero (19). Silúrico inferior (Llandoveryense)	43
1.2.2.3.	Pizarras negras. Ampelitas (20). Silúrico (Llandovery superior)	44
1.2.3.	La sucesión del Ordovícico y Silúrico	45
1.3.	Plioceno y Cuaternario	45
1.3.1.	Conglomerados de cuarcita, fangos edafizados (21). Plioceno inferior	48
1.3.2.	Gravas cantos y bloques de cuarcita con arenas y limos. Raña (22). Plioceno superior-Pleistoceno inferior	48
1.4.	Cuaternario	49
1.4.1.	Gravas, cantos poligénicos, limos y arcillas. Glacis (23). Pleistoceno	50

1.4.2.	Gravas cantos poligénicos y arenas. Terrazas (24)	50
1.4.3.	Gravas, cantos y bloques de cuarcita (Coluviones) (25). Pleistoceno-Holoceno	50
1.4.4.	Gravas, cantos y bloques angulosos de cuarcita (Pedreras) (20). Holoceno	51
1.4.5.	Gravas y cantos poligénicos, arenas (Aluvial) (27). Holoceno	51
2.	TECTONICA	52
2.1.	TECTONICA REGIONAL	52
2.2.	DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA	52
2.2.1.	Los materiales	53
2.2.2.	Las fases de deformación	54
2.2.3.	Dominios estructurales	61
2.3.	CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES	65
3.	GEOMORFOLOGIA	66
3.1.	LAS SIERRAS CUARCITICAS Y ALTAS SUPERFICIES	66
3.2.	LAS DEPRESIONES DE CIJARA Y DEHESA DE LAS NAVAS	67
3.3.	LAS DEPRESIONES DE GARCIA DE SOLA-VALLE DEL GUADIANA Y GUADALEMAR	68
3.4.	LAS PLATAFORMAS DE LA RAÑA Y RELIEVES SOBRE MATERIALES TERCARIOS	68
3.5.	EVOLUCION DEL RELIEVE	69
4.	PETROLOGIA	70
4.1.	ROCAS SUBVOLCANICAS	70
4.1.1.	Metabasitas (1)	70
4.2.	ROCAS FILONIANAS	71
4.2.1.	Filones de cuarzo (2)	71
5.	HISTORIA GEOLOGICA	71
6.	GEOLOGIA ECONOMICA	77
6.1.	MINERIA	77
6.2.	CANTERAS	78
6.3.	HIDROGEOLOGIA	78
7.	BIBLIOGRAFIA	79

0. INTRODUCCION

La Hoja topográfica de Castiblanco n.º 15-29, se sitúa casi en su totalidad en la provincia de Badajoz, ya que tan sólo unos 10 km² de la esquina NO pertenecen a la provincia de Cáceres.

Los núcleos de población por orden de importancia son: Herrera del Duque, Castiblanco, Helechosa de los Montes y Peloche, todos ellos situados en los bordes de Hoja, quedando el resto de la zona deshabitada a excepción de algunos caseríos en la zona de Cerro de Cabezo.

Cuenta con una escasa red viaria, tan sólo las carreteras de Alcocer a Santa Olalla del Cala (C-413) y la de San Martín de Valdeiglesias a Almadén (C-503). No obstante la zona tiene una serie de accesos forestales en la mitad oriental, de los que resalta la carretera forestal de Helechosa a Villarta.

Merecen especial mención como obra de ingeniería civil la presencia de los embalses de García de Sola y el de Cíjara; así como la Central Nuclear de Valdecaballeros recientemente terminada.

La zona pertenece a la cuenca hidrográfica del Guadiana, sobre cuyo cauce se sitúan los embalses anteriormente citados, a favor de las cerradas formadas por las sierras cuarcíticas armorianas.

Son numerosos los arroyos en toda la Hoja, si bien su funcionamiento es estacional, ya que en épocas de estío, la mayoría de los cauces están secos. Citaremos como más importantes el arroyo de Guadalupejo,

cuyo final de cauce está cubierto por parte de la cola del Embalse de García de Sola y en cuya margen derecha se asienta la Central Nuclear de Valdecaballeros; arroyo de Benazaire, que con dirección casi E-O bisela las sierras paleozoicas: Arroyo Pelochejo, etc.

Haciendo abstracción de los depósitos cuaternarios y sus formas generadoras de relieve, tres son los diferentes tipos de expresión morfológica existentes en la zona, resultado como es lógico de la naturaleza y disposición de las distintas unidades litológicas. En primer lugar, destaca una zona suave, alomada, con cotas comprendidas entre 400 y 500 m. La forma un conjunto rocoso bastante homogéneo: pizarras, grauvacas, areniscas, de edad Precámbrica. Las intercalaciones más compactas, en general de escasa potencia, como cuarcitas, conglomerados, calizas, etc., no llegan a incidir de una manera destacada en la morfología general.

Sobre esta superficie emergen fuertes crestones de naturaleza cuarcítica que nos ponen en contacto con las series paleozoicas, de paisaje abrupto, constituido por sierras y alineaciones montañosas con dirección NO-SE. Como es norma en todo el hercínico de la península, son las cuarcitas de facies Armoricana las que configuran este característico paisaje y generan a su vez las cotas más elevadas, con fuertes resaltes cuyas laderas se encuentran cubiertas por gran cantidad de derrubios, coluviones y canchales, producto de la denudación de estos relieves. Los puntos de máxima cota, a su vez vértices geodésicos son: Cantos Negros (862 m), Rinconada (769 m), Casiano (765 m), Cerro del Cubo (759 m), Castellón (701 m), Azuche (691 m), etc., todos ellos asentados en los relieves cuarcíticos en facies Armoricana. Una vez más, estos bancos cuarcíticos constituyen un magnífico nivel de control estructural, ya que debido a la dificultad en diferenciar las formaciones a techo y muro de éstos, dada la gran similitud de facies que presentan a veces, unido a los recubrimientos y desarrollo de vegetación, sería muy difícil de determinar la estructura de muchas áreas.

No obstante, otros niveles cuarcíticos paleozoicos, si bien sin la espectacularidad de los ya citados, dan lugar a marcados resaltes, como el Cerro del Cabezo.

Tanto sobre la «Llanura Precámbrica», como adosadas a las laderas de las sierras, aparecen morfologías de mesa. Son las típicas formaciones conocidas tanto en la bibliografía regional como en el paisaje de los Montes de Toledo como «Las Rañas». Se trata de depósitos asociados a glacis derivados de la meteorización de las sierras cuarcíticas, situados entre los 500 y 600 m.

Por último y como resultado de la degradación de los depósitos de Raña y pliocénicos, se originan glacis-terraza con cotas entre los 400 a 420 m, situados a ambos márgenes del río Guadalupejo.

Desde un punto de vista geológico regional, la zona se enmarca, dentro del dominio hercínico, en la conocida como «Zona Centro Ibérica Meridional» de JULIVERT *et al.* (1972), resultado de la fusión de las zonas Galaico-Castellana y Lusitana-Alcudiente propuestas por LOTZE (1945), formando parte de los Montes de Toledo.

Estructuralmente, constituye la terminación sur-oriental del gran anticlinal Guadalupe-Ibor de dirección NO-SE, en cuyo núcleo se localizan Precámbrico, con una extensión que abarca un 50%, aproximadamente, del área de la Hoja. Los flancos de este Anticlinorio tienen su continuidad en las alineaciones de la Sierra de Peloche, al SO de la Hoja y las Sierras de Helechosa de los Montes.

Fue en 1876 con los trabajos de EGOZQUE y MALLADA cuando se iniciaron los primeros trabajos en la región, con el estudio de las formaciones paleozoicas de la zona del Guadarranque, alineación montañosa que con dirección NO-SE en estructura sinclinal presenta materiales ordovícicos y silúricos, cuya terminación correspondería con las Sierras anteriormente citadas de Helechosa de los Montes.

Hay que esperar hasta los trabajos de RAMIREZ y RAMIREZ, E. (1955, 1965) para contar nuevos e importantes datos de las Sierras de las Villuercas y de Guadarranque. Con este autor se inician, prácticamente, una serie de estudios e investigaciones, tanto nacionales como extranjeras, de los materiales paleozoicos y los precámbricos de la región.

De la pléyade de autores que han contribuido al conocimiento de la zona en diversas disciplinas, destacamos los siguientes: LOTZE (1956 a 1966) y su escuela formada por MACHENS (1954), MERTEN (1955), WEGGEN (1955), RANSWEILLER (1968), etc. con sus estudios de las zonas oriental y meridional de los Montes de Toledo, con una incidencia más marcada con las características tectónicas y estratigráficas de la región.

Entre los investigadores españoles no podemos dejar de citar una serie de autores, bien con temas de Tesis Doctoral o bien como trabajos locales o puntuales, que han contribuido al grado de conocimientos que tenemos sobre las formaciones presentes y su evolución en el tiempo.

Así en 1969 DE SAN JOSE, M. A. proporciona la cartografía y síntesis de la zona de las Villuercas (Montes de Toledo) y la Serena Extremeña.

GUTIERREZ ELORZA, VEGAS y CAPOTE (1970, 1971) realizan síntesis estratigráficas y algunas observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres.

MORENO (1974, 1975, 1977), Tesis Doctoral Univ. Madrid (1977) inédita y MORENO, VEGAS y MARCOS (1976) estudian las series del tránsito Precámbrico-Cámbrico y del Ordovícico inferior en el Anticinal de Valdela-casa.

En 1976, GIL CID, M. G. *et al.*, levantan un perfil lito y bioestratigráfico del Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque en base a faunas de trilobites y graptolites.

HERRANZ, P., SAN JOSE, M. A., y VILAS, L. (1977) describen las diferentes unidades del Precámbrico en los Montes de Toledo.

BRASIER, M. D., PEREJON, A., y DE SAN JOSE, M. A. (1979) describen brevemente los macrofósiles e icnofósiles que aparecen en una sucesión de cerca de 2.500 m por debajo de las calizas con arqueociatos y trilobites del Cámbrico inferior alto en el Anticlinal de Valdelacasa.

Por último ROBARDET, M., VEGAS, R. y PARIS, P. (1980) estudian los fósiles y las litofacies del techo del Ordovícico en los Sinclinales de Herrera del Duque y del Guadarranque.

Recientemente en el I.G.M.E. y la sociedad MINAS DE ALMADEN y ABRAYANES firman un convenio encaminado a la investigación geológico-minera de las formaciones Precámbricas del Macizo Hespérico. Los resultados obtenidos en el área que nos ocupa, tanto cartográficos como sedimentológicos, han sido aportados por dicha asociación.

1. ESTRATIGRAFIA

El registro estratigráfico de la Hoja se inicia con una potente serie, monótona y muy alterada que ha sido datada como Precámbrico (Rifeense superior-Vendiente inferior), en la que se intercalan series claramente turbidíticas con tramos colapsados y eslumpizados, denominados «facies desorganizadas». Tras la presencia de una discordancia angular se pasa a una formación con abundancia de niveles intercalados como cuarcitas, conglomerados y calizas, que han sido datadas como Vendiente inferior-superior.

A partir de estos depósitos se presentan las primeras formaciones del Paleozoico, discordantes sobre los materiales inferiores precámbricos representadas por una serie en general alternante de pizarras, areniscas y cuarcitas del Ordovícico inferior, careciendo por tanto de registro litológico perteneciente al Cámbrico. Continúa la sucesión estratigráfica en la presente Hoja hasta el Silúrico inferior, si bien en zonas limítrofes afloran materiales hasta el Devónico superior. A partir de esta edad no existe registro de materiales modernos, siendo necesario remontarse a edades Neógenas para volver a tener depósitos, que fosilizando un antiguo paleorrelieve, se extienden irregularmente por toda la región, ya sea sobre materiales paleozoicos o precámbricos.

1.1. PRECAMBRICO SUPERIOR

Los materiales correspondientes al Precámbrico afloran en el núcleo de las estructuras anticlinales, y fundamentalmente en la prolongación

y terminación SE del Anticlinal de Ibor-Guadalupe, que ocupa aproximadamente la mitad occidental de la Hoja. Aflora también, aunque con poca representación cartográfica, en las terminaciones Noroccidentales de los Anticlinales de Villarta-Navalpino y de Guadalemar, situados en el borde oriental de la Hoja.

Los límites cartográficos o flancos de estas estructuras, vienen perfectamente definidos por las series cuarcíticas discordantes del Ordovícico, que constituyen los relieves más importantes de la región.

Las series Precámblicas aparecen recubiertas por materiales Terciarios y Plio-cuaternarios que adquieren gran importancia al NO del Guadiana, no sólo en potencia sino en desarrollo superficial.

Desde el punto de vista estratigráfico se han diferenciado dos Unidades separadas por una discordancia de tipo erosivo y angular (NOZAL y GARCIA CASQUERO, 1985 *in litt*), dichas unidades presentan por tanto no sólo características estructurales diferentes, sino también sedimentológicas.

La Unidad Inferior, siempre de carácter monótono, está formada principalmente por grauvacas y pizarras, dispuestas de forma rítmica o en potentes tramos, a veces de aspecto masivo o «desorganizado». Su edad es Rifeense superior-Vendiense inferior.

Litoestratigráficamente la Unidad Inferior corresponde al «Grupo Domí Extremoño» (ALMADEN-I.G.M.E. Proyecto Hespérica), al «Alcudiense Inferior» de TAMAIN (1972) o al «Grupo Inferior» (Alcudiense Inferior) de SAN JOSE (1984). También equivaldría al denominado «Complejo esquisto-grauváquico» de CARRINGTON DA COSTA (1950), TEXEIRA (1955) en sentido estricto, aunque éste es un término que a la vista de los conocimientos estratigráficos actuales, debería dejar de usarse pues es demasiado amplio y ambiguo ya que engloba materiales de la Unidad Superior (discordantes) pertenecientes a otro ciclo o incluso más modernos, del Cámbrico Inferior datado.

La Unidad Superior, litológicamente más variada, está formada por pizarras limolíticas con frecuentes intercalaciones de conglomerados, cuarcitas y calizas. Esta Unidad corresponde al «Grupo Ibor-Navalpino» ALMADEN-I.G.M.E. a la «Serie de Hinojosa» de BOUYX (1962) y es también correlacionable con la «Unidad Superior» de NOZAL (1982) y MONTESERIN (1984), con el «Grupo Intermedio» (Alcudiense Superior) de SAN JOSE (1984). Representan el Vendiense medio-superior.

En la figura 1 se representan la sucesión y unidades cartográficas del Precámbrico aflorante en el Anticlinal de Ibor.

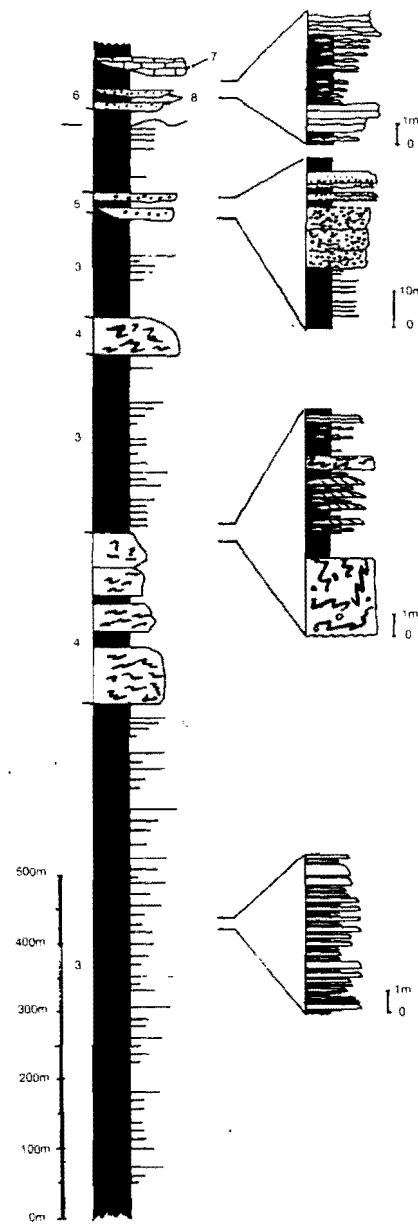


Fig.1. Serie esquemática del Precámbrico del Anticlinal de Ibor-Guadalupe.

1.1.1. Unidad Inferior

Aunque el conjunto de esta unidad se caracteriza precisamente por su monotonía y uniformidad litológica, se han distinguido dos litologías dominantes y una tercera (conglomerados) que, aunque con escasa representatividad, destaca claramente de las anteriores.

1.1.1.1. Serie grauváquico-pelítica alternante (3). Rifeense superior-Vendiense

La extensión cartográfica de estos afloramientos es enorme, pero los de calidad suficiente para hacer observaciones y realizar análisis sedimentológicos, quedan prácticamente restringidos a los afloramientos «lavados» del Embalse de García Sola o a los de los arroyos importantes, Pelochejo y Benazaire.

Los cortes estudiados muestran niveles arenosos (grauvacas), de potencia centi-decimétrica con geometría plano-paralela (excepcionalmente pueden aparecer capas métricas originadas por amalgamación de varios niveles), alternando con niveles limolítico-pelíticos. Aunque no se identifica una tendencia definida, se pueden llegar a reconocer secuencias estrato-crecientes.

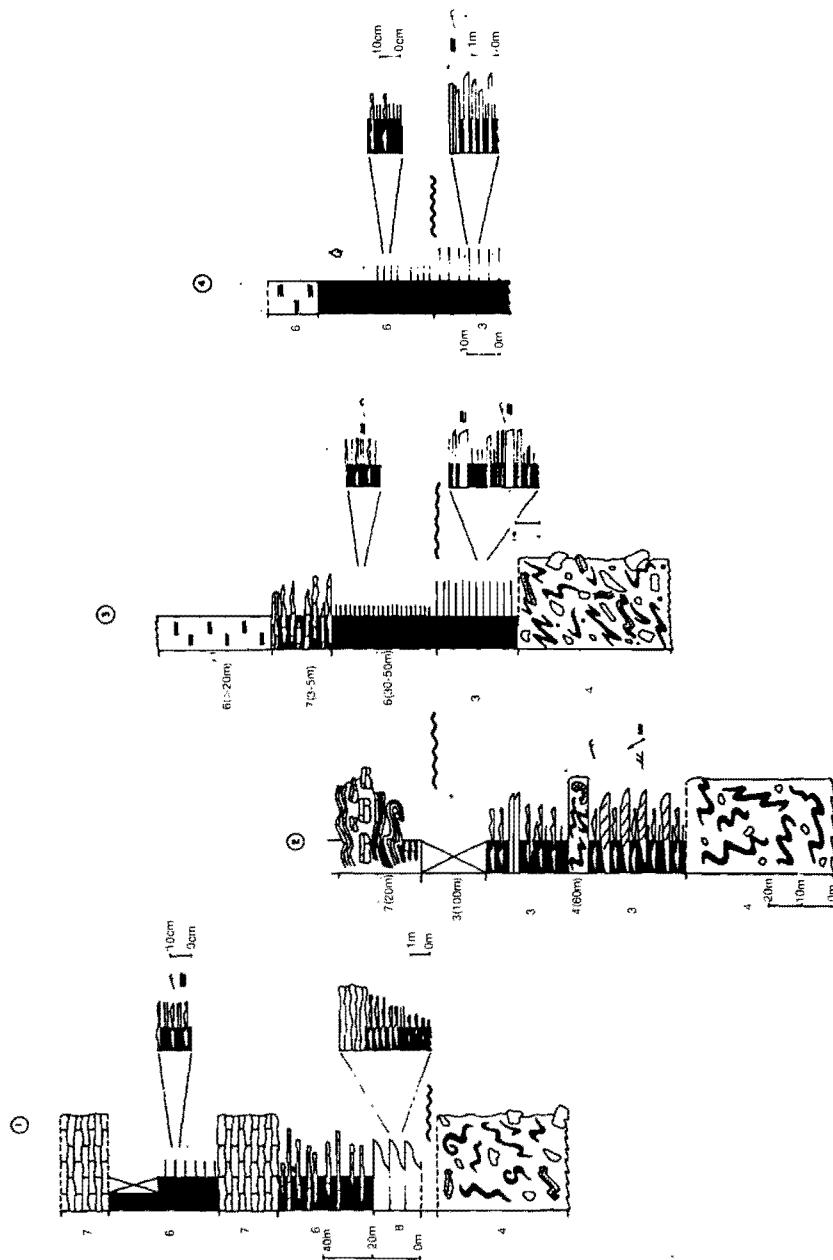
No son frecuentes ni variadas las estructuras sedimentarias observadas en estas capas arenosas; la granoclasificación, normalmente muy débil, viene marcada únicamente por un contacto a muro más neto (mayor contraste) que a techo; no se aprecian estructuras de muro, tan sólo y excepcionalmente pequeños *flutes*, escapes de aguas o débiles «hueillas de carga». En algunas capas aparecen también laminación paralela a techo (poco potente) y rara vez el intervalo de *ripples*.

Los tramos limolítico-pelíticos suelen presentar una laminación bien marcada (aunque la esquistosidad a menudo la enmascara) resaltada a veces por la intercalación de niveles arenosos milimétrico-centimétricos con tendencia a formar *ripples* de corriente (facies acintadas o *rubannée* de BOUYX).

En algunos cortes (2 por debajo de la discordancia, 6 ó 7) aparecen capas arenosas decimétricas de granulometría media a gruesa, laminación cruzada de media escala (sentido NO) con morfología de barra y continuidad lateral métrica, resultado de un transporte tráctivo (B2 MUT-TI) (Figs. 2 y 3).

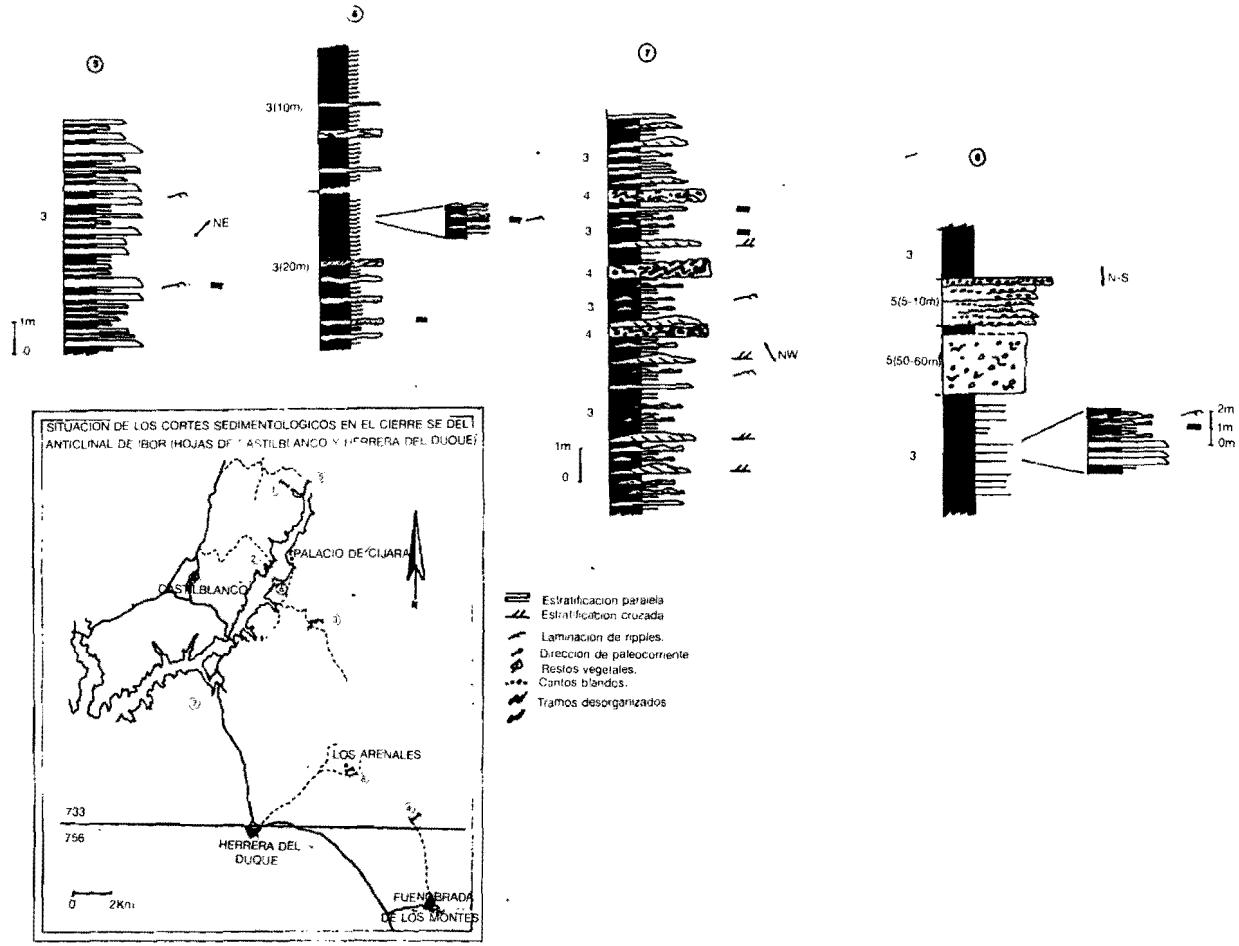
En los tramos más pelíticos aparecen niveles TBT (porcentaje arena/arcilla del 70-80%), algunas capas de tipo E y niveles de eslumpizados de espesor métrico.

Más hacia techo las capas arenosas tienen geometría paralela, es-



16 Fig.2. Anticinal de Ibor (Castilblanco 733 y Herrera del Duque 756). Cortes Sedimentológicos.

Fig. 3. Anticinal de Ibor (Castilblanco 733 y Herrera del Duque 756). Cortes Sedimentológicos.



peso centimétrico y predominantemente granulometría de fina a muy fina con laminación paralela y *ripples*.

El estudio microscópico revela que generalmente son arenitas de grano medio constituidas por granos de cuarzo, plagioclasas (5-15%) más o menos alterados, trazas de feldespato potásico alterado (excepcionalmente llegan a un 10%), micas en paso a epimatriz, óxidos de hierro de carácter detritico (desde trazas al 20%), probablemente por alteración de feldespatos, carbonatos y/o otros fragmentos de rocas, en abundante matriz sericítico-clorítica, orientada por esquistosidad, que es una epimatriz de alteración diagenética de feldespatos, micas y fragmentos de rocas lábiles, a menudo parcialmente silicificada por sílice microcristalina. Son frecuentes los niveles en que se observa una pequeña proporción (~10%) de fragmentos de rocas silíceas microcristalinas (sílex). Como minerales accesorios constantes cirón, turmalina y opacos. En ciertos niveles se aprecian trazas de albita y de carbonatos.

Cuando hay gradación en las capas, el muro está constituido por arenitas de composición similar a la descrita y el techo lo forman rocas microbandeadas con laminaciones limolíticas de granos de cuarzo, mica, matriz clorítica (50-60%) parcialmente silicificada y óxidos de hierro de carácter detritico (15%), con orientación paralela de granos y microbandas más lutíticas y ferruginosas que las anteriores.

En tramos más pelíticos las muestras corresponden a lutitas limolítico-arenosas, con micas y óxidos de hierro en que la matriz es clorítica, con orientación esquistosa. A veces filoncillos finos llenos de cuarzo y opacos que suelen marcar la esquistosidad. Pueden configurarse microbandeados entre estas lutitas y limolitas de composición próxima a las arenitas generales, apreciándose en alguna muestra, cómo la microbanda de granulometría más gruesa se dispone a techo del bandeado.

1.1.1.2. Serie limolítico-pelítica con potentes tramos desorganizados (4). Rifeense superior-Vendiense

A nivel cartográfico, se puede observar claramente en la mitad oriental de la antiforma un predominio de los materiales limolítico-pelíticos masivos que intercalan potentes tramos de aspecto desorganizado.

Las limolitas presentan laminación paralela o un ligero bandeado marcado por cambios de granulometría.

Los tramos desorganizados se presentan como pelitas muy esquistosadas entre las que aparecen lentejones, cantos y bolos más arenosos, ocasionalmente algo dolomíticos.

En general el «grado de desorganización» aumenta cuanto mayor es el predominio de los materiales finos; si predominan las grauvacas, la

estratificación está mal definida o distorsionada, careciendo las capas de continuidad lateral, presentando los afloramientos forma de «mogotes» de contactos difusos. Se trata de acumulaciones constituidas exclusivamente por material turbidítico recientemente depositado y posteriormente deslizado y desorganizado por cualquier causa de inestabilidad.

Los tramos desorganizados se correlacionan en paso lateral vertical y con turbiditas normales y *slumps* pelíticos.

Una única muestra de un «bolo» de arenisca, corresponde a una arenita-limolítica constituida por granos de cuarzo, con reliquias (5%) de plagioclasas en paso a epimatriz, granos de sílex (5%), óxidos de hierro (20%) de carácter detrítico a partir de carbonatos y/o feldespatos, micas alteradas, y epimatriz clorítico-serícita (35%), con orientación paralela de los granos y matriz. Aparece circon como mineral accesorio.

1.1.1.3. *Conglomerados (5). Rifeense superior-Vendiense*

Forman niveles discontinuos de algunos metros de espesor y del orden de centenares de metros de extensión lateral, intercalados con areniscas de grano medio-fino y limolitas.

Los niveles de mayor continuidad y potencia (50 m) aparecen en el flanco NE de la estructura, desde la mina (Sb) de Cañada Mojada hasta la casa de «Los Ayernales» (SO del Puerto de las Navas), continuándose hacia el SE con los que afloran al N de la casa de «Los Pizarrales». Niveles similares y por tanto correlacionables afloran también en el extremo noroeste del Anticlinal de Villarta Navalpino, ya cartografiados por RANSWEILLER (1967) y descritos también por M. A. SAN JOSE (1984) denominados «Conglomerados de Las Torrecillas».

La descripción del corte que mejor aflora, que es el de casa de «Los Ayernales» (8), sería la siguiente de muro a techo (Fig. 3):

- Alternancia de arenistas y pelitas, las capas arenosas tienen potencias centí-decimétricas, geometría planoparalela, granulometría fina a muy fina, laminación paralela y *ripples*.
- 50-60 m. Conglomerados de matriz arenosa abundante con cantos bien redondeados, mayoritariamente de cuarzo blanco (80%), lítitas y areniscas grauváquicas; el tamaño medio es de 3-5 cm, llegando al máximo hasta 12 cm de diámetro.
- Las condiciones de afloramiento no permiten determinar la geometría y organización interna de los mismos, pero parecen corresponder a un «*sandy debris flow*».
- 12-20 m, se distinguen dos niveles, el inferior (5-8 m) constituido por amalgamación de capas arenosas decimétricas y granulometría gruesa y microconglomerática, con granoclasicación positi-

va y cantes blandos en la base; lateralmente las capas se acuñan y se erosionan entre sí.

El nivel superior (8 m aprox.) está constituido por 3-4 niveles conglomeráticos (70-60 cm) intercalados entre areniscas de grano fino.

La naturaleza de los cantes y el tamaño de los mismos es similar a los del «debris flow» pero en este caso, la matriz (arena fina) es intersticial, estando los cantes en contacto (ortoconglomerados).

La dirección de paleocorrientes deducida de la disposición de los ejes mayores de los cantes es N-S.

En conjunto estos dos niveles se acuñan lateralmente y la morfología observada es de base canalizada y techo plano.

— Limolitas masivas.

Las muestras estudiadas son areniscas de grano medio formadas por granos de cuarzo, plagioclasas (10%) y micas en paso a epimatriz, trazas de albita, fragmentos de sílex (15%) y una importante fracción (hasta 20%) de fragmentos de rocas lábiles (en algún caso se reconoce que son grauvacas) en fase de «matrización». La matriz (25%) es clorítica muy silicificada por sílice microcristalina. Se observa tendencia a orientación paralela de los granos.

1.1.2. Unidad Superior

La Unidad Superior, discordante sobre la anteriormente descrita, está formada por un conjunto limolítico-pelítico de aspecto bandeados con intercalaciones de areniscas (a veces conglomeráticas), calizas y calcoesquistos; en las pelitas se han encontrado restos de algas macroscópicas clasificables dentro del grupo *Vendotaenide*.

Los afloramientos, constituyendo fundamentalmente sinclinales más o menos complejos o fracturados, se sitúan próximos al flanco NE del Anticinal de Ibor-Guadalupe, apareciendo cubiertos discordantemente tanto por el Ordovícico Inferior como por el Terciario.

La potencia de esta Unidad no supera los 150 m en el ámbito de la Hoja, pero hacia el NO, dentro de la misma estructura llega a superar los 700 m (Embalse de Valdecañas, Hoja 13-26; Puerto del Hospital del Obispo, Hoja 14-27).

En esta Hoja, la serie más completa, con los niveles más representativos y más potentes aflora desde el borde Norte de la misma (Arroyo del Rinconcillo) hasta el Embalse de García Sola, formando una estructura sinclinal fuertemente afectada por fracturas NNO-SSE.

Al SE del embalse, los niveles cuarcíticos ya no aparecen, y las calizas van progresivamente acuñándose (Sinclinal del Azuche-Jarillas). Más

hacia el SE desde el arroyo Pilones hasta Fuenlabrada de los Montes (Hoja 15-30) ya no afloran las calizas, estando la serie constituida exclusivamente por limolitas y pelitas.

1.1.2.1. *Limolitas y Pelitas bandeadas (6). Vendiense*

Esta litología se puede presentar masiva, de color verde azulado, y más frecuentemente en bancos decimétricos a métricos compactos, que dan resalte topográfico de colores amarillentos-rojizos en alteración; estos bancos están formados a su vez por láminas milimétricas o centimétricas plano-paralelas alternantes de diferente granulometría, compuestas por términos arenosos finos (limolitas) de colores pardo-grisáceo con laminación paralela y *ripples*, y pelitas de color gris-verde claro, a veces con abundante materia orgánica.

Cuando se alteran estas facies dan un característico aspecto acintado o bandeado «bicolor».

En los bancos más limolíticos la proporción arena/pelita oscila aproximadamente de 70-80% mientras que en los tramos pelíticos la relación baja hasta el 10% aprox. Estas finas alternancias parecen corresponder a turbiditas diluidas.

Microscópicamente son rocas microbandeadas en las que alternan nivellitos de limolitas formadas por granos de cuarzo (30-50%), óxidos de hierro de carácter detritico (5-20%) y matriz clorítico-sericítica, y nivellitos mucho más arcillosos (sericita) y ferruginosos. El bandeado suele estar modificado por esquistosidad.

1.1.2.2. *Calizas y calcoesquistos (7). Vendiense*

Los niveles carbonatados aparecen intercalados en el conjunto anterior (6).

El tránsito de las «facies terrígenas» a las «carbonatadas» es normalmente de forma gradual, apareciendo finas intercalaciones calcáreas entre las limolitas, que van aumentando en número y potencia hasta constituir un tramo carbonatado en el que, por lo general, siempre se mantienen finas intercalaciones centimétricas de limolitas o pizarras grises.

Las calizas, algo dolomíticas, con colores gris a marrón claro, aparecen estratificadas en bancos decimétricos (hasta 1 m) con superficie plana o suavemente ondulada; pueden ser masivas o con laminaciones atrubuidas a algas.

Los calcoesquistos, con laminación paralela muy marcada y aspecto poroso típico por alteración y lavado de los carbonatos, se presentan co-

mo niveles grises milimétricos a centimétricos carbonatados alternando con limolitas.

En el corte del Valle de Rinconcillo, donde el tramo carbonatado está más desarrollado, la potencia desde que empiezan a aparecer los primeros niveles carbonatados claros hasta el techo de los niveles más masivos, oscila entre 60-100 m.

Al microscopio son calizas recristalizadas, en mosaico xenotópico de cristales de tamaño medio-grueso de esparita con maclas polisintéticas con orientación y alargamiento de recristalización, en gran parte bioclástico, con sericita y óxidos de hierro intercristalinos (hasta el 20%) de distribución muy irregular.

Hay pocas microbandeadas (calco-esquistos) en las que alternan microbandas de esparita fina en mosaico xenotópico de cristales alargados y orientados, con sericita intersticial, y microbandas sericíticas. Las microbandas están deformadas por la esquistosidad.

1.1.2.3. Areniscas y cuarcitas (8). Vendiente

En el Valle del Rinconcillo, estos niveles afloran por debajo del tramo carbonatado; se reconocen bien en el campo, pues dada su mayor resistencia a la erosión originan pequeñas cornisas y resalte que sobresalen del resto de los materiales de la serie.

Litológicamente son areniscas groseras, a veces conglomeráticas, y areniscas cuarcíticas de grano fino con colores verde-grisáceos a pardorojizos por alteración. Algunas capas presentan bases erosivas o canalizadas y techos planos suavemente ondulados, internamente presentan laminación cruzada en surco (*festoon*). En el corte antes citado, este tramo (15-20 m de potencia) está constituido por varios ciclos negativos estratocrecientes de 2 a 5 m.

En la base de los ciclos aparecen capas milimétricas y centimétricas con laminación paralela y *ripples*, en ocasiones de oleaje; el porcentaje de arena es aprox. del 70-80%. A techo del ciclo las capas tienen espesor decimétrico (hasta 80 cm) y son areniscas cuarcíticas muy limpias de granulometría media a fina; internamente se distingue una laminación producto del oleaje. El contacto entre las capas es muy ondulado, sin peletas intercaladas, en muchos casos las capas se adaptan y se cortan unas a otras.

Lateralmente estos ciclos se acuñan, distinguiéndose una acrección a gran escala con morfología de barra.

Son areniscas finas y limolitas formadas por granos de cuarzo, plagioclasas (5-10%) en paso a epimatriz, granos de sílex (5%), micas y fragmentos de rocas lábiles muy alteradas a epimatriz (25-35%) clorítica, re-

cristalizada y orientada, localmente con «flecos de presión». En alguna muestra hay silicificación a partir de movilización de cuarzo por efecto de presión-solución. En otras, dentro de la epimatriz destacan pequeños «nódulos» de clorita ferruginosa que pueden provenir de la diagénesis de biotitas, fragmentos de rocas volcánicas, o estar en relación con fosfatos.

1.1.3. Interpretación sedimentológica

Por debajo de la discordancia se observan las siguientes características:

- La serie desorganizada constituida por «*slumps*», «*debris flows*» y «*mud flows*», estaría situada en una zona de talud, y la superposición de los diferentes eventos estarían provocados por inestabilidad gravitacional o tectónica. A techo de este tramo se encuentran capas arenosas tipo B2 y E, con «*slumps*» y «*debris flows*», que estarían situadas en una zona de «*by passing*». Las paleocorrientes nos indican un sentido de aporte NO.
- En otros cortes aparecen capas turbidíticas planoparalelas que serían asimilables a las facies de lóbulos, turbidíticas tipo 1 (senso MUTTI, 1985). El sentido de las paleocorrientes es hacia el NE.
- Al SO se encuentran dos canales arenosos y conglomeráticos, con dirección N de los aportes. Corresponden a canales turbidíticos.

En este momento la cuenca, en general, estaría abierta hacia el N.

Las características observadas por encima de la discordia son las siguientes:

En el N-NO del área estudiada se sitúan las facies más proximales representadas por barras de «*nearshore*» y niveles de calizas y calcoesquistos.

Hacia el S-SE uno de los niveles calcáreos desaparece y el otro se encuentra desorganizado con niveles de «*slumps*» de calcoesquistos y bloques de calizas, lo que indicaría que estamos en una zona inestable. En los cortes situados más al SE, ya no aparecen calizas.

El resto de la serie está representada por niveles limoso-arcillosos de decantación (zona con escasos aportes) y están situados en el SE, cortes 3-4, o por limolitas con intercalaciones de turbiditas diluidas (Fig. 2).

De acuerdo con las observaciones realizadas, estos materiales corresponden a una plataforma detrítico-carbonatada, en la que según la distribución de facies, las zonas más distales de la cuenca se situarían hacia el E-SE.

1.2. PALEOZOICO

Es frecuente que al tomar contacto con una región no conocida nos inunde una serie de nombres locales que nos dificulta en un principio la compresión de la secuencia litoestratigráfica de la zona. Tal es el caso de la zona que nos ocupa, pues la utilidad minera de alguna de las formaciones en un ámbito cercano, como es la zona de Almadén y a veces lejano, han dado lugar a una serie de nombres locales. Con el ánimo de evitar al lector una cierta confusión, describiremos los distintos tramos cartografiados con su edad y su denominación en la bibliografía regional.

Alternancias de areniscas, cuarcitas y pizarras del Ordovícico inferior número 10 de la leyenda: Capas Intermedias de LOTZE (1956), Formación de base, TAMAIN (1971-72), Niveau Rouge, Serie Púrpura, Lie de Vin.

Ortocuarcitas en facies Armoricana del Arenigense, número 11, Cuarcitas Armoricanas.

Areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras, Arenigense superior- Llanvirniense inferior, número 12 de la leyenda. Estratos Pochico, Alternancia Superior.

Pizarras con *Neseuretus*, Llanvirniense, número 13: Pizarras con Calymene, pizarras del Río (Jaén). Incluye también las Pizarras Guindo o Botella situadas por encima de las Areniscas de los Rasos.

Areniscas, cuarcitas y pizarras. Llanvirniense-Llandeiloense. Número 14 Areniscas de los Rasos. Cuarcitas inferiores.

Pizarras, areniscas y cuarcitas del Llandeiloense, número 15: Transición entre las Pizarras Botella (TAMAIN), o Guindo y las Cuarcitas Botella.

Cuarcitas, intercalaciones de cuarcitas y pizarras, Llandeiloense- Caradociense, número 16: Cuarcitas Botella, Cuarcitas de Cantera, del Guindo o de la Cierva.

Pizarras del Caradociense inferior, número 17: Pizarras Cantera, Pizarras Intermedias.

Grauvacas con cantos cuarcíticos dispersos del Ashgilliense, número 18 de la leyenda: Pelitas con fragmentos. ROBARDET *et al.* (1980).

Cuarcitas del Llandoveryense, número 19: Cuarcitas de Criadero, de Castellar o Majuelas, Cuarcitas Superiores.

Pizarras negras. Llandoveryense-Wenlockiense, número 20: Ampelitas, Pizarras con Graptolites.

A partir de esta formación no tenemos constancia de otras superiores, hasta los depósitos continentales terciarios, concretamente del Plioceno Inferior. Esta sucesión se completa con los materiales cuaternarios típicos de la región, coluviones, canchales, glacis, terrazas, etc.

1.2.1. Ordovícico

1.2.1.1. *Las series del Ordovícico inferior en los Montes de Toledo. Cronoestratigrafía*

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

La primera unidad, situada en este conocido corte por encima de la discordancia, corresponde a las denominadas «Capas Intermedias» («serie púrpura» o «serie coloreada»), que entre 30 y 50 m de su muro proporcionaron a MORENO *et al.* (1976) *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, *Rusophycus* sp. y *Diplichnites* sp. El primer icnofósil citado prosigue su representación en niveles más modernos de la unidad de forma esporádica, acompañado también por *C. goldfussi* (ROUALT) y abundantes *Skolithos* sp. Siguiendo a los mismos autores, la Cuarcita Armoricana suprayacente contiene una asociación de icnofósiles muy característica, que suma *C. rugosa* D'ORBIGNY a los ya mencionados *C. goldfussi* y *C. furcifera* representados en la unidad anterior. Por otra parte, es conocida la presencia de trilobites: *Asaphina* en las facies más puramente cuarcíticas de la Formación Cuarcita Armoricana del corte del río Estena.

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

dillera Ibérica resultarían «probablemente» Arenig en aquellos tramos que proporcionan exclusivamente *Cruziana* del grupo *rugosa*, cuyo registro comienza allí en la época mencionada.

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

Por último, los «Estados Pochico» que sirven de tránsito entre la Cuarrita Armoricana y las Capas con Tristani, no nos han proporcionado en el área de la Hoja más que restos de icnofósiles indeterminables. No obstante, en el corte del río Estena el tramo inferior de la unidad contiene extensos hiporrelieves de *C. goldfussi* (ROUAULT) y *C. furcifera* ferruginea de espesor centimétrico con braquiópodos inarticulados de aspecto Arenigense (*Lingulepis* sp.), así como raros trilobites (*Ogyginus armoricanus*) (TROMELIN y LEBESCONTE). La existencia de estos fósiles hace pensar que buena parte de la unidad corresponde todavía al Arenig, localizándose su límite con el Llanvirn en los niveles próximos al techo. Esta última consideración proviene del hallazgo de bivalvos del Llanvirn inferior en dicha posición estratigráfica dentro de la Hoja 18-28 (Las Gualdalerzas). De todos modos, la posición exacta de dicho límite no puede ser fijada hasta ahora en ningún corte, y es posible que incluso pueda fluctuar bastante dentro de la parte más alta de la unidad, llegando a situarse eventualmente en el techo de la misma.

1.2.1.2. Areniscas, cuarcitas y pizarras (10). Conglomerados cuarcíticos, areniscas conglomeráticas y cuarcitas (9). Capas intermedias. Ordovícico inferior

Se localizan fundamentalmente en la mitad oriental de la Hoja, yaciendo en clara discordancia angular respecto al Precámbrico. Representan los primeros depósitos del ciclo paleozoico transgresivo.

Su posición bajo los niveles cuarcíticos superiores de Facies Armoricana mucho más resistentes a la erosión, no origina una morfología destacable en el paisaje regional, salvo que su modelado da lugar a una zona de cambio de pendiente más suave entre estas cuarcitas y la llanura Precámbrica, acentuada por los recubrimientos que presenta.

Pese a estar ampliamente representado en la zona, son escasos, los afloramientos y cortes debido a la gran abundancia y extensión de los recubrimientos que lo fosilizan. No obstante, la presencia de una serie de pistas forestales ha dado lugar a algún buen corte estratigráfico, como es el localizado en la carretera forestal de Helechosa a Villarta de los Montes, a la altura del km 7 a 19, donde la pista atraviesa transversalmente una estructura anticinal pudiéndose realizar una buena sección en su flanco sur hasta la base de las Cuarcitas Armóricanas. El contacto de esta serie con su substrato no es de fácil observación por las razones expuestas, salvo en dos o tres zonas: en la pista que parte del Puerto del Lobo, bordeando el cerro Rinconada, en la ladera norte, se observa el paso de una serie a otra en unos pocos metros; otra zona relativamente buena se encuentra en el camino que sale hacia el este de la pista forestal de Helechosa a Villarta a la altura del km 17, donde al igual que en el caso anterior el contacto Ordovícico-Precámbrico se puede controlar a nivel de 4 a 5 m.

En general, la unidad cartográfica 10 es una serie alternante de niveles de cuarcitas y areniscas con pizarras o limolitas, en bancos y niveles que van de 5 a 50 cm, con tonos rojizos morados muy marcados en algunas zonas. En general, este carácter alternante de facies es la tónica dominante en la zona, pero en algunas áreas localizadas, los dos tercios inferiores de la serie se presentan en facies limolíticas rojas con hiladas de areniscas y conglomerados muy meteorizados (barranco de Los Robledillos, al pie del pico Fraguas y en algunos puntos al SE de la subida al Puerto de las Navas). Esta facies es tan anómala que puede llegar a confundirse con tramos precámbricos, pero en la subida del Cerro del Cubo, se puede observar cómo a techo y muro se pasa a las series típicas, con presencia de icnofauna.

Resumiendo, las facies son bastante constantes lateralmente, salvo el caso apuntado anteriormente y se señala la presencia de unos niveles claramente lentejonares de conglomerados situados en la base (Unidad 9) que describiremos posteriormente. En la vertical puede presentar algún nivel cuartícico puro con las características similares a las de la Cuarcita Armórica. Los espesores varían entre 200 m (facies limolíticas) y 500 metros. La unidad se acuña hacia el suroeste (Hoja 15-30: Herrera), situándose la «Cuarcita Armórica» directamente sobre el Precámbrico.

Carácter distintivo regional de las cuarcitas, areniscas y pizarras, es la existencia de abundante bioturbación en forma de *Skolithos* y *Daedalus*, en algunas ocasiones muy espectacular. En el área que nos ocupa este carácter distintivo no es excesivamente abundante.

Petrográficamente las cuarcitas son de grano fino, a veces limolíticas o de grano fino a medio, de clastos inicialmente subredondeados de cuar-

zo, orientados y alargados por recristalización debido a procesos de presión-solución, con movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. Presentan una epimatriz serícita más o menos silicificada y/o ferruginizada en algunas zonas. Los accesorios más frecuentes son: cirón, turmalina y rutilo.

Los tramos blandos pizarrosos corresponden a pizarras serícitas con limo de cuarzo (20%) y óxidos de hierro en un 20% de carácter detrítico. Presentan micas con orientación y recristalización esquistosa, marcada por la alineación de los óxidos de hierro. Algunas muestras presentan un microbandeado de pizarras y limolitas con cuarcitas como las anteriores, apreciándose cómo la orientación esquistosa es algo oblicua respecto al bandeado composicional.

Los niveles limolíticos están formados por granos de cuarzo en un 30%, abundantes laminillas de moscovita, del 15 al 20%, óxidos de hierro, 15 a 30% y serícita. Presentan una tendencia a bandeado composicional por acumulación diferencial de óxidos de hierro.

En la ladera oeste del Cerro Aguarón, y en la bajada del Collado de la Cigüeña aparecen unos niveles conglomeráticos de forma claramente lentejonar, que se sitúan bien en la base de la formación de cuarcitas y pizarras o bien intercalados en la serie, pero siempre en las partes inferiores. Estos niveles gruesos equivalen a nivelillos de areniscas gruesas y microconglomeráticas de escasa entidad identificados en otras áreas, como en la subida de la carretera forestal a Villarta de los Montes, a pie de la cima Carguera, a la altura del km 2. Constituyen la unidad cartográfica 9.

El punto más característico lo constituyen los afloramientos que se cortan en la bajada del Cerro Aguarón. Se trata de conglomerados cuarcíticos, con cantos bien redondeados de cuarzo lechoso, fundamentalmente, aunque a veces se reconocen cantos de cuarcita blanca muy recristalizada. Estos niveles alternan con bancos de cuarcita, la mayoría microconglomerática y areniscas más o menos gruesas de tonos blanquecinos y violáceos.

La naturaleza de la matriz es cuarcítica microconglomerática, con granos de cuarzo entre un 30 y 45%, en general policristalinos, granos de cuarcita y rocas metamórficas silíceas, un 10 a un 20%, granos finos de sílex y lítitas, entre un 10 y un 20%. El cemento es de cuarzo en crecimientos secundarios, por intensa presión-solución, y de sílice microcristalina sustituyendo a la matriz. En algunas muestras hay una epimatriz serícita en un 15%. Los granos presentan una morfoscopía subredondeada, pero alargados por efecto de la intensa recristalización. Moscovita, óxidos de hierro, a veces películares o movilizados a través de estilolitos y cirón, son los minerales accesorios más frecuentes. Las cuarcitas tienen una composición análoga a las descritas anteriormente.

La potencia de estos tramos debido a su carácter lentejonar no es precisable, pero en donde adquieren un mayor desarrollo alcanzan hasta los 100 m de potencia aproximadamente.

En las facies limolíticas del Sur del Sinclinal de la Dehesa de las Navas dominan los tramos con laminación paralela y *ripples* apareciendo, esporádicamente, algún nivel decimétrico de conglomerados con base erosiva. Se relacionan lateralmente con la sucesión de Fuenlabrada de los Montes (ver memoria de la Hoja 15-30: Herrera del Duque) en la que de muro a techo se pasa de ambientes fluvio-marinos o marinos someros con importantes aportes fluviales a depósitos de plataforma sometida al oleaje y eventualmente afectada por las tempestadas. Las limolitas de las Hojas de Castilblanco representan facies proximales del sistema, con clara influencia continental, en una zona fluvio-marina o llanura costera.

En el resto de la Hoja las facies son más semejantes a las existentes en otros puntos de los Montes de Toledo.

Los conglomerados «basales» pasan lateralmente y hacia techo a areniscas gruesas. Tanto en unos como en otros se reconoce laminación cruzada interna tabular o en surco, presentando el conjunto de capas megaestratificación cruzada con morfología de barras probablemente depositadas en una plataforma somera.

Hacia arriba se pasa a las alternancias descritas (sección del Puerto del Lobo x: 597.820, y: 518.560) en las que se reconocen las siguientes asociaciones de facies (Fig. 4).

- a) Limolitas y lutitas blancas y rojo violáceas de potencia decimétrica a métrica, masivas o con laminación paralela.
- b) Areniscas y cuarcitas de espesor decimétrico con laminación paralela o cruzada de bajo ángulo y *ripples* de oscilación a techo.
- c) Areniscas y cuarcitas con *hummocky* y *ripples* de oscilación y *Skolithos*. Potencia decimétrica.
- d) Bancos métricos de cuarcitas y areniscas formados por la superposición de niveles decimétricos con laminación paralela, *hummocky*, *ripples* de oscilación y *skolithos*. Frecuentes erosiones de capas con *ripples* de oscilación, adaptaciones y compensaciones.
- e) Bancos métricos de cuarcitas y areniscas formados por secuencias múltiples decimétricas turbidíticas formadas por un tramo basal erosivo masivo por bioturbación (*skolithos*) o escape de fluidos seguido por laminación paralela, laminación cruzada que puede faltar y *ripples* de oscilación. La laminación paralela está constituida por secuencias granodecrescentes de espesor milimétrico.

La asociación a) representa los depósitos de plataforma lutítica situa-

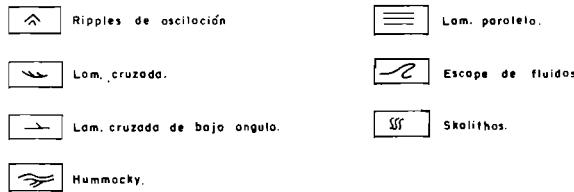
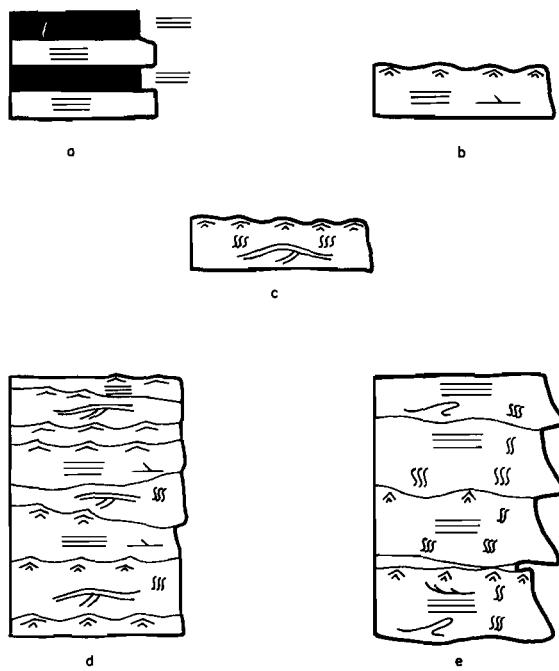


Fig. 4. Principales facies y asociaciones en el tramo intermedio de la Serie Púrpura (Sección del Puerto del Lobo).

dos por debajo del nivel de base del oleaje de tempestad. Las asociaciones b), c) y d) se han depositado a partir de corrientes y oleaje inducidos por tormentas. Las facies se corresponden a flujos de densidad generados por la removilización y puesta en suspensión de material arenoso de las zonas sublitorales durante las tempestades. El depósito se lleva a cabo por debajo del nivel de base del oleaje produciéndose secuencias análogas a las turbidíticas. Se observan canalizaciones de cierta entidad (orden métrico) pues los flujos se concentraban en ciertas zonas, probablemente de topografía deprimida, causando la amalgamación de las capas arenosas. El paso rápido y repetitivo de unas asociaciones a otras sugiere que la pendiente de la plataforma era relativamente acusada.

En el tránsito a la Cuarcita Armoricana aparecen areniscas con *ripples*, cuarcitas con laminación cruzada o masivas por bioturbación (*skolithos*) y cuarcitas con laminación paralela que deben corresponder a barris de mar somero temporalmente sometidas a la acción del oleaje.

Los materiales que constituyen la serie intermedia se han depositado sobre un paleorrelieve probablemente controlado por la tectónica sárdica sobre el que se realiza un relleno con *onlapping* progresivo que culmina con la «extensión» de las facies de la Cuarcita Armoricana.

La edad de este conjunto es Ordovícico inferior, probablemente Hunnebergiense-Arenig (ver 1.2.1.1).

1.2.1.3. *Ortocuarcitas (Facies Armoricana) (11). Arenigense*

Concordantes estructuralmente con la serie anterior, se sitúa un conjunto de cuarcitas de características ampliamente extendidas en todo el Hercínico español: se trata de las «Cuarcitas Armoricanas».

Su localización tanto en el paisaje como en los mapas topográficos es inmediata, ya que el carácter masivo de ésta, así como su potencia, genera las cumbres y alineaciones montañosas más elevadas, confirmándose así su carácter modelador de relieve.

Se trata de una serie de cuarcitas muy puras recristalizadas, estratificadas en bancos decimétricos a métricos de colores blancos a gris claro, que se pueden presentar impregnadas de óxidos de hierro confiriéndoles tonos rojizos, entre los que se intercalan delgados niveles centímetros a decimétricos de areniscas lajeadas. El grado de recristalización y el intenso diaclasado que presentan, así como los líquenes que recubren su superficie hacen difícil la determinación de su dirección y buzamiento en afloramientos aislados. En general tienen una gran continuidad lateral, aunque pueden observarse pequeñas variaciones de la potencia entre 300 y 400 metros.

Independientemente de las grandes fallas de desgarre existentes se detecta por foto aérea una serie de pequeñas fracturas en los paquetes cuarcíticos, que desplazan a éstos en relevo y que son reflejo del comportamiento frágil de esta formación frente a los esfuerzos tectónicos.

Microscópicamente están formadas por granos subredondeados, de cuarzo de tamaño fino, con textura de esqueleto denso con orientación y alargamiento de los granos por fenómenos de presión-solución, con movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. Hay niveles en que se observa una fracción pequeña de matriz sericítica y óxidos de hierro (movilizado en silicatos). Como accesorios presenta circón, turmalina, rutilo y moscovita. Localmente se produce una matriz microcristalina de cuarzo cataclástico.

Para su estudio se ha levantado la sección estratigráfica de las Nueve veces (x: 490.700, y: 624.500), en donde presenta un espesor de 350 metros. Dominan los bancos de cuarcitas amalgamados con laminación cruzada (pocas veces observable) y morfología de barras a gran escala entre los que se intercalan finas capas de limolitas arenosas y areniscas con *ripples*. La sucesión se ordena en megasecuencias decamétricas CU de espesor de capas de arena entre lutitas y arenas finas.

Hay que señalar que en zonas próximas situadas al suroeste (Hoja 15-30: Herrera del Duque) la Cuarcita Armoricana es claramente expansiva sobre los límites de la cuenca en que se depositan las Capas Intermedias, situándose directamente y en discordancia angular sobre el Precámbrico. En dicha Hoja se ha estudiado la sección estratigráfica de La Caída con mejores afloramientos que los presentes en Castilblanco. Se reconocen también megasecuencias CU semejantes a las citadas. Las cuarcitas son barras de arena de altura métrica con caras de avalancha simples que no suelen verse bien y *megaripples* superpuestos que generan estratificación cruzada de pequeña a mediana escala a techo de los sets de gran escala producidos por la migración de la cara de avalancha de la barra. En algunos casos el techo de las barras está bioturbado por *Skolithos* y en planta se ven los cráteres de arena de los tubos que excavaron. Entre las barras quedan zonas más bajas topográficamente que son ocupadas por unidades de arenas que compensan los desniveles.

Los *megaripples* se mueven por corrientes, pero no se ha encontrado ningún rasgo que permita aseverar de qué tipo son. Se han medido paleodirecciones de sentidos opuestos pero no en sets adyacentes formando estratificación cruzada en *herring bone*. Así pues no es fiable atribuirlos a corrientes mareales y más cuando no se encuentran otros rasgos considerados como característicos de las mareas, tales como las parejas de láminas o las variaciones regulares del espesor de las láminas del *foreset*. En consecuencia, pueden ser corrientes inducidas por los

vientos y oleajes dominantes además de corrientes mareales, aun cuando éstas parezcan las más propicias. En cualquier caso las paleodirecciones son transversales a las que presentan los sedimentos de la serie púrpura infrayacente.

Hacia la parte alta de la sucesión se hace más evidente la acción de retrabajado del oleaje en forma de laminación paralela y laminación cruzada de *ripples* de oscilación.

En conjunto, lo más destacable de la Cuarcita Armoricana, es su gran extensión superficial, la constancia de las facies, el espesor, la ordenación en megasecuencias CU, así como su paso hacia arriba a sedimentos de plataforma dominada (o al menos afectada) por oleaje.

La extensión y la constancia de las facies se supone relacionada con el carácter transgresivo de la unidad en el contexto de un margen de cuenca extensivo. La facies de arenas se forma siempre cerca de la costa y se desplaza hacia el continente a medida que asciende el nivel relativo del mar.

Las megasecuencias CU dentro de cada intervalo areníscoso deben relacionarse con progradaciones de las zonas arenosas de la plataforma sobre las lutíticas, en períodos de gran aporte siliciclástico quizás relacionado con disminuciones de la velocidad de ascenso relativo del nivel del mar.

El dispositivo propuesto supone una cierta heterocronía de las «facies armorianas» y el diacronismo del límite entre éstas y las alternancias de Pochico, que representarían emplazamientos más distales en las que el agente dominante de transporte y sedimentación son las tormentas.

Su edad es Arenig (ver 1.2.1.1).

1.2.1.4. Areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Alternancia de Pochico (12). Arenigiense-Llanvirniense

Afloran extensamente en los flancos de los Sinclinales de Guadarranque, Dehesa de las Navas y Herrera, debido a los numerosos repliegues disímilares con la estructura general originadas como consecuencia de la diferente competencia de estos materiales frente a las cuarcitas infrayacentes. Dan lugar a formas alomadas con suave pendiente, muy cubiertas por derrubios de ladera, que enlazan las cresterías de las sierras cuarcíticas con los fondos de las depresiones implantadas sobre las pizarras con *Neseuretus* suprayacentes.

Se trata de una serie alternante de capas decimétricas de cuarcitas y areniscas lajosas con pizarras en el techo. Tienen tonos pardos-amarillentos y rojizos en alteración. En corte fresco, las cuarcitas son de colores claros, blancuzcos a grises, aunque en algunas zonas toman tin-

tes rojizos. Las cuarcitas y areniscas son muy micáceas, con láminas micáceas detriticas acumuladas en los planos de estratificación. Es frecuente la bioturbación (*Skolithos*) a veces muy intensa, detectada en numerosos puntos, uno de ellos situado en la carretera del Puerto del Lobo, a la altura del km 23; en algunos casos es tan intensa que borra todo tipo de estructura deposicional. Localmente, aparecen bancos lenticulares de potencia métrica formados por la superposición de capas de cuarcitas que destacan de las formas suaves del conjunto. A techo disminuye la potencia de los tramos areniscosos y aumentan los pizarrosos, aunque el contacto entre esta unidad y la superior es bastante rápido, habiéndose detectado localmente la existencia de un nivel cuarcítico ferruginoso brechoide, que parece indicar la presencia de un «hard ground». Se ha localizado en varios puntos, dentro y fuera de la Hoja, concretamente en la cerrada del Embalse de Cíjara, Hoja de Minas de Santa Quiteria (15-28) y en la ladera de la Rinconada, al Este de la Hoja, así como en la carretera forestal a Villarta km 22-23.

El espesor total de la unidad oscila entre 180 y 250 metros.

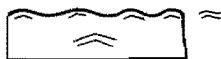
Petrológicamente se trata de arenitas formadas por granos angulosos de cuarzo, predominantemente de tamaño de arena fina, con variaciones limolíticas y láminas de moscovita. La matriz es sericítica con valores que van desde trazas, a un 10%. En algunos niveles la textura es de esqueleto denso con contactos interpenetrados por presión-solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios, que confieren el carácter cuarcítico a la roca. Contienen una proporción variable de óxidos de hierro generalmente asociados a minerales pesados, circón, turmalina, rutilo, opacos en proporción muy abundante, llegando a constituir el 20% de la roca, en cuyo caso llegan a constituir microniveles o hiladas enriquecidas en óxidos de hierro, presentando un bandeadado característico. En algunos niveles el bandeadado viene definido por acumulaciones finas de moscovita y óxidos de hierro (en gran parte procedentes de la ferruginización total de biotitas).

Las principales asociaciones de facies observadas en el corte del Sotillo (x: 392.590, y: 512.080) y en afloramientos aislados son (Fig. 5):

- a) Pizarras y limolitas laminadas, con nivelitos ferruginosos entre los que se intercalan capas centí o decimétricas de areniscas con *ripples* de oscilación. Esta asociación es poco frecuente en la Hoja y se sitúa preferentemente a techo.
- b) Areniscas decimétricas con *ripples* de oscilación. A veces bioturbación horizontal en el techo.
- c) Capas decimétricas de areniscas cuarcíticas y areniscas micáceas lajeadas con laminación paralela o de bajo ángulo, *ripples* de oscilación a techo. Frecuentes *Skolithos*. A veces bioturbación horizontal en la superficie de los bancos.



a



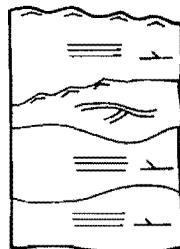
b



c



d



e

-  Ripples de oscilación.
-  Lam.cruzado de bajo angulo.
-  Lam paralelo.
-  Hummocky.
-  Bioturbación horizontal.
-  Bioturbación vertical. (skolithos)

Fig. 5. Principales facies y asociaciones en las Alternancias de Pochico.

- d) Areniscas cuarcíticas micáceas y areniscas micáceas lajosas con *hummocky* (H.C.S.).
- e) Bancos métricos formados por la amalgamación de capas decimétricas de cuarcitas (poco frecuentes). Presentan laminación paralela o de bajo ángulo, H.C.S. y erosiones en el techo de las capas a veces con *ripples* de oscilación.

No existe una ordenación secuencial clara, aunque localmente se observan tendencias de energía creciente coronados por los bancos cuarcíticos.

Se trata de depósitos más externos o distales que los de la Cuarcita Armoricana, en los que el agente dominante de transporte y sedimentación son las corrientes y el oleaje inducidos por las tempestades. Podría tratarse de sedimentos depositados en la proximidad de las zonas de *foreshore*, *shoreface* y transición al *offshore*, relacionadas con barras costeras o de plataforma somera.

La edad de esta unidad es fundamentalmente Arenigiense, debiendo contener en su techo el límite con el Llanvirniense (ver 1.2.1.1).

1.2.1.5. *Pizarras con Neseuretus* (13). *Llanvirniense-Llandeiloiense*

Afloran en el núcleo del Sinclinal de la Dehesa de las Navas y en los flancos de los de Guadarranque y Herrera. Dan lugar a zonas deprimidas del terreno situadas entre los paquetes cuarcíticos y alternancias cuarcítico pizarrosas que las limitan a techo y muro.

Existen buenos afloramientos a lo largo del Arroyo Benazaire y en los alrededores de la carretera de Poblado de Guadiana a Helechosa, encontrándose muy cubiertas y alteradas en el resto de la Hoja.

Esta unidad comprende los niveles pizarrosos situados por debajo de las alternancias que dan paso a la Cuarcita de Cantera o Botella (Llandeilo superior-Caradoc inferior). Hacia el tercio superior aparecen unas intercalaciones de pizarras y cuarcitas, discontinuas, que han sido diferenciadas en la cartografía (14) y son correlacionables con las Areniscas de los Rasos del Llandeilo inferior. La unidad cartográfica 13 abarca las Pizarras con *Neseuretus* s.s. (GUTIERREZ MARCO *et al.*, 1984) y las Pizarras Guindo o Botella.

Se trata de pizarras negras piritosas más o menos micáceas en fresco, que pasan a tomar tonalidades verdosas y grises oscuras por alteración. Están muy afectadas penetrativamente por la esquistosidad. El paso a las unidades infra y suprayacente es gradual pero muy rápido, realizándose en unos pocos metros. En la vecina Hoja de La Puebla de Don Rodrigo (16-30) se intercalan en la base potentes niveles de tufitas básicas.

El espesor total es difícil de evaluar debido a los recubrimientos y repliegues, pero puede estimarse en unos 450 metros incluyendo las Areniscas de los Rasos antes citadas.

Al microscopio son pizarras detriticas con granos de cuarzo tamaño limo en un 20 a un 40%. La matriz es desde criptocristalina a microcristalina, orientada y de carácter sericítico, unas veces, clorítica otras, irregularmente impregnada por óxidos de hierro. En ocasiones es sericita con «núcleos» redondeados cloríticos. Son abundantes las pajuelas finas de moscovita.

Se interpretan como depósitos de plataforma externa, abierta, con fondo anóxico, sedimentados por debajo del nivel de base del oleaje de tempestad.

Los fósiles obtenidos indican una edad Llanvirn inferior para la base y 70 a 100 primeros metros de la unidad, donde se han determinado algunas formas características de las biozonas de esta edad (cf. GUTIERREZ MARCO *et al.*, 1984) como los trilobites *Neseuretus (N) avus* HAMMANN, *Salterocoryphe sampelayoi* HAMMANN, *«Ogygiocaris» toledana* GIL CID, *Nobiliasaphus caudiculatus* (BORN) y *Retamaspis melendezi* HAMMANN, los graptolitos *Acrograptus nicholsoni* (LAPWORTH), *Expan-sograptus (?) brenchleyi* GUTIERREZ y *Didymograptus (D) artus* ELLES y WOOD, braquiópodos como *Monorthis noctilio* (SHARPE) y *Orthambonites* sp., y el ostrácodo *Gracquina hispanica* (BORN).

Ascendiendo en la sucesión de pizarras, el siguiente tramo fosilífero ha proporcionado durante 40-50 m diversos taxones típicos del Llanvirn superior (GUTIERREZ MARCO *et al.*, 1984), como el braquiópodo *Cace-mia ribeiroi* (SHARPE) y la primera representación nutrida de los trilobites *Colpocoryphe rouaulti* HENRY y *Neseuretus (N) tristani* (BRONGNIART in DESMAREST).

Dentro del Sinclinal de Helechosa (Sinclinorio de Guadarranque), los aprox. 30-40 m de pizarras nodulíferas situados a muro de las «Areniscas de los Rasos» contienen ya fósiles del Dobrotiviense (Llandeilo) inferior, como el trilobite *Phacopidina micheli* (TROMELIN), el braquiópodo *Heterorthina morgatensis* MELOU y el céfalo-podo *Curtoceras interme-dius* (VERNEUIL y BARRANDE).

Los fósiles del Dobrotiviense (Llandeilo) superior encontrados a techo de las Areniscas de los Rasos en el Sinclinal de Herrera y también representados en el tramo superior de pizarras con que culminan las «Pizarras con Neseuretus» incluyen como elementos más característicos los trilobites *Placoparia (Coplacoparia) borni* HAMMANN y *Eodalmanitina destombesi destombesi* HENRY, junto con los braquiópodos *Aegirome-na mariana* DROT, *Eorhipidomella musculosa* (MELOU) y el bivalvo *Modiolopsis (?) lusitanica* (SHARPE).

1.2.1.6. Areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Areniscas de los Rasos (14). Llandelioense

Conocida como «Areniscas de los Rasos» se intercala en la serie pizarrosa un tramo cuarcítico-areniscoso irregularmente repartido, dado el carácter lenticular del conjunto. Se ha podido separar en dos zonas dentro de la Hoja: en las cercanías del Cerro Infiernos, en las proximidades de Helechosa, como una estrecha banda que se acuña hacia el NO y contra una fractura al SE y al pie del Cerro del Cabezo, en la zona central del Sinclinorio de la Dehesa de las Navas, donde esta formación alcanza su máximo desarrollo. Tanto a través del Arroyo de Benazaire como por la pista que bordea al oeste el Cerro de Cabezo, se presentan buenos afloramientos. Se trata de unas areniscas y cuarcitas de tonos amarillentos parduzcos en alteración, estratificadas en capas de 5 cm a 50-60 cm, alternando con niveles pizarrosos que culminan con un banco de 5 metros de espesor de cuarcitas finas limolíticas micáceas pardas. Presentan un espesor total máximo de 80 metros.

Las muestras estudiadas petrográficamente indican que se trata de arenitas finas a limolitas formadas por granos subangulosos de cuarzo, con abundantes láminas de moscovita y biotita, de un 15 a un 30%, alteradas (hinchadas, desflecadas, cloritizadas). La matriz es clorítica (20-40%) rica en pigmentos de óxidos de hierro en algún caso de carácter detritico, con orientación paralela por recristalización. Hay niveles microbandeados por acumulación de micas alteradas o diferenciaciones más ricas en matriz. Como accesorios se observan turmalina y opacos.

Se ha realizado la columna de Arroyo de Benazaire (x: 390.550, y: 513.450) en la que se han estudiado los 50 metros basales. Se reconocen alternancias centi-decimétricas de pizarras limolíticas y areniscas con laminación paralela o de bajo ángulo, que a veces tienen *ripples* de oscilación a techo, y niveles con *hummocky cross bedding*. Localmente aparecen erosiones de algunos decímetros de profundidad que afectan a varias secuencias y están tapizadas por *ripples* de oscilación que son compensadas por las capas suprayacentes.

La sucesión está compuesta por secuencias menores de energía y tamaño de grano decreciente (*finning up*) que tienden a ordenarse en una sucesión estratocreciente que termina con bancos de cuarcitas pardas con laminación paralela, *hummocky* y erosiones de capas.

Esta unidad constituye junto con las Pizarras de *Neseuretus*, una megasecuencia somerizante relacionada con la progradación sobre la plataforma lutítica de las áreas arenosas sublitorales, que son erosionadas por la acción del oleaje de tormenta, depositándose el material arenoso a partir de las corrientes y oleaje inducidos por dichas tempestades. Podría tratarse de progradación de las zonas de *shoreface* sobre la zona

de transición al *offshore* en el caso de que esta unidad estuviera relacionada lateralmente con ambientes costeros.

Desde el Sinclinorio de la Dehesa de las Navas (Benazaire) han proporcionado en su techo diversos trilobites, moluscos y braquiópodos de edad Llandeilo (Dobrotiviense), *Plaesiocomia oehlerti* (KERFORNE), *Colpocoryphe rovalti* HENRY, *Neseuretus (N) tristani* (BRONGNIARTI), *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Cardiolaria beirensis* (SHARPE), *Glyptarea naranjoana* (VERNEUIL y BARRANDE), *Praenicula ciae* (SHARPE), *Sinuites (s) hispanicus* (BORN) y *Tropidodiscus* (*Peruniscus*) sp.

La ausencia de fósiles en las pizarras situadas a muro de este tramo arenoso, impide situar con precisión el límite Llanvir/Llandeilo, y en consecuencia averiguar si su depósito en el Sinclinorio del Benazaire fue algo diacrónico (dentro del Dobrotiviense) con respecto al de las Areniscas de los Rasos en el Sinclinal de Helechosa (Guadarranque). Aún así, el hallazgo de fósiles del Dobrotiviense (Llandeilo) superior justo a techo de la unidad en esta última estructura (ver paleontología del apartado 1.2.1.5) y su gran distancia estratigráfica frente al límite Llanvir/Llandeilo, hacen de las Areniscas de los Rasos, al NO de Helechosa, uno de los puntos más modernos de intercalaciones arenosas de este tipo individualizadas en todo el Sinclinorio de Guadarranque. Dentro de dicha estructura, el depósito de las Areniscas de los Rasos había finalizado en el Dobrotiviense (Llandeilo) inferior a todos los cortes documentados hasta el momento (prolongaciones noroccidental y oriental del Sinclinal de Guadarranque; GUTIERREZ MARCO *et al.*, 1984).

1.2.1.7. *Pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas (15). Llandeiloiense superior*

A techo de las pizarras con *Neseuretus* se dispone una serie alternaente de pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas, que constituyen el tránsito hacia las Cuarцитas de Cantera.

Afloran en el núcleo de las áreas sinclinales de la Dehesa de las Navas, Guadarranque y flanco norte de la de Herrera. Es en las partes bajas de Cerro Cabezo donde alcanza una mejor exposición, sobre todo por la zona del Arroyo de Benazaire, al Oeste de las Casas de las Navas. El otro punto representativo se sitúa en las cercanías del Cerro Inferno.

Tienen una gran continuidad lateral de facies. El paso a las unidades infra y suprayacentes es gradual y rápido. Alternan capas decimétricas de cuarcitas, areniscas y pizarras micáceas muy compactas de color gris oscuro. En fractura las cuarcitas tienen tonos grisáceos claros. Carácter distintivo es la abundancia de micas detriticas en los planos de estratificación. Presentan un espesor total de 120-130 metros.

Petrográficamente son arenitas finas de grano subanguloso con un contenido del 60% en cuarzo y un 20% de feldespatos alterados pasando a epimatriz. La epimatriz es serícita (20%), con moscovita, óxidos de hierro, derivados posiblemente de la alteración de feldespato potásico. Hay contactos locales de presión-solución y orientación paralela. Como accesorios destacan: turmalina, circón y rutilo.

Los tramos pizarrosos corresponden a pizarras cloritizadas (40%) ferruginosas (20%) con un 40% de limo de cuarzo. Presentan orientación paralela con cierto bandeado composicional y abundantes micas. La matriz es clorítica con óxidos de hierro que parecen derivar, en gran parte de biotitas.

Aparecen secuencias decimétricas de tamaño de grano y energía decrecientes formadas por niveles arenosos y lutitas. Las arenas presentan laminación paralela o de bajo ángulo o *hummocky* con *ripples* de oscilación a techo. En los finos hay estratificación lenticular.

Se trata de depósitos de plataforma abierta sedimentados en las proximidades del nivel de base medio del oleaje de tempestades que aportan y redistribuyen material arenoso procedente de áreas sublitorales.

En la Hoja de Herrera (15-30) estas capas han proporcionado, en su parte inferior, restos de trilobites del Llandeilo (*Crozonaspis armata* HAMMANN y *Neseuretus (N)* sp.), si bien podemos estimar que representan al Llandeilo superior dada su posición estratigráfica sobre niveles con fauna de esa edad.

1.2.1.8. *Cuarcitas. Intercalaciones de cuarcitas y pizarras. Cuarcita de Canteras o Botella (16). Llandeiloense superior-Caradoc inferior*

En continuación con la serie anterior, se presenta una serie principalmente cuarcítica y areniscosa. Aparece en los flancos y núcleos sinclinales de la Hoja: al Norte de Helechosa de los Montes (Cerro Infierno e Isla del pantano o en el Cíjara y su prolongación al este), en la esquina SO, en la Sierra de Peloche y en el Cerro del Cabezo, formando el núcleo de la gran estructura sinclinal de la Dehesa de las Navas, en forma de cubeta.

Constituye después de la Cuarcita Armoricana, el primer elemento modelador de relieve, si bien da origen a resaltes de menor entidad. Así se forman alineaciones y sierras como la del Pico del Infierno y la del Cerro del Cabezo.

En conjunto se trata de una serie cuarcítica, areniscosa de tonos de alteración parduzcos típicos, que han llevado a que en muchos trabajos

estas cuarcitas se designen como «Cuarcitas y areniscas pardas». Tienen aspecto tableado con pizarrillas arenosas entre los bancos de cuarcitas y areniscas micáceas de tonos claros (hasta blancas en corte fresco) que presentan manchas rojizas de óxidos de hierro a través de fracturas y diaclasas muy típicas en toda la región. Hacia el techo y el muro suelen diferenciarse dos bancos cuarcíticos de 20 y 10 metros de espesor sin intercalaciones pizarrosas, separados por una alternancia pizarroso cuarcítica de 25 a 30 metros de potencia.

Microscópicamente son cuarcitas de grano fino a medio subredondeado de cuarzo con moscovita y biotita accesorias, óxido de hierro dispersos, matriz sericítica en proporción variable, textura de granos con contacto de presión-solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios.

En la Hoja no se han encontrado buenos cortes que permitan un estudio sedimentológico detallado. Las observaciones parciales efectuadas revelan que los bancos cuarcíticos están formados por niveles decimétricos con laminación paralela que dan morfologías de barras a gran escala siendo frecuentes erosión y compensación de capas. En los intervalos más lutíticos hay facies arenosas con *hummocky*, laminación paralela o de bajo ángulo y *ripples* de oscilación formando secuencias decimétricas *finning upwards*.

Se trata de facies más proximales y con mayor disponibilidad de arena que los niveles de transición infrayacentes. El material es transportado y sedimentado fundamentalmente bajo la acción de las corrientes y oleaje inducidos por las tempestades. Pueden distinguirse varias mesosecuencias de progradación de facies arenosas sobre una plataforma lutítica dominada por el oleaje.

Considerando el conjunto formado por Pizarras Guindo/Transición/Cuarcita de Canteras se tiene una megasecuencia regresiva con aumento de tamaño de grano, espesor de capas y energía ambiental. Se suponen relacionados con la progradación de campos de barras sublitorales o de plataforma sobre las áreas lutíticas de la plataforma externa abierta. No hemos encontrado pruebas de emersión a techo de la megasecuencia que permita asimilarla a la progradación de una playa o isla barrera (*foreshore* sobre *shoreface* y *offshore*), pero no puede descartarse esta posibilidad a causa de las limitaciones de los afloramientos.

Regionalmente se conoce la presencia de fósiles de edad Llandeilo superior en los tramos altos: *Neseuretus tristani* (BRONG) del Sinclinal de Guadarranque y de Quitinozoarios del Caradoc inferior a 2 ó 3 metros por encima de su techo en el de Herrera (ROBARDET *et al.*, 1980). La unidad representa pues el Llandeilo superior en su mayor parte, situándose el límite Llandeilo-Caradoc cerca de su techo.

1.2.1.9. *Pizarras Intermedias o de Cantera (17). Caradoc inferior*

Se sitúa sobre el tramo descrito en el apartado anterior y bajo la disconformidad de la base de la unidad «Pelitas con fragmentos» que se describirá a continuación. Afloran en el núcleo del Sinclinal de Guadarranque y en el flanco septentrional del de Herrera al sur de Peloche, dando lugar a bandas topográficamente deprimidas entre las Cuarcitas de Cantera y Criadero.

Su potencia es de unos 50 m y está constituida por pizarras grises y gris-azuladas con nódulos carbonatados dispersos. Dada su naturaleza litológica y escaso espesor no ha sido posible levantar una sección detallada en el ámbito de la Hoja.

Microscópicamente están formadas por sericita, limo de cuarzo y óxidos de hierro. Localmente aparecen microbandas formadas por acumulaciones micáceas. Los nódulos son de biomicritas y dolomicritas también con limo de cuarzo y óxidos de hierro.

Pueden interpretarse como materiales depositados en una plataforma externa abierta que constituirían la base de una nueva megasecuencia somerizante, incompleta en nuestra zona por la erosión previa al depósito de las Pelitas con fragmentos, y que continuaría en el Sinclinal de Almadén y Sierra Morena oriental, con las tempestitas de los «Bancos mixtos» y las facies de plataforma mixta carbonatado-terrígena del Ashgill inferior (Caliza de Urbana).

A tres metros de la base de las Pizarras intermedias, en el flanco sur del Sinclinal de Herrera (Embalse de García de Sola) ROBARDET *et al.* (1980) citan la presencia de distintos niveles contenido quitinízoos (*Jenkinsonchitina tanvillensis*) (PARIS), *Rhabdochitina cf. gallica* TAUGOURDEAU, *Calpichitina (C) lenticularis* (BOUCHE) y *Conochitina homoclaviformis* BOUCHE que permiten caracterizar el Caradoc inferior.

1.2.2. *Ordovícico superior y Silúrico*

Sus afloramientos se restringen al núcleo del Sinclinal de Guadarranque (Helechosa) y flanco septentrional del de Herrera del Duque.

1.2.2.1. *Grauvacas con cantos cuarcíticos dispersos. Pelitas con fragmentos (18). Ordovícico superior-Silúrico inferior (Ashgillense superior-Llandoveryense inferior)*

Reposa mediante disconformidad sobre la unidad descrita en el apartado anterior, con la que, morfológicamente, aparece asociada, dando en conjunto una zona deprimida topográficamente.

Se trata de una sucesión de niveles lutíticos conteniendo fragmentos ocasionales de cuarcitas que en ocasiones, presentan una cierta continuidad lateral apareciendo deformados y slumpedizados. Es frecuente la presencia de niveles milimétricos con concentración de óxidos de hierro. Tiene un espesor total de 30-40 metros.

Deben interpretarse como materiales depositados en etapas con inestabilidad tectónica importante, relacionados probablemente con procesos de fracturación de la plataforma (extensión cortical) que sirven de inicio al vulcanismo del Ordovícico terminal-Silúrico. Esta etapa de fracturación estaría asociada o precedida por una bajada relativa del nivel del mar (glaciaciones del Ordovícico terminal-Silúrico inferior) que provoca la erosión de las series suprayacentes. La fragmentación de la plataforma propició la aparición de desniveles con creación de taludes locales sumergidos a los que se asocian *slumps* y desplomes incorporándose cantos xenóticos por la erosión de zonas elevadas (Pelitas con fragmentos). Las facies de talud regional/cuenca consisten en lutitas y deben equivaler a las Pizarras de Chavera o del Castellar de la región de Almadén.

Por consideraciones bibliográficas (ROBARDET *et al.*, 1980) podemos indicar que el depósito de esta unidad pudo iniciarse en el Ordovícico superior y proseguir, fundamentalmente durante buena parte del Llandoveriano. La laguna estratigráfica, de origen erosivo, sellada por las Pelitas con fragmentos en esta zona, podría equivaler al Caradoc medio y superior y el Ashgillense inferior y medio.

1.2.2.2. Cuarcitas de Criadero (19). Silúrico inferior (Llandoveriano)

Dan lugar a resaltos importantes (barras rocosas) entre las Pelitas con fragmentos y las ampelitas infra y suprayacentes.

Corresponde a un tramo de 30 m como máximo, de cuarcitas blancuecinas y grisáceas en bancos decimétricos con planos de estratificación ondulados, que se disponen sobre la unidad pelítica descrita en el apartado anterior.

Petrográficamente son arenitas formadas por granos subangulosos-subredondeados de cuarzo fino, con óxidos de hierro de carácter detritíco (5%), de distribución irregular, epimatriz sericítica (10%) y textura de granos con contactos de presión-solución, con movilización de cuarzo en crecimientos secundarios y orientación de granos. Como accesorios se han reconocido cirón, turmalina, rutilo y moscovita.

Interiormente presentan estratificación paralela o cruzada de bajo ángulo con retoques a techo tapizados ocasionalmente por *ripples* de oscilación. Son evidentes con frecuencia truncaciones internas seguramente

te relacionadas con estratificación *hummocky*. Hacia la parte superior se localizan pequeñas costras ferruginosas.

Se depositan a partir de corrientes y oleajes inducidos por las tormentas. En algunos puntos del Sinclinal de Herrera del Duque (Hoja 15-30: Herrera) son extensas situándose directamente sobre las Pizarras Intermedias del Caradoc inferior, con lo que la laguna estratigráfica abarca el Caradoc medio-superior, Ashgill y Llandovery inferior.

Teniendo en cuenta las consideraciones expuestas en el apartado anterior podemos indicar, provisionalmente, que la sucesión de acontecimientos durante el Ordovícico más superior y Silúrico inferior es como sigue: Glaciación/Bajada relativa del nivel del mar/Erosión y fracturación de la plataforma/Vulcanismo y transgresión con aparición de una mega-secuencia de somerización por progradación de las áreas sublitorales hacia la cuenca, culminada por la Cuarcita de Criadero.

1.2.2.3. *Pizarras negras. Ampelitas (20) Silúrico (Llandovery superior)*

Sobre las Cuarcitas de Criadero se localizan unos 80 m visibles de pizarras negras con abundante contenido en materia orgánica (ampelitas) y delgadas pasadas de areniscas finas limolíticas con escasa continuidad lateral. El espesor total de la unidad en la Hoja 15-30 (Herrera del Duque) en donde está completa la sucesión es de 150 metros.

Petrográficamente, las areniscas limolíticas están formadas por granos subangulosos de cuarzo, con moscovita y biotita cloritizada, óxidos de hierro de carácter detrítico (10%) y matriz sericítica (10-25%), con circon, turmalina, rutilo y opacos como accesorios. Son frecuentes los microbandeados entre limolitas y finas pasadas más lutíticas y/o ferruginosas. A veces las cloritas aparecen como pequeños nódulos dentro de la matriz sericítica. Ocasionalmente los minerales pesados tienden a acumularse en finas hiladas. En niveles con poca matriz se desarrollan contactos de presión-solución con movilización de cuarzo en crecimientos secundarios.

En los tramos pizarrosos se observa una laminación interna muy fina formada por secuencias granodecrecientes milimétricas y en los tramos más arenosos es patente la existencia de *ripples* de oscilación aislados. Son muy frecuentes los niveles milimétricos de óxidos de hierro procedentes de la alteración de piritas y generalmente asociados al techo de los términos más arenosos. Se aprecian igualmente morfologías de retoque en algunos cuerpos arenosos, con adaptación de los niveles suprayacentes.

Se interpretan como depósitos de plataforma externa o abierta con fondo anóxico.

Los fósiles más antiguos encontrados en afloramientos privilegiados del Sinclinal de Guadarranque indican que la base del tramo ampelítico tiene una edad Llandovery superior bajo. El tramo de las ampelitas contiene, por encima de los niveles antes citados, en la Hoja de Herrera del Duque, graptolitos indicativos del Wenlock.

La atribución cronológica al Llandovery superior en la Hoja de Castilloblanco se justifica por aflorar sólo los términos más basales de la unidad ampelítica.

1.2.3. La sucesión del Ordovícico y Silúrico

Al considerar la sucesión completa del Ordovícico y Silúrico se pone de manifiesto la movilidad de los ambientes sedimentarios en el tiempo y se definen 7 megasecuencias caracterizadas por sus polaridades sedimentarias, lo que permite proponerlas de forma preliminar como UNIDADES TECTOSEDIMENTARIAS (UTS).

En la figura 6 se han representado gráficamente los cambios relativos mayores de nivel del mar, aunque la curva refiere más bien la idea de somerizaciones y profundizaciones a partir del análisis de la evolución de los ambientes sedimentarios (relacionadas en parte con las «transgresiones y regresiones»). También se recogen los rasgos sedimentarios, tectónicos y magmáticos más representativos.

En la figura 7 se presenta un esquema muy simple de la evolución vertical de la plataforma y las polaridades sedimentarias, como si fuese un perfil sísmico ideal. No pretende ser definitivo, sino ilustrar algo más y proponer las ideas de forma nueva para iniciar discusiones futuras.

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

1.3. PLIOCENO Y CUATERNARIO

A partir de los últimos tramos paleozoicos del Silúrico no existe registro sedimentario hasta los depósitos pliocenos, que de forma irregular recubren la zona. Se trata de materiales de origen continental que fosilizan series precámblicas o paleozoicas.

Se han diferenciado dos formaciones fundamentales:

- Depósitos pliocenos marginales de la Cuenca terciaria de la Serena (ángulo NO de la Hoja) y de depresiones internas.
- Raña.

EDAD	UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS	COLUMNA ESOQUEMÁTICA	UTS	NIVEL DEL MAR		RASGOS SEDIMENTARIOS, TECTONICOS, MAGMATICOS, ETC
				alto	abajo	
DEVON	C. BASE			7		- Secuencias de somerización Vulcanismo
	ALTERNANCIAS					- Secuencia de somerización Vulcanismo
	AMPELITAS					- Transgresión
	C. CRIADERO			6		- Discontinuidad (erosión).
	PELITAS CON FRAGMENTOS					- Fracturación de la plataforma y vulcanismo
	C. URBANA					
ASHO	BANCOS MIXTOS			5		- Secuencia de somerización: Progradación de plataformas terrígena y mixta sobre plataforma/talud arcilloso
INF	PIZARRAS INTERMEDIAS					
CARADOC	CUARCITA DE CANTERA			4		- Transgresión rápida. Vulcanismo local. Niveles fosfáticos
	S. TRANSICION					- Avance y progradación de áreas sublitorales arenosas sobre la plataforma externa lutítica.
	PIZARRAS GUINDO					
LLANDEOLLO	ARENISCAS DE LOS RASOS					- Secuencia de somerización por avance de las áreas sublitorales (o campos de barras de mar somera) sobre la plataforma lutítica.
	PIZARRAS CON NESEURETUS			3		- Plataforma abierta (y talud) con fondo anóxico, esencialmente por debajo del nivel de base del oleaje
LLANVIRN	ALT POCHICO					
	CUARCITA ARMORICANA			2		- Vulcanismo Transgresión rápida
	SERIE PURPURA O INTERMEDIA			1		- Mar somero con fondo de pendiente variable.
HUNEBERG (2) - ARENIG						- Barras migrando en plataforma somera (dislitoral?). Transgresión (cuenca extensiva)
						- Discordancia (?) (Ruptura sedimentaria)
						- Ascenso del nivel del mar y transgresión sobre un paleorilieve irregular condicionada por la tectónica Cuenca extensiva.

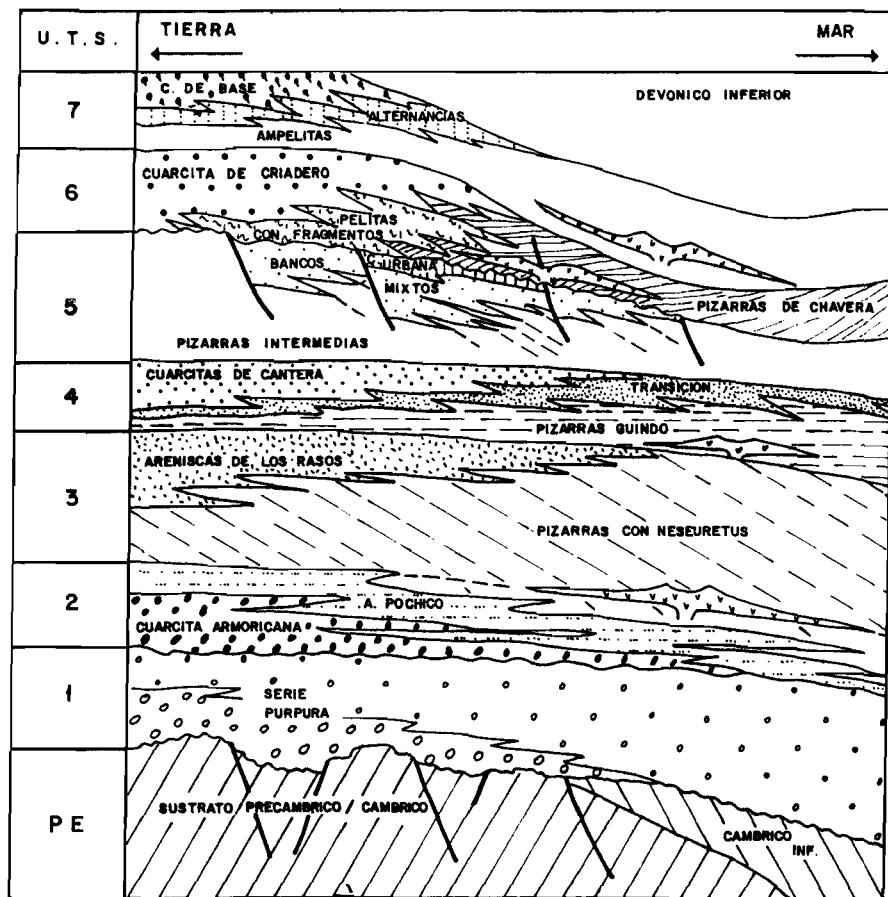


Fig. 7. Esquema simplificado de la evolución de la plataforma durante el ordovícico y Silúrico.

Los materiales de la Raña son extensivos, situándose indiferentemente sobre el Plioceno inferior o sobre el sustrato hercínico.

La edad de estas unidades cartográficas se establece mediante correlación con otras áreas (Montes de Toledo-Campos de Calatrava) en donde se encuentran bien datadas (MOLINA 1975, PORTERO *et al.*, 1985).

1.3.1. Conglomerados de cuarcita, fangos edafizados (21). Plioceno inferior

Es en el ángulo NO donde estos depósitos se presentan con un mayor desarrollo y extensión, localizándose en el resto del área como pequeñas manchas aisladas, situadas en la depresión del Sinclinal de la Dehesa de las Navas.

La presencia a techo de las plataformas de la Raña, configura la morfología típica de esta formación, que se sitúa en las vertientes de las mismas dando morfologías suavemente alomadas con desarrollo local de cárcavas.

Se depositan sobre una superficie de erosión previa desarrollada sobre materiales precámbricos (ver 3.3) o rellenando paleorrelieves del sustrato en las depresiones internas.

Se trata de una serie de 70 metros de espesor máximo constituida por limos arenos arcillosos y margosos (fangos) de tonos pardo amarillentos rojizos que alternan con niveles, de varios decímetros a 1-2 metros, de conglomerados de cantos redondeados de cuarcita dominante, cuarzo y pizarra con geometría plano paralela o base ligeramente erosiva.

La serie se presenta intensamente afectada por procesos edáficos subsiguientes al depósito de los ciclos sedimentarios grava-fango en condiciones de humedecimiento y desecación (*pseudogley*) y además por las alteraciones previas al depósito de las Rañas, lo que dificulta el análisis de las estructuras sedimentarias y la interpretación sedimentológica.

Las geometrías y distribución de litofacies indican que se trata de facies más o menos proximales de abanicos aluviales.

1.3.2. Gravas cantos y bloques de cuarcita con arenas y limos. Raña (22). Plioceno superior-Pleistoceno inferior

Sus principales afloramientos se sitúan en las Depresiones de García de Sola-Valle del Guadiana (sector de Castilblanco) y Dehesa de las Navas (ver apartado 3. GEOMORFOLOGIA).

Dan origen a planicies elevadas que presentan suave pendiente hacia los ejes de las depresiones y cauces fluviales mayores. El topónimo

local: «Raña» ha dado lugar al nombre de esta formación en los Montes de Toledo y sierras del Norte y Este de Extremadura. Es frecuente que la Raña se adose a los relieves constituidos por las cuarcitas del Ordoví-cico inferior, existiendo una total continuidad con los coluviones de las vertientes que tienen morfología de glacis-coluvial y se diferencian de la Raña por poseer un mayor tamaño de grano y morfoscopía más angulo-sa. Se han diferenciado en la cartografía como coluviones (31) asocia-dos a la Raña.

La Raña constituye un glacis de pie de monte que se desarrolla entre las cotas de 540 y 475 m en el sector de Castilblanco y 590-620 metros, en las depresiones internas (Dehesa de las Navas).

Está constituida por gravas, cantes y bloques de cuarcita y cuarzo, con matriz arenosa. La morfoscopía es subangulosa-sobredeondeada. Los tamaños medio y máximo y la angulosidad aumentan hacia el pie de los relieves. Es característica la presencia de cantes con pátina ferruginosa de 2 a 5 cm de diámetro. El espesor de la unidad varía entre 5 y 10 me-tros.

La organización interna de los materiales es asimilable a la existente en los *braided* de gravas. La Raña puede interpretarse pues como un conjunto de abanicos aluviales coalescentes formados por el apilamien-to y migración lateral de canales *braided* cuya superficie al aire presenta una morfología de glacis de pie de monte.

Otro hecho de gran interés es la intensa y potente alteración existente en los materiales hercínicos y pliocenos situados por debajo, que pue-de alcanzar algunas decenas de metros de profundidad. Los materiales antehercínicos están transformados a arcillas y limos arenosos de tonos grises, violáceos, amarillentos y rojizos, que sugieren una alteración en climas con una estación húmeda relativamente cálida.

Regionalmente sobre la Raña se sitúa un planosuelo que tiene como característica la existencia de un horizonte superficial de lavado y pre-sencia de cantes con pátina ferruginosa y horizonte Bg (*pseudogley*) inun-dando horizontes prismáticos rojos Bt.

MOLINA (1975) sitúa la Raña entre las dos superficies de erosión fun-damentales de la Llanura Manchega atribuyéndole una edad Plioceno superior. PEREZ GONZALEZ (1979, 1981) establece que la edad de la Raña se sitúa entre los —2 y —2,5 millones de años en el Villafranque-se superior, próxima al límite Plio-Pleistoceno.

1.4. CUATERNARIO

Los depósitos Cuaternarios existentes en la Hoja tienen escasa re-presentación, a excepción hecha de los materiales de origen coluvial que

tapizan las vertientes de las alineaciones cuarcíticas y los depósitos asociados a las formas de enlace entre la Raña y las terrazas o aluviales de los arroyos.

1.4.1. Gravas, cantos poligénicos, limos y arcillas. Glacis (23). Pleistoceno

Localizados en las márgenes del río Guadalupejo al Oeste de la Hoja, y al Norte del Cerro Mancho Gullón, en el borde NE de la zona, se originan depósitos de naturaleza litológica similar a los de la Raña, aunque con menor desarrollo y mayor pendiente, situados en cotas muy inferiores a ésta. Se trata de unos glacis terraza formados a expensas de la degradación de las Rañas y los materiales terciarios subyacentes. Es el caso de los glacis del río Guadalupejo, que enlazan los depósitos de terrazas de dicho río con las plataformas altas.

Están constituidos por gravas y cantos poligénicos de cuarcita y cuarzo con matriz de limo arena y arcillas de coloraciones rojizas.

Por su posición morfológica se atribuyen al Pleistoceno.

1.4.2. Gravas cantos poligénicos y arenas. Terrazas (24)

En las márgenes del río Guadalupejo se localizan unas acumulaciones de cantos poligénicos a ambos lados del río. Se trata de terrazas formadas por cantos rodados, fundamentalmente cuarcíticos, en general bien lavados, pues presentan escasa matriz, y cuando está presente es de naturaleza arenosa.

Se presentan colgados unos metros sobre la llanura aluvial datándose como Pleistoceno.

1.4.3. Gravas, cantos y bloques de cuarcita (Coluviones) (25). Pleistoceno-Holoceno

Se trata de depósitos de gravedad-vertiente, que adquieren una gran extensión superficial en toda la Hoja. Al objeto de no enmascarar la cartografía de las unidades paleozoicas se han representado sólo los más importantes, que normalmente se sitúan al pie de los relieves formados por la Cuarcita Armoricana y la Cuarcita de Canteras.

Están formados por gravas, cantos y bloques angulosos de cuarcita con matriz limo-arenosa rojiza. Presentan espesores variables que pueden alcanzar valores del orden de la decena de metros. En otras oca-

nes están formados por cantes y gravas rodadas de cuarcita cuando se sitúan en las vertientes de la Raña, o por pizarras en las laderas formadas por materiales pizarrosos ordovícicos.

Suelen presentar un horizonte superior de potencia variable (desde unos decímetros a varios metros) de cantes angulosos cuya proporción disminuye hacia la base de las pendientes. Por debajo existe un horizonte textural rojo con pocos cantes que yace sobre un horizonte cárlico columnar o nodular de escaso desarrollo.

Regionalmente (MOLINA 1975) ha citado al menos dos etapas de formación de suelos rojos que dan lugar a la formación de secuencias complejas en los materiales coluviales.

El grado de rubefacción indica que se trata de suelos antiguos, por lo que los materiales coluviales han debido comenzar a formarse en el Pleistoceno, correspondiendo sus horizontes más superficiales al Holoceno.

1.4.4. Gravas, cantes y bloques angulosos de cuarcita (Pedreras) (20). Holoceno

Se trata de acumulaciones de gravas, cantes y bloques, muy heterométricos y angulosos de cuarcita que no presentan apenas matriz. Se sitúan en las vertientes de los cerros coronados por la Cuarrita Armoricana, normalmente en las cabeceras de los arroyos.

La génesis de estos materiales está en relación con fenómenos periglaciares, por movilización en las cuencas de recepción de los barrancos, de los gelifractos formados a expensas del diaclasado que presenta la Cuarrita Armoricana.

1.4.5. Gravas y cantes poligénicos, arenas (Aluvial) (27). Holoceno

Forman los fondos de valle y llanuras aluviales de la red secundaria tributaria del río Guadiana.

Se trata de gravas y cantes poligénicos, de naturaleza variable según el sustrato geológico sobre el que discurren los arroyos. Normalmente predominan las cuarcitas y cuarzos redondeados (Arroyo Guadalupejo) siendo también frecuentes las pizarras (Arroyo Benazaire). Presentan una alta proporción de matriz de arena y limo-arcilla.

Es frecuente observar que la incisión reciente de los arroyos ha sobreexcavado estos materiales, quedando colgados unos pocos metros sobre el nivel actual de *talweg*.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA REGIONAL

La Hoja de Castilblanco está situada en la rama meridional de la Zona Centroibérica de JULIVERT *et al.* (1972). En la zonación clásica de LOTZE (1956) pertenece a la Zona Luso-occidental-Alcudiense.

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

La estructura principal es de edad Hercínica, aunque durante el Precámbrico superior y el Cámbrico tuvieron lugar etapas de diastrofismo que se manifiestan actualmente como discordancias en el registro estratigráfico. La estructura regional consiste en pliegues de dirección NO-SE a E-O con recorridos kilométricos afectados en mayor o menor grado por deformaciones tardías. Hacia el sector oriental de la región el cuadro estructural varía, dominando un diseño de interferencia de domos y cubetas. Varios sistemas de fracturas, la mayor parte de origen tardihercínico, completan el marco estructural. Los materiales precámbrios y paleozoicos no han experimentado metamorfismo regional, mateniéndose en ambiente de anquizona.

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

En el marco de la Hoja de Castilblanco no se han realizado específicamente trabajos de índole estructural. Sin embargo, desde el punto de vista regional, esta zona está situada entre las Tesis doctorales de MORENO (1977) y de ROIZ (1979). Ambos trabajos constituyen la base del conocimiento estructural que se tienen actualmente de este segmento del Macizo Ibérico. Con posterioridad VEGAS y ROIZ (1979) y JULIVERT *et al.* (1983) perfilan e integran regionalmente las conclusiones obtenidas en estas tesis.

La ejecución de la cartografía geológica del Plan MAGNA de la mayor parte de las Hojas de esta región por los equipos de IBERGESA, C.G.S. y MINAS DE ALMADEN ha supuesto, finalmente, un notable avance en su conocimiento estructural.

2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

La estructura de la Hoja de Castilblanco está controlada por la naturaleza y disposición de los materiales que constituyen la pila sedimentaria

y la secuencia y orientación de las fases de deformación que han afectado a este segmento de la Cadena Hercínica. Ambos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad.

2.2.1. Los materiales

Los materiales más antiguos son de edad Precámbrica, y constituyen una potente sucesión (pizarras y grauvacas) que se comporta de manera homogénea frente a la deformación. La ausencia de marcadores dificulta el establecimiento de su estructura interna.

Discordante sobre el Precámbrico se dispone una serie de unos 2.000 metros de materiales paleozoicos que se han deformado fundamentalmente mediante plegamiento. El estilo y la geometría de los pliegues varía en la vertical en función de la constitución litológica. Hay varios tramos cuarcíticos, como la Cuarcita Armoricana y la Cuarcita de Canteras, en los que predominan las capas competentes estratificadas en niveles centimétricos a métricos. Se deforman mediante plegamiento concéntrico, con deslizamientos de capa sobre capa (*flexural-slip*), como atestiguan las microestructuras (estrías y desplazamientos) de los interbancos. La amplitud y longitud de onda de los pliegues está condicionada por el espesor de las capas. El nivel de Cuarcita Armoricana, de unos 350 metros de potencia, condiciona fuertemente toda la estructura del resto del Paleozoico, constituyendo el «esqueleto» estructural de la región.

Las alternancias de cuarcitas y pizarras del Ordovícico inf. «Pochico» y la alternancia superior del Llandeilo son series estratificadas (*«multilayers»*) que se caracterizan por un plegamiento disarmonioso controlado por el espesor de los bancos y el contraste de viscosidad entre las litologías. Los pliegues suelen ser de tipo concéntrico con mayor o menor grado de aplastamiento. Aparece esquistosidad en los niveles pizarrosos y en las charnelas de las capas competentes.

Los tramos pizarrosos (Precámbrico, «Pizarras de *Neseuretus*», etc.) tienen un comportamiento incompetente. Aunque persiste el plegamiento concéntrico inicial, predomina el aplastamiento, con tendencia al plegamiento similar. La esquistosidad puede estar generalizada.

Desde el punto de vista de la fracturación los niveles cuarcíticos han tenido un comportamiento más frágil, y son los que actualmente muestran mejor los resultados de las diferentes etapas de fracturación. Los niveles pizarrosos, por su mayor ductilidad con frecuencia absorben la deformación de manera continua, amortiguando las fallas. El mapa geológico y los esquemas tectónicos reflejan esta situación, con escasas fracturas en el Precámbrico y las «Pizarras de *Neseuretus*».

2.2.2. Las fases de deformación

Dentro de la Hoja y teniendo en cuenta las unidades estratigráficas que aparecen, se han identificado dos etapas de deformación prehercínica y por tanto que afectan exclusivamente a materiales anteordovílicos, y otra, de edad hercínica que deforma tanto a los materiales anteordovílicos como a los paleozoicos.

Esta tercera etapa de deformación origina pliegues en el paleozoico de dirección NO-SE y es responsable de la única esquistosidad generalizada que existe en toda la región; por criterios estructurales y regionales esta etapa de deformación se hace corresponder con la 1.^a Fase Hercínica.

Deformaciones Prehercínicas

En el contexto geológico regional, las referencias bibliográficas sobre la existencia de dos episodios de deformación anteriores al Hercínico antes mencionados, han sido indicados por diversos autores.

La discordancia erosiva y angular, fosilizada por el Ordovícico inferior y por tanto la más alta de las dos, se denomina tradicionalmente como «Discordancia Sárdica» ya fue citada por LOTZE (1956), BOUYX (1970), TAMAIN (1972), SAN JOSE *et al.* (1974), MORENO (1976-1977), MARTIN ESCORZA (1977), y confirmada y puesta en evidencia la realización de Hojas MAGNA próximas.

La existencia de una deformación intraprecámbrica ya fue mantenida por BOUYX (1967, 1970) al citar una discordancia angular entre las «Capas de facies Alcudia» y la «Serie de Hinojosas», identificada en otros puntos por CRESPO y REY (1971) y negadas posteriormente en los mismos sitios donde fuera definida por BOUYX y CRESPO por otros autores: TAMAIN (1972), ARBIN y TAMAIN (1973).

Más recientemente, estudios más detallados han puesto en evidencia o confirmado esta discordancia en el Domo de Abenójar y en el Anticlinorio del Esteras, AMOR y ORTEGA (*in litt*), GARCIA SAN SEGUNDO & LORENZO ALVAREZ (*in litt*), ORTEGA y GONZALEZ LODEIRO (*in litt*). En el Anticinal de Villarta-Navalpino SAN JOSE (1984) propone la denominación de «Discordancia Oretánica». En el Anticinal de Ibor-Guadalupe esta discordancia aparece entre la Unidad Inferior (Domo Extremeño) y la Superior (Ibor-Navalpino), presentándose de forma erosiva y angular tanto a nivel de afloramiento como cartográfico NOZAL (1985), NOZAL & CASQUERO (1985 *in litt*).

Aunque los materiales ante-ordovílicos más altos que afloran en esta Hoja son los del «Grupo de Ibor-Navalpino» (Unidad Superior), la Se-

rie Precámbrico-Cámbrica alcanza niveles estratigráficamente más altos en estructuras próximas, por lo que haciendo referencia a ellas, todavía se puede precisar que existe otra discordancia anteordovícica más, situada entre las dos anteriormente citadas.

En el Anticlinal de Villarta-Navalpino esta discordancia se sitúa entre el «Grupo Intermedio» y el «Grupo Superior» de SAN JOSE (1984) coincidiendo con el «Nivel de Fuentes» (brecha de Navalpino).

En el Anticlinal de Valdelacasa la discordancia del «Nivel de Fuentes» (s. estricto) ya fue indicada aunque sin aportar argumentos convincentes por HERRANZ *et al.* (1977), BRASIER *et al.* (1979), VILAS *et al.* (1981) y SAN JOSE (1969, 1983), haciéndola corresponder con la Discordancia Cadomiense «sensu lato». Con esta problemática planteada NOZAL (1984), y durante la investigación de dicha estructura (MONTESERIN, 1985, IGME - MINAS DE ALMADEN dentro del proyecto HESPERICA y en base fundamental a buzamientos y estudios estructurales detallados se demuestra la existencia de dicha discordancia no sólo en el «Nivel de Fuentes» sino en otras zonas donde dicho nivel no está presente, pero sí dicha superficie discordante. Esta discordancia separaría la «Formación Estomiza» (cuya posición estratigráfica no está del todo resuelta pero probablemente pertenezca al grupo de Ibor-Navalpino) de las Pizarras del Pusa pertenecientes al «Grupo de Valdelacasa» (ALMADEN-IGME).

Respecto a la existencia de pliegues previos cortados por la esquistosidad hercínica dentro de los materiales del «Grupo Domo-extremeño» no se han encontrado evidencias de ellos aunque su existencia está probada en zonas próximas antes mencionadas. En esta Hoja puede argumentarse, para ponerlos de manifiesto, el que las lineaciones de intersección L_{1,0} se apartan sensiblemente de la posición de los ejes de los pliegues medidos en campo, mientras que en la serie paleozoica la esquistosidad es de plano axial y las lineaciones se disponen por tanto paralelas al eje de los pliegues. Por otra parte, comparando las medidas de lineaciones entre los dos conjuntos, en el inferior, el abanico de direcciones es mucho más amplio y con buzamientos mucho más altos, consecuencia de una tectónica de «tipo serpenteante» con pliegues de eje subvertical (Figs. 8, 9 y 10).

En la unidad superior (Grupo de Ibor-Navalpino) con buzamientos bastante suaves tampoco se han identificado estructuras prehercínicas claras, lo que implicaría un carácter exclusivamente erosivo de la Discordancia «Sárdica», pero por criterios regionales es también angular. Así MORENO *et al.* (1984) indican en todos los casos las relaciones angulares entre las series suprayacentes e infrayacentes en relación a la discordancia, permite deducir la existencia (previa) de los mismos pliegues con anterioridad a la deformación hercínica, de forma que algunos de

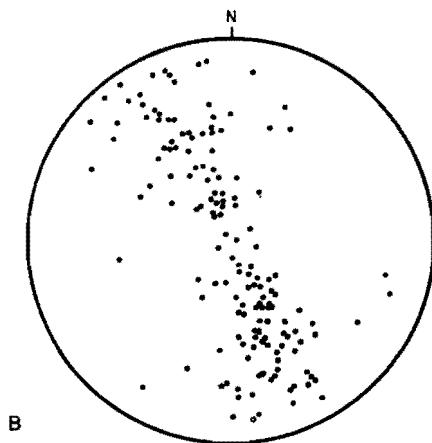
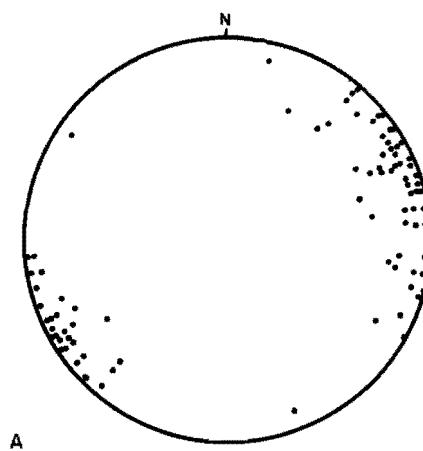


Fig. 8. Proyección equiáreal de los polos de la esquistosidad S_1 (figura A) de la serie precámbria Rifeense-Vendiense inferior. («Domo extremeño».) En la figura B se han proyectado las lineaciones de intersección S_0-S_1 .

los grandes pliegues hercínicos en estos sectores son aproximadamente homoaxiales con pliegues sárdicos anteriores, habiendo derivado del apretamiento y acentuación de los mismos.

Las características geométricas de los pliegues prehercínicos no pueden ser precisados con los datos actualmente disponibles, ya que su morfología y orientación han sido modificadas por las deformaciones posteriores. Probablemente podría tratarse de pliegues no muy apretados, sin esquistosidad asociada y con plano axial subvertical; la deformación hercínica, con directrices coincidentes o ligeramente oblicuas a estos pliegues previos debió reaplastarlos, ya que esto último es mecánicamente más sencillo que originar pliegues nuevos, puesto que se han detectado figuras de interferencia (NOZAL y GIL SERRANO 1983 interpretan erróneamente la presencia de dos esquistosidades en materiales del Domo extremeño, una atribuida a las deformaciones ante-ordovícicas, actualmente consideradas como de cizalla posterior a la Fase 1 Hercínica).

La Primera Fase hercínica desarrolla pliegues concéntricos de tipo flexural en los niveles cuarcíticos competentes del Ordovícico inferior, generalmente muy fracturados y que marcan las directrices de las megaestructuras de la Hoja. Existen evidencias claras de una tectónica de despegue (LOPEZ DIAZ F. com. personal) a nivel del Ordovícico inferior (cobertera) con respecto al sustrato inferior Precámbrico-cámbrico ya plegado anteriormente y que funciona como zócalo rígido. Este hecho es muy evidente donde existe una deformación por cizalla post-Fase 1 hercínica.

En los materiales alternantes o bien estratificados del Precámbrico, los pliegues son bastante apretados, aproximados al tipo «*chevron fold*» de flancos rectos y charnelas angulares algo engrosadas. La geometría más frecuente es la de pliegues de tipo 1 C de RAMSAY.

En los materiales paleozoicos los pliegues suelen ser de tipo 1B, concéntricos, a 1C, concéntricos con aplastamiento, especialmente en las alternancias. Localmente se encuentran «cuñas tectónicas» (*tectonic wedges*) desarrolladas por cizallamiento en las etapas tempranas del plegamiento.

La vergencia de esta fase está poco definida en la región, a nivel del Paleozoico la esquistosidad y los planos axiales buzan tanto hacia el Norte como hacia el Sur. Esta disposición actual puede deberse en parte al retoque de las deformaciones tardías, y probablemente la vergencia original de las estructuras de esta fase era hacia el Sur. Esta aseveración se fundamenta en criterios regionales y en la existencia de algunos flancos invertidos y en disposiciones flanco corto-flanco largo en ciertas estructuras.

Dentro de la Hoja sólo se ha observado en campo una esquistosidad en todo el Paleozoico; esta esquistosidad aparece siempre paralela al

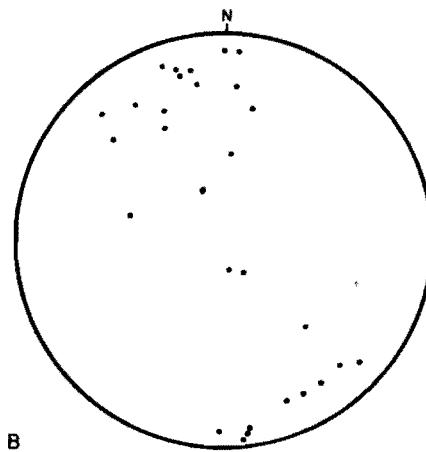
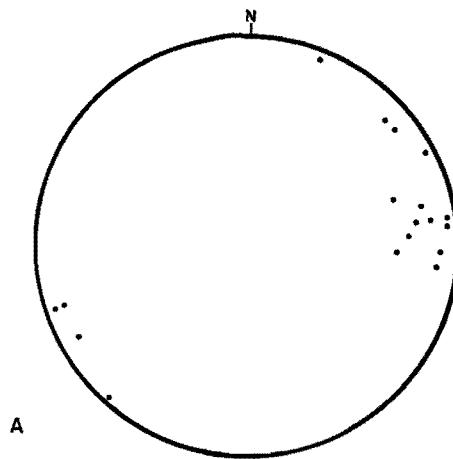


Fig. 9. Proyección equiárea de los polos de la esquistosidad S_1 (figura A) de la serie Vendiense superior («Ibor - Navalpino»). En la figura B se han representado las lineaciones de intersección $S_0 - S_1$.

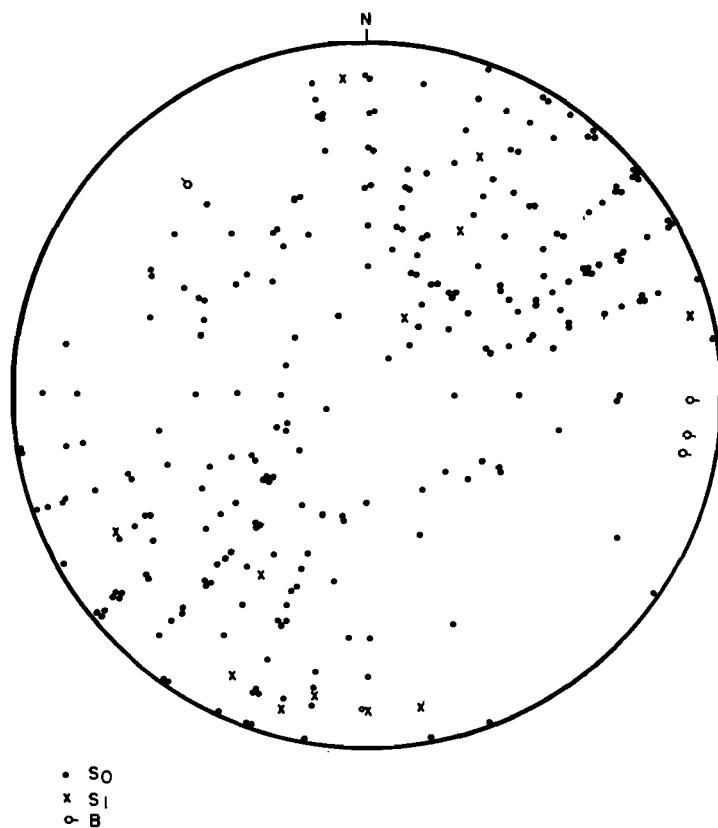


Fig. 10. Proyección equiáreal de los polos de la estratificación (puntos) de la esquistosidad (cruces) y ejes de pliegues (círculos) en los materiales paleozoicos.

plano axial de los pliegues de 1.^a Fase y su dirección es normalmente NO-SE, variando por deformaciones posteriores.

El grado de aplastamiento de los materiales no es muy alto, por lo que la esquistosidad está poco desarrollada, pero siempre es visible en las pizarras paleozoicas y en los materiales ante-ordovícicos sobre todo en los niveles pizarrosos y limolíticos. En las litologías más finas se presenta como una esquistosidad espaciada de tipo «*slaty cleavage grosero*» según la clasificación de BASTIDA (1981) con recristalización muy reducida formando sericita y clorita de bajo grado de cristalinidad, en los niveles más arenosos, si es penetrativa, se manifiesta como una esquistosidad grosera más espaciada de tipo «*rough cleavage*», al microscopio se presenta como una esquistosidad en «dominios» con láminas oscuras subparalelas o anastomosadas, donde los minerales micáceos están orientados y se concentran óxidos de hierro y bandas claras donde los granos están poco orientados, a veces con sombras de presión.

A escala de afloramiento en los materiales paleozoicos la esquistosidad suele presentar una disposición en abanico, con refracción en los niveles cuarcíticos.

En los materiales pizarrosos del Sinclinorio de Guadarranque es posible observar la existencia de fallas inversas de bajo ángulo de rumbo ONO-ESE (110) que buzan unos 35° hacia el Norte. Estos cabalgamientos vergentes al Sur desarrollan esquistosidad (foliación milonítica) y son atribuibles a una fase de cabalgamientos y fallas inversas que tiene lugar a finales o con posterioridad a la Primera Fase hercínica, Fallas inversas vergentes hacia el Sur también se observan en el Sinclinorio de La Dehesa de Las Navas.

La Segunda Fase de deformación hercínica se caracteriza regionalmente por presentar estructuras y direcciones variables de unos puntos a otros de este segmento de la Cadena, manifestándose bien como una fase de plegamiento homoaixial y retrovergente, bien como una fase oblicua, y finalmente hacia el este como una fase de plegamiento ortogonal y de fracturación. Esta variabilidad espacial posiblemente se deba a la manifestación en cobertura de la reactivación de desgarres de zócalo durante la segunda compresión hercínica. ROIZ (1979) propone un modelo de este tipo para explicar la estructura del sector situado al este de la Hoja de Castilblanco.

Esta fase tiene poca importancia en la Hoja estudiada. Se caracteriza principalmente por las modificaciones que induce en las estructuras preexistentes, produciendo verticalizaciones, inversiones de vergencia y giros en los pliegues y esquistosidad de primera fase.

En la zona centro-norte de la Hoja, las direcciones de la esquistosidad (S1) y de la estratificación aparecen distorsionados con respecto a las directrices regionales (N150-170E) oscilando entre direcciones N-S y

N30E. Esta distorsión puede interpretarse como debida al efecto de una zona de cizalla, pues además en esta zona se concentran todos los indicios mineros reconocidos en la Hoja.

La dirección de los pliegues en el cierre periclinal de la Antiforma de Ibor, NNO-SSO oblicuos a los pliegues del Paleozoico y del Sinclinorio de Herrera situado más al sur (Hoja de Herrera del Duque) posiblemente se debe a que se trata de pliegues de segunda fase, que se manifiestan con esta dirección cuando actúan en zonas en que la dirección de las estructuras prehercínicas es favorable, como ya puso de manifiesto MORENO (1977) en el sector situado al NO de esta zona (para este autor nuestra F-1 es la F-2, y su F-3 es nuestra F-2).

La fracturación tardihercínica afecta a todas las estructuras de plegamiento anteriores. Se caracteriza por generar dos familias principales de desgarres, NO-SE dextrales y NE-SO senestrales, y posiblemente la reactivación de las fracturas anteriores.

En muchos casos al analizar la fracturación es frecuente encontrar fallas que muestran un movimiento contradictorio con el de la familia a la que pertenecen. Sin duda ello es debido a las sucesivas reactivaciones que han experimentado durante el Mesozoico y el Terciario y que no es posible reconstruir debido a la ausencia de registro estratigráfico.

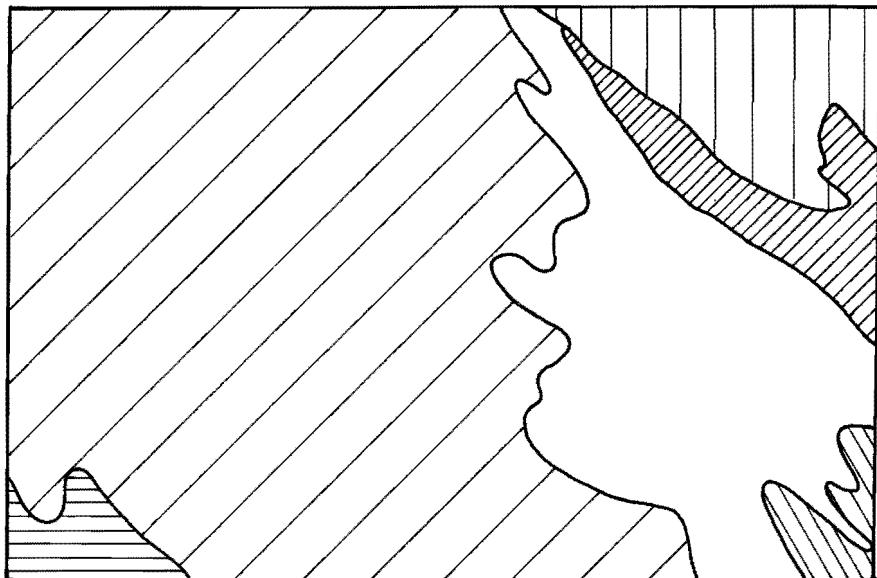
2.2.3. Domínicos estructurales

Desde un punto de vista descriptivo se han diferenciado seis dominios estructurales en la Hoja de Castilblanco, en la figura 11 se muestra su distribución, mientras que en la 12, se presentan un esquema estructural de la Hoja. La información sobre la geometría que acompañan al mapa geológico.

De NE a SO los dominios estructurales son:

- Sinclinorio de Guadarranque.
- Anticlinorio de Navalpino.
- Sinclinorio de La Dehesa de La Navas.
- Anticlinorio de Valtriguero y Guadalemar.
- Anticlinorio de Ibor.
- Sinclinorio de Herrera.

El Sinclinorio de Guadarranque. Aparece en el ángulo NE de la Hoja. En ella sólo está representada una parte del flanco sur de esta estructura regional. Hacia el núcleo (NE) aparecen niveles del Ordovícico superior reflejados según direcciones NO-SE, con esquistosidad de plano axial. La vergencia de las estructuras es hacia el NE, posiblemente a causa de la fase tardía. En las proximidades de Helechosa las «Pizarras de *Nesureetus*» presenten las fallas inversas vergentes hacia el sur, atribuidas



Anticlinorio de Ibor.

Sinclinalorio de Guadarranque.

Anticlinorio de Navalpino.

Sinclinalorio de la Dehesa de los Novas.

Anticlinorios de Voltriguero y Guadalema.

Sinclinalorio de Herrera.

Fig. 11. Dominios estructurales de la hoja de Castilblanco.

a la primera fase, que se han mencionado en el apartado anterior.

El Anticlinorio de Navalpino está situado al SO del Sinclinorio anterior. En la Hoja de Castilblanco aflora su terminación periclinal noroccidental. En el borde de la Hoja aparecen todavía los materiales precámbricos. En esta zona el Anticlinorio está afectado por una importante fracturación paralela al eje de los pliegues. Hacia el NE el Anticlinorio se prolonga en una estructura anticinal simple y estrecha, en cuyo núcleo afloran las Capas Intermedias con esquistosidad de plano axial. La geometría del pliegue muestra una vergencia hacia el SO.

El Sinclinorio de La Dehesa de Las Navas. Corresponde al resto de los materiales paleozoicos de la mitad oriental de la Hoja. Está delimitado por la Cuarcita Armoricana y en su núcleo se conservan materiales ordovícicos hasta la Cuarcita de Canteras. Consiste en un conjunto de pliegues de rumbo NO-SE con disposición sinclinal. La fracturación más importante es la longitudinal, con alguna falla de rumbo NO-SE que muestra una geometría claramente inversa y vergencia SO.

La geometría de esta estructura adopta una disposición general en cubeta, posiblemente por interferencia de los pliegues de primera y segunda fase hercínicas.

Los Anticinales de Valtrigueros y de Guadalemar limitan a la estructura anterior en el ángulo SE de la Hoja, originando la geometría de cubeta anteriormente mencionada.

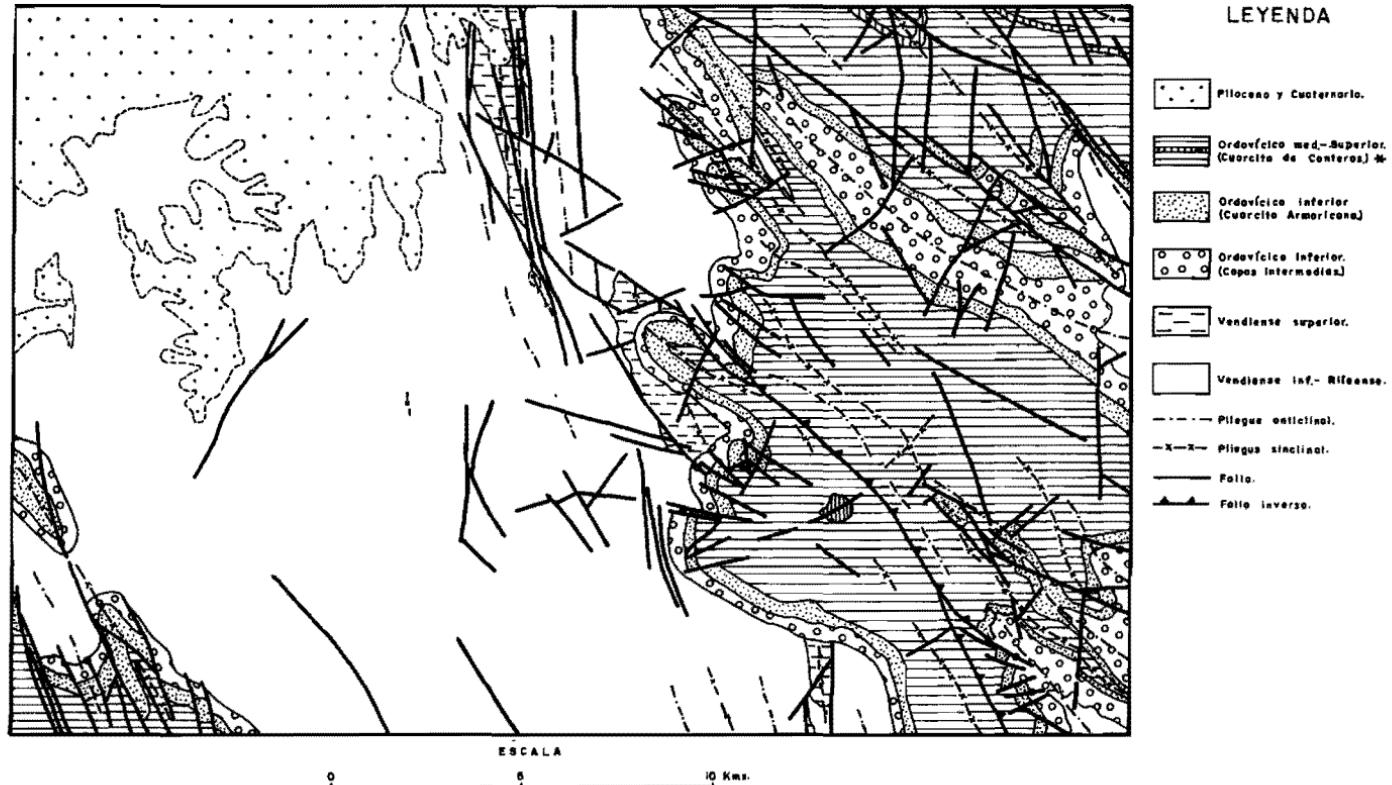
Son anticinales de primera fase que logran su máximo desarrollo en las Hojas de Villarta de Los Montes y La Puebla de Don Rodrigo. En la de Castilblanco afloran solamente sus cierres noroccidentales.

El Anticlinorio de Ibor es el dominio que ocupa una mayor extensión superficial en la Hoja, donde está representado su extremidad suroriental. Es también un gran anticlinorio hercínico ocupado por materiales precámbricos más o menos recubiertos por depósitos terciarios. La orientación general de la esquistosidad y la estratificación es NNO-SSO, tal vez por reactivación de estructuras sárdicas por la fase tardía hercínica. En la parte oriental del dominio los materiales del Vendiente superior han quedado preservados en algunos núcleos sinclinales, y descansan discordantemente sobre el Rifeense-Vendiente inferior.

La disposición general de la esquistosidad, de plano axial de los pliegues, es subvertical o buzando en ambos sentidos, sin que sugiera una vergencia preponderante. La fracturación más importante es la longitudinal, de NO-SE a N-S.

Finalmente *el Sinclinorio de Herrera del Duque* aparece escasamente representado en la Hoja, en su esquina SO, por materiales paleozoicos plegados con directrices NNO-SSE, afectadas por una intensa fracturación longitudinal. La mayor parte de las fallas, de rumbo NNO-SSE tienen un movimiento de desgarre dextral.

Fig. 12. Mapa tectónico de la hoja 733, Castilblanco.



2.3. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

La deformación más antigua reconocible en el marco de la Hoja de Castilblanco es de edad intraprecámbrica, y está señalada por la discordancia del Vendiente superior sobre el Vendiente inferior-Rifeense. Correspondría a la denominada discordancia Oretánica por SAN JOSE (1984), quien la identifica en el Anticlinorio de Navalpino, donde propone una fase de deformación sinesquistosa que afecta a un conjunto correlacionable con niveles datados como Rifeense mediante microfauna. Para el conjunto situado por encima de la discordancia propone una edad Vendiente medio-superior.

Aunque no existe registro estratigráfico en la Hoja, regionalmente existe una discordancia entre el Precámbrico y el conjunto superior del Cámbrico «Nivel de Fuentes». Esta discordancia está bien documentada en el sector de los Montes de Toledo, al norte de la Hoja estudiada. SAN JOSE (1984) la atribuye a la fase Cadómica s.l.

El diastrofismo sárdico sí ha quedado registrado en la Hoja. Las capas basales del Ordovícico son discordantes sobre diferentes niveles precámbricos. Hacia el norte de esta zona pasan a apoyarse sobre el Cámbrico inferior. Tremadoc y Cámbrico inferior son pues las edades límites para este evento tectónico, posiblemente de carácter extensional, siendo su edad más probable Cámbrico superior. Es notoria la coincidencia temporal de este suceso con la actividad ígnea en las zonas internas de la Cadena (intrusiones de ortoneises).

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

El Devónico superior de los Sinclinales de Herrera y de Almadén están afectados por las estructuras de la primera fase hercínica identificada en esta región. En la última localidad citada el Estefaniense es además claramente posttectónico, y la granodiorita de Fontanosas, postfase-1 ha sido datada en 302 ± 7 m.a., esto es Westfaliense superior (SAUPE, 1973). La edad de la deformación principal hercínica está situada pues

el Devónico superior y el Westfaliense superior. Sobre la edad de la segunda fase de deformación hercínica no existen datos que permitan precisarla.

Además de una serie de fallas cuyo origen es claramente singenético con la deformación variscana hay otras fracturas posteriores al plegamiento, clásicamente atribuidas a la fracturación tadihercínica. Por sus relaciones con la sedimentación permocarbonífera y con los granitoides tardihercinicos se les atribuye una génesis durante el Estefaniense y el Pérmico inferior. Originadas como fallas de desgarre sin embargo fueron reactivadas durante el Pérmico superior y el Trías, y como bien se ha documentado en áreas alpinas, durante el Mesozoico y el Terciario, actuando como fallas normales en épocas de tectónica extensional, y como fallas inversas y desgarres en régimen de compresión. En la zona estudiada no es posible documentar estas reactivaciones, pero la geometría contradictoria que presentan a veces avala esta hipótesis.

3. GEOMORFOLOGIA

En la Hoja de Castilblanco pueden diferenciarse varios dominios geomorfológicos en relación directa con las unidades morfoestructurales definidas por las grandes estructuras hercínicas presentes en ella: Anticlinorio de Ibor, Anticlinorio de Navalpino, Anticliniales de Valtriguero y Guadalemar, Sinclinorio de Guadarranque, Sinclinorio de la Dehesa de las Navas y Sinclinorio de Herrera.

Desde el punto de vista morfológico podemos distinguir las siguientes medidas o dominios:

- Sierras cuarcíticas y altas superficies.
- Las depresiones de Cijara y Dehesa de las Navas.
- Depresiones de García de Sola-Valle del Guadiana y Guadalemar.
- Plataformas de la raña y relieves sobre materiales terciarios.

3.1. LAS SIERRAS CUARCITIVAS Y ALTAS SUPERFICIES

Las cuarcitas armorianas son el principal elemento constructor del relieve actual. Las directrices del mismo son estructurales, aunque no exactamente hercínicas, pues el rejuego de las fallas tardías produce desplazamientos y condiciona la red de drenaje. Estos relieves se sitúan en los flancos de las estructuras mayores y presentan orientaciones dominantes NO-SE u ONO-ESE y ocasionalmente N-S debido a los repliegues de la serie ordovícica.

Las diferencias altimétricas de las cumbres no son acusadas, aun-

que no existe una isoaltitud tan manifiesta como ocurre en muchas zonas de los Montes de Toledo. Normalmente se sitúan entre los 660 y 770 metros (Paredón: 709 m, Risco: 706 m, Sierra de Peloche: 674 m, Cerro del Cubo: 759 m, Castellón: 701 m, Azuche: 691 m, Canalizo: 714 m, Fra-guas: 662 m, Malos pasos: 764 m, Casiano: 765 m y Rinconada: 769 m).

La altiplanicie de cumbres sólo se conserva en los relieves existentes entre las Depresiones de la Dehesa de las Navas y Guadalemar, situándose entre 830 m y 860 m (Cantos Negros: 862 m y cerro situado algo más al noroeste: 837 m), observándose un perfecto arrasamiento de las cuarcitas ordovícicas. Esta superficie de erosión se encuentra ligeramente desnivelada y basculada hacia el noroeste.

La incisión del río Guadiana y sus tributarios, ha sido muy importante, dando lugar a una intensa degradación de la primitiva superficie de erosión. Las diferencias de cotas entre el cauce del Guadiana (hoy cubierto por las aguas de los Embalses de García de Sola y Cíjara) y las altas superficies es del orden de 450-500 metros.

Las vertientes de las sierras cuarcíticas están relativamente estabilizadas y tapizadas por depósitos coluviales antiguos. Tan sólo existe una cierta movilidad en las pedrizas o canchales situados en la cabecera de torrentes y arroyos.

3.2. LAS DEPRESIONES DE CIJARA Y DEHESA DE LAS NAVAS

Se sitúan en las zonas internas de los relieves cuarcíticos en relación con estructuras sinclinales más o menos complejas.

Sus flancos, o zonas de enlace con las crestas cuarcíticas, están formados por las alternancias areniscoso-cuarcíticas de Pochico y sus núcleos por los potentes depósitos de pizarras de *Neseuretus*, menos resistentes a la erosión. La existencia de niveles de areniscas y cuarcitas intercaladas en las pizarras dan lugar a pequeños relieves estructurales: Cerro del infierno (Cíjara) y Cerro del Cabezo (Dehesa de las Navas).

La Depresión del Cíjara está en relación con la estructura sinclinal del Guadarranque, y atravesada por el río Guadiana, que ha dado lugar a una profunda incisión lineal, hoy en día no observable por hallarse cubierta por las aguas de la Presa de Cíjara, cuya cota máxima de embalse es de 248 metros.

La Depresión de la Dehesa de las Navas se sitúa en el área ocupada por el sinclinorio del mismo nombre y atravesada por los arroyos de Benazaire, del Puerto de la Arena del Sotillo, que han excavado, junto con afluentes una amplia zona cuyas cotas mínimas se sitúan entre 450 y 500 metros. Está rodeada por los relieves cuarcíticos de los flancos de la estructura desarrollados a una altura comprendida entre 690 y 860 me-

tros. En el borde norte de la depresión se conservan algunas hombreras de la Raña sobre la cota de 600 - 620 metros.

3.3. LAS DEPRESIONES DE GACIA DE SOLA-VALLE DEL GUADIANA Y GUADALEMAR

Se implantan sobre los materiales precámbricos de los Anticlinorios de Ibor y Guadalemar. Dan lugar a zonas deprimidas con el relieve alomado, circundadas por las sierras cuarcíticas. Están drenadas por los ríos Guadalemar y Guadiana con sus afluentes (Benazaire, Pelochejo, Guadalupejo, etc.).

La Depresión de García de Sola - Valle del Guadiana, ocupa una gran extensión en el sector central y suroccidental de la Hoja. Sobre los materiales precámbricos poco alterados, que constituyen su substrato, se reconoce la existencia de una antigua superficie de erosión, muy recortada por la incisión cuaternaria, que se establece entre las alturas de 480-440 metros, descendiendo suavemente hacia el valle del Guadiana. Esta superficie de erosión está fosilizada por los materiales del Plioceno superior, si bien la construcción de la misma debe haberse iniciado en tiempos más antiguos (Paleogeno-Mioceno inferior?).

Hoy en día no pueden observarse la naturaleza de la incisión y encajamiento del río Guadiana, ya que su valle se encuentra cubierto por las aguas del Embalse de García de Sola cuya cota máxima de aguas es de 363 metros.

3.4. LAS PLATAFORMAS DE LA RAÑA Y RELIEVES SOBRE MATERIALES TERCIARIOS

Estas unidades geomorfológicas aparecen bien representadas en el cuadrante noroccidental de la Hoja (Sector del Castilblanco). Tienen menor entidad en la margen izquierda del Guadiana situándose en las zonas de enlace entre los relieves de cuarcita armónica y la depresión de García de Sola. También aparecen en el extremo sur de la Depresión de la Dehesa de Las Navas.

Se caracterizan por la existencia de plataformas, con morfología de glacis de pie de monte, suavemente inclinadas hacia la zona central de los valles de los ríos en dirección ligeramente oblicua, en el sentido de aguas abajo, a la perpendicular de los relieves al fondo de los *talwegs*. Estas plataformas están tapizadas por los depósitos de la Raña, que normalmente coronan los relieves alomados, con desarrollo local de cárcavas, que se implantan sobre los materiales del Plioceno inferior. En el sector

noreste de la Hoja (Castilblanco) descienden de norte a sur (520 a 480 metros). En la zona central (margen izquierda del Guadiana) bajan progresivamente hacia el OSO desde los 540 a 475 metros.

Es característica la presencia de una potente alteración pre-Raña que afecta a los materiales sobre los que reposa, muy patente en los Montes de Toledo y Extremadura.

El enlace entre las plataformas de la Raña y las terrazas de los ríos y arroyos se realiza mediante formas de glacis que están bien representados en las márgenes del Arroyo Guadalupejo.

3.5. EVOLUCION DEL RELIEVE

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

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

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

Con anterioridad al depósito de las Rañas se produce una nueva etapa de alteración química que se traduce en una intesa meteorización del sustrato, que en muchas zonas se suma a las alteraciones precedentes. Los abanicos aluviales que conforman las Rañas, se depositan sobre dicha superficie alterada, colmatando las depresiones existentes entre los relieves. Este proceso da origen a formas extensas de glacis de pie de monte. La incisión cuaternaria, en particular la del río Guadiana, disecta la superficie de la Raña de manera que el paisaje que puede observarse por encima del nivel de estas plataformas en muchas zonas presenta una geomorfología heredada de etapas anteriores, con retoques mínimos (pedreras): es el paisaje de etapas anteriores, con retoques mínimos (pedreras): es el paisaje del Pliocuaternario. Por debajo del nivel de Rañas el paisaje es enteramente cuaternario con predominio de los procesos denudativos.

4. PETROLOGIA

4.1. ROCAS SUBVOLCANICAS

4.1.1. Metabasitas (1)

Aparecen en un afloramiento alargado en dirección este-oeste, de unos 500 metros de longitud y 100-150 de anchura, que se sitúa al norte de los localidad de Herrera del Duque, en el borde meridional de la Hoja y asociada a fracturas de dirección ONO-ESE en las proximidades del Palacio Castillo de Cíjara. Atraviesan claramente los materiales precámbicos que en esta zona se presentan con dirección norte-sur y buzamiento subvertical.

Son rocas formadas por plagioclasas (albita), augita (Ti), anfibol (hornblendita y limolita-actinolita) y clorita, carbonatos, sulfuros, esfena y apatito. Presentan textura dolerítica o diabásica y una deformación no penetrativa a base de bandas espaciadas e irregulares con fuerte recristalización de anfíboles de bajo grado. Aparecen grietas de tensión tardías con rellenos de anfibol, carbonatos y albita.

Se trata pues de rocas granudas básicas con textura diabásica, afectadas por un metamorfismo de bajo grado, que pueden clasificarse como metabasitas (metadiabasas o metagabros).

Estas manifestaciones subvolcánicas podrían estar en relación con los vulcanismos llanvirnienses detectados en zonas próximas (Hoja 16-30: Puebla de Don Rogrido) o silúrico - devónicos (Región de Almadén).

4.2. ROCAS FILONIANAS

4.2.1. Filones de cuarzo (2)

Se han representado en la cartografía una serie de diques de relleno de fracturas que aunque tienen escasa potencia (1-7 metros), tienen un desarrollo longitudinal apreciable y dan lugar a resaltes topográficos. Estos diques atraviesan los materiales precámbrios. En la zona centro-norte de la Hoja se asocian con fracturas de dirección fundamental NO-SE, con variaciones a NNO-SSO y ONO-ESE. En el cierre del Anticlinal de Ibor, al sur de la zona, van con fracturas de dirección N-S.

Están formados exclusivamente por cuarzo, que tiene frecuentemente estructura brechoide, apareciendo cristales fragmentarios de cuarzo anguloso que están rodeados por cuarzo criptocristalino. A veces hay impregnaciones de óxidos de hierro y manganeso.

5. HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se da una visión muy generalizada de la evolución geológica del sector, teniendo en cuenta la información obtenida en la realización de Hojas próximas del plan MAGNA y la derivada de la bibliografía existente.

La sucesión del Precámbrico superior y Cámbrico inferior presenta variaciones apreciables en las diferentes estructuras en que aflora, pero en conjunto pueden separarse tres grupos deposicionales o unidades tectosedimentarias limitados por discordancias (HERRANZ et al., 1977, SAN JOSE, 1984 y Grupo de trabajo MAYASA-I.G.M.E. comp. pers.).

- Grupo inferior del Domo Extremeño o «Alcudiense Inferior» Rifeense superior-Vendiense inferior.
 - Discordancia Oretánica.
- Grupo intermedio de Ibor-Navalpino o «Alcudiense superior» de edad Vendiense medio-superior.
 - Discordancia Cadomiense.
- Grupo superior de Valdelacasa o «Pusiense» y Series del Cámbrico inferior (Azorejo, Navalucillos, etc.). Vendiense superior-Cámbrico inferior.
 - Discordancia Sárdica.

En el área ocupada por las Hojas de Castilblanco, Herra del Duque, Puebla de Don Rodrigo y Casas del Río la sedimentación del Grupo inferior se realiza en ambientes de talud-cuenca con desarrollo de facies desorganizadas y facies turbidíticas de abanicos submarinos profundos si-

tuándose las facies más distales hacia el norte. Estos materiales son posteriormente deformados, depositándose el grupo intermedio discordante sobre los materiales anteriores, en ambientes de plataforma mixta terrígeno-carbonatada abierta hacia el este-sureste, mientras que en el Anticlinal de Valdelacasa (Hoja de Puente del Arzobispo) hay sedimentación de facies turbidíticas: Fm. Estomiza o Series del Villar del Pedroso y río Uso probablemente equivalente de las Series de Fontejo y Valdehorno del Anticlinal de Ibor (SAN JOSE, 1984). Las deformaciones previas al depósito de la serie suprayacente, son de menor intensidad que las anteriores, si bien se detecta una discordancia angular entre los Grupos intermedio y superior. La sedimentación de este último comienza localmente con el depósito de megaturbiditas, relacionadas con eventos sísmicos (Nivel de Fuentes), continuando en un dominio de talud-plataforma, sometido a numerosas oscilaciones del nivel del mar, que pasa a facies más someras de plataforma terrígena y carbonatadas durante el Cámbrico inferior (Formaciones Areniscas del Azorejo y Calizas de los Navalucillos o de la Estrella). SAN JOSE (1984) señala para el conjunto Precámbrico superior-Cámbrico inferior, la existencia de una o varias cuencas con bordes activos cuyo relleno comienza por turbiditas y culmina con facies extensivas de plataforma somera, con varias reactivaciones que dan lugar a las discordancias citadas. Propone un modelo de ciclos sucesivos de fracturación-colmatación-extensión de facies someras, con predominio de movimientos en la vertical y episodios compresivos previos a cada etapa de fracturación distensiva, cada vez menos intensos a lo largo del tiempo, de los que el más importante es la fase de deformación sellada por la discordancia Oretánica.

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

da entre el Cámbrico inferior y el Tremadoc, siendo la más probable Cámbrico superior notablemente coincidente con la actividad ígnea en las zonas internas de la cadena (intrusiones de ortogneises).

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

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

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

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

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

Lo más destacable de la Cuarcita Armicana es su gran extensión superficial que desborda los márgenes de sedimentación de las Capas intermedias, la constancia de las facies, su ordenación en megasecuencias *coarsening upwards*, así como su paso hacia arriba a sedimentos de plataforma dominada por el oleaje (Alternancias de Pochico del Arenig.-Llanvirn.). La extensión y constancia de las facies está relacionada con el carácter transgresivo de la unidad en el contexto de un margen de cuenca extensivo. Las facies arenosas corresponden a barras depositadas en una plataforma somera por acción de corrientes inducidas por las mareas, vientos y oleajes. Se forman pues relativamente cerca de la costa

y se desplazan hacia el continente a medida que asciende el nivel del mar. Las megasecuencias *coarsening up* deben relacionarse con progradaciones de las zonas arenosas de la plataforma sobre zonas más internas en períodos de gran aporte siliciclástico quizá relacionado con disminuciones de la velocidad de ascenso relativo del nivel del mar. Este dispositivo supone una cierta heterocronía de la Cuarcita Armoricana y el diacronismo del límite entre ésta y las Alternancias de Pochico que representarían emplazamientos más distales en los que el agente dominante de transporte y sedimentación son las tormentas.

En el Ordovícico medio y superior pueden reconocerse una serie de unidades tectosedimentarias definidas mediante ciclos «regresivos» o megasecuencias de somerización por avance y progradación de las áreas sublitorales arenosas sobre la plataforma lutítica. Comienzan con depósitos de plataforma abierta y fondo anóxico evolucionando hacia facies arenosas sedimentadas por la acción de corriente inducida por las tormentas, que en el techo de las secuencias, son más proximales con respecto a los campos de barras de mar somero, de cuya destrucción proceden. El primer ciclo se desarrolla durante el Llanvirniense y Llandeilo inferior (Pizarras con *Neseuretus* y Areniscas de los Rasos). El segundo tiene una edad Llandeilo inferior-superior a Caradoc inferior (Pizarras Guindo o Botella, Serie de Transición y Cuarcitas Botella o de Cantera). El tercero es más complejo y consta de dos subciclos, el inferior tiene edad Caradoc (Pizarras intermedias o de Cantera y Bancos mixtos) y el superior se desarrolla durante el Caradoc superior-Ashgill. inferior (Parte superior pizarrosa de los Bancos mixtos y Caliza de Urbana) (ver 1.4). El límite entre estas unidades tectosedimentarias o megasecuencias es neto y la evolución de somerización paulatina lo que implica hundimientos de la cuenca o ascensos del nivel del mar relativamente rápidos. Durante el Ordovícico medio y superior existe actividad volcánica con emisión de productos básicos de composición basáltica que se intercalan en las facies más profundas, frecuentemente en la base de las secuencias (vulcanismos del Llanvirn. inferior en las Hojas de Puebla de D. Rodrigo y Casas del Río y del Caradoc inferior en la Hoja de Ciudad Real). Resulta sugestivo relacionar los ascensos relativos del nivel del mar con etapas de estiramiento cortical acompañadas de la salida de productos volcánicos basálticos fisurales.

En las Hojas de Piedrabuena y Casas del Río faltan los materiales paleozoicos situados por encima de los Bancos mixtos del Caradoc superior como consecuencia de los procesos erosivos posthercínicos (Mesozoicos y Terciarios). Sin embargo en el sector centro-meridional del Campo de Calatrava (Hoja de Ciudad Real), en la región de Almadén y Sierra Morena Oriental se reconoce la existencia de los depósitos que constituyen el subciclo Caradoc superior-Ashgill. y que culminan con la

Caliza de Urbana. Este subciclo presenta ciertas peculiaridades al producirse un cambio importante en la sedimentación debido a la ralentización de los aportes terrígenos y desarrollo de una comunidad biológica capaz de fijar los carbonatos. En su techo se sitúa una importante disconformidad de edad intraashgillense (próxima al límite Ordovícico-Silúrico) detectable en numerosos puntos de la Zona Centroibérica y Sistema Ibérico.

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

La sedimentación durante el Ordovícico más superior (Ashgill superior) y Silúrico inferior (Pelitas con fragmentos y Cuarcita de Criadero) constituye un ciclo «regresivo» con avance y progradación de las facies arenosas sublitorales redistribuidas por tempestades sobre sedimentos de plataforma y talud locales. Este ciclo está precedido por la erosión de la plataforma ordovícica debida a un descenso relativo del nivel del mar relacionado con las glaciaciones del límite Ordovícico-Silúrico que es coetánea o precede a una etapa de extensión cortical con fracturación de la plataforma y vulcanismo básico asociado, a la que sigue una elevación relativa del nivel del mar. La transgresión es relativamente rápida, depositándose las Pelitas con fragmentos en los taludes locales. Las Pizarras de la Chavera o del Castellar de la región de Almadén, deben representar las facies de talud/cuenca para estos tiempos.

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

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

El depósito de las ampelitas del Llandoveryense superior-Wenlock superior, alternancias del Wenlock superior-Gediniense y «Cuarcita de base del Gediniense superior-Siegeniense del Sinclinal de Herrera constituye en conjunto otra megasecuencia de somerización, semejante a las descritas para el Ordovícico, originada a partir de elevación relativamente brusca del nivel del mar relacionada con tectónica extensiva y vulcanismo básico.

Durante el resto del Devónico inferior los primeros movimientos hercínicos originan importantes variaciones sedimentarias en el tiempo y en el espacio, reconociéndose al menos dos ciclos de paso gradual de facies de cuenca y talud a bordes distales de una plataforma carbonatada con aportes siliciclásticos (plataforma mixta). El primero de ellos Siegeniense superior-Emsiense inferior (Pizarras del Risquillo con intercalaciones calcáreas y cuarcitas de Rivas). El segundo abarca parte del «Emsiense inferior» y la totalidad del superior. Está afectado en su techo por una discontinuidad estratigráfica y es incompleto (Pizarras de Herrera con lentejones calcáreos).

La laguna estratigráfica mesodevónica debe relacionarse con la primera fase hercínica importante. Esta fase da lugar a plegamiento en las zonas internas de la cadena.

La sedimentación Frasniana se realiza en ambientes de cuenca/talud que evoluciona, en algunos tramos, a facies de plataforma dominadas por el oleaje de tempestad (Serie Arenosa de Valmayor o Capas de Panda).

La deformación hercínica se produce en dos fases que dan lugar a pliegues, fallas y esquistosidad (ver 2.2.2). La primera de ellas es la principal y su edad debe estar comprendida entre el Devónico superior y Westfaliense superior, no existiendo por el momento datos que permitan datar la segunda (ver 2.3).

La intrusión de granitos y la fracturación tardihercínica se producen en el Carbonífero superior (Westfaliense superior-Estefaniense y Pérmico inferior).

Durante el Mesozoico y gran parte del Paleogeno se desarrollaron en la región diversos ciclos morfogenéticos, relacionados con las etapas de fracturación tensional mesozoicas y las fases compresivas alpinas que reactivaron las fracturas hercínicas y tardihercínicas. Lo más probable es que en la zona no existiera sedimentación correlativa con estos eventos estando toda ella sometida a erosión.

En el Paleogeno termina de construirse la «superficie de erosión de cumbres», característica de los Montes de Toledo, que es posteriormente degradada en el Plioceno superior-Mioceno inferior en condiciones de clima tropical estacional. Así se formaron relieves residuales o «inselbergs» en las cuarcitas (en cuyas vertientes se acumularon localmente corazas ferralíticas) y potentes alteraciones del sustrato pizarroso-grauváquico hercínico. Las alteritas y relieves residuales son erosionados durante el Mioceno, produciéndose el relleno continental de las cuencas mayores (Guadiana, Tajo, etc.) y generándose una superficie de erosión, visible en las Hojas de Castilblanco y Herrera por exhumación cuaternaria. Esta superficie de erosión es fosilizada progresivamente desde las cuencas mayores hacia los marcos montuosos (Montes de Toledo) por la sedimenta-

ción expansiva del ciclo Mioceno superior-Plioceno inferior, rellenándose las depresiones intramontañosas internas por materiales aluviales fundamentalmente pliocenos.

Los procesos morfogenéticos y sedimentarios del Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno inferior son sincrónicos con la actividad volcánica existente más al este, en el Campo de Calatrava, que alcanza su mayor intensidad durante las etapas de fracturación distensiva del Plioceno medio y superior o Fases Iberomaniegas I y II (ver memoria de la Hoja 18-30 Piedrabuena).

La sedimentación de los abanicos aluviales que constituyen las Rañas tiene lugar en el Plioceno superior-Pleistoceno inferior (Villafranquense medio-superior), dando lugar a extensas formas de glacis de pie de monte. Con anterioridad se produce una superficie de alteración, debida a una nueva etapa de alteración química con meteorización del sustrato.

La sucesión cuaternaria disecta la superficie de la Raña dando lugar a la formación de terrazas y glacis coluviales pleistocenos bien representados en el valle del río Guadiana.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA

Se puede considerar la Hoja como estéril desde el punto de vista minero, pues no existen indicios ni historial minero en toda la zona, salvo la explotación a cielo abierto situada a escasos kms de Herrera del Duque, y que fue abandonada en 1977.

Esta mina, cuyo principal mineral de explotación es la estibina (Antimonita $Sb_2 S_3$) se localiza a pie de la Sierra de la Dehesa, pico Castellón, cercano al Arroyo de Cañada Mojada, en el conjunto de pizarras y grauvacas precámbricas.

En el trabajo de GUMIEL MARTINEZ, P. (1983), resultado de su Tesis Doctoral, se expone un completo estudio del yacimiento, encajante y paragénesis. A continuación expondremos un resumen de los datos aportados por el autor.

Como hemos dicho, se encuentra en los materiales de edad precámbrica, concretamente en las series turbidíticas del Rifeense superior-Vendiense inferior.

La mineralización se relaciona una fase de deformación tardía que desarrolla estructuras menores como *kink-band*, *chevron*, que deforman estructuras anteriores y una red de fracturas de dirección N-S y N 30°40° E, llenas con cuarzo lechoso estéril en los de la segunda dirección y mineralizados en la N-S.

La explotación a cielo abierto se realizó mediante el sistema de bancos, a través de dos cortas, una al oeste del arroyo de unos 80 m de largo por 20 de ancho y de 5 a 2 m de profundidad, la otra de menor importancia se sitúa al este del arroyo.

El yacimiento, de tipo filoniano, se localiza en los rellenos de fracturas anteriormente citadas, con morfología lenticular, concentrándose la mineralización en bolsadas, con potencias de 0,5 a 15 cm.

Tres son las formas de presentarse la estibina, principal mineral del yacimiento, en masas alotriomorfas de forma laminar, en agregados poligonales de recristalización y en cristales aciculares, reconocibles a simple vista, rellenando huecos en el cuarzo.

La paragénesis pertenece al grupo c.p. Sb-Zn-An.

Según comunicación oral, recogida por GUMIEL, vecinos de la localidad de Herrera del Duque recuerdan la existencia de otra explotación a la altura de los kms 180-181 de la carretera que une Castilblanco con Herrera del Duque, localizada, posiblemente, en la zona conocida como «Minilla», si bien en la actualidad no quedan rastros de su existencia.

6.2. CANTERAS

Las gravas de cuarcitas existentes en pedreras y coluviones resultan un buen material para su uso en firmes de caminos y carreteras. Se han explotado como áridos para la formación de hormigones, los glacis y terrazas situados en las márgenes del río Guadalupejo, que han proporcionado el material necesario para la construcción de la Central Nuclear de Valdecaballeros, así como el material necesario de préstamos utilizados en la represa construida para su funcionamiento.

6.3. HIDROGEOLOGIA

Tanto por su composición litológica como su configuración morfológica, podemos diferenciar tres conjuntos hidrogeológicos. Estos son: las planicies o llanuras formadas por los materiales precámbricos en las que el conjunto rocoso que se puede considerar homogéneo desde un punto de vista de constitución de roca almacén hídrica. Los materiales paleozoicos, responsables de los relieves más fuertes, con laderas de fuertes pendientes, constituidos por alternancias de pizarras y rocas detríticas, con un tramo pizarroso impermeable, pizarras del Llanvirn-Llandeilo. Por último los materiales terciarios, irregularmente repartidos por la zona, y potencialmente formadores de acuíferos, junto a los materiales superiores de tipo Raña.

En el primer caso, la planicie precámbrica, formada por un alto porcentaje de pizarras y filitas confiere al conjunto un alto grado de impermeabilidad en profundidad, salvo la capa de meteorización y las zonas de fracturación. Sólo alguno de los tramos intercalados, como el caso de las calizas, puede elevar este potencial hídrico, pero siempre es de escasa entidad y local.

Las sierras paleozoicas, con sus fuertes pendientes favorecen la escorrentía superficial, acumulándose las aguas en las zonas deprimidas o núcleos del sinclinorio paleozoico, formado por materiales pizarrosos impermeables, dando lugar a zonas encharcadas. La construcción de pequeñas represas a pie de torrenteras, permiten localmente el aprovechamiento y regulación de esta escorrentía, pero siempre de régimen local. La intensa fracturación existente en los niveles frágiles del conjunto paleozoico, como son los paquetes y tramos cuarcíticos, así como las grandes fracturas confieren una permeabilidad «secundaria» al conjunto, traduciéndose en una serie de surgencias y acuíferos de orden local. Ejemplo de esto es la surgencia natural que se localiza bordeando el Embalse de Cíjara, a pie del alto de Amoladeras, como consecuencia de las importantes fracturas de desgarre existentes en el área.

Por último, el tercer conjunto con posibilidad de formar acuíferos importantes lo constituyen los materiales terciarios. Pero a causa de la irregularidad de su presencia, como el elevado porcentaje de arcillas y margas, disminuyen su capacidad de roca almacén. Prueba de ello son los encharcamientos y pequeñas lagunas que se originan en los depósitos Raña que coronan las arenas y conglomerados del Plioceno, realizándose la recarga de agua a través de percolación.

Vemos por tanto, que la zona tiene escasos recursos de aguas subterráneas, salvo aquéllos de carácter local, relacionados con fenómenos tectónicos y de alteración del conjunto rocoso.

Como último conjunto con posibilidad de almacenamiento de agua, lo constituyen los depósitos cuaternarios; coluviones, canchales y terrazas poseedores de mantos acuíferos libres, pero como en los casos anteriores, de escaso caudal y por tanto de utilización local y limitada.

7. BIBLIOGRAFIA

AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976). «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neogeno de la Meseta Sur Española». *Trab. Neogeno-Cuaternario 5, Miscelánea Neogena*; pp. 7-29.

ALIA MEDINA, M.; CAPOTE, R. y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1971). Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estri-

- baciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén). *I. Congr. Hispano-Luso-Americanos de G. Económica*. T. I, Sec. 1, Geol.: 3-14.
- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; G. LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; M. CATALAN, J.R. y MARTINEZ GARCIA, E. (1973). Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica. *Studia Geologica* 6; pp. 29-48.
- ALIA MEDINA, M. (1945). Notas morfológicas de la región Toledana. *Rev. Las Ciencias*, t. 10; pp. 95-113.
- (1963). Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Bol. R. Soc. Hist. Nat.*, 6; pp. 247-262.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROSO, C. y QUINTERO, J. (1962). Estudio geológico de la región de Almadén. *Bol. I.G.M.E.* 73; pp. 195-327.
- AMOR, J.M. y ORTEGA, E. (in litt). Mapa geológico de España 1:50.000 (MAGNA). Memoria de la Hoja n.º 17-32 (Tirteafuera). I.G.M.E.
- ARBEY, F. y TAMAIN, G. (1971). «Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne)». *C. R. Ac. Sc. paris* (Ser. D), 272; pp. 1.721-1.723.
- ARBIN, P. y TAMAIN, G. (1973). Les chevauchements intraalcudiens de la Ribera de Riofrío (Valdemanco del Esteras, et de l'Arroyo de Tamizar (Cabezarrubias), dans le sud de la Meseta Iberique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 277; pp. 1.291-1.294.
- BARD, J.P. (1965). Introduction a la géologie de la Chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèse sur les caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne. *Rev. Geogr. Phys. et Gel. Dyn.* 2.ª Ser, 7 (4); pp. 323-337.
- BARD, J.P.; CAPDEVILLA, R.; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1972). Le Pré-cambrien de la Meseta Iberique. *Serv. Geol. Maroc*, 236; pp. 315-335.
- BASTIDA, F. (1981). La esquistosidad primaria: Una síntesis sobre las características y desarrollo. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, t. 11; pp. 35-54.
- BLATRIX, P. y BURG, J.P. (1981). «⁴⁰Ar-³⁹Ar from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian orogeny». *N. Jb. Miner. Mh.* pp. 470-478. Stuttgart.
- BOCHMANN, H.G. (1956). «Stratigraphie und Tektonik der Zentralen Extremadura im Bereich von Cáceres und der östlichen Sierra de San Pedro (Spanien). *Dis. Math. Naturw. Fak. Münster*, pp. 1-195.
- BOUYX, E. (1962). La edad de los esquistos de Alcudia. *Not y Com. I.G.M.E.* n.º 66; pp. 197-200.
- (1963). Extension des terrains ante-ordoviciennes au sud de Ciudad Real (Espagne Meridional). *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, pp. 339-341.
- (1967). Repartición vertical de pistas de trilobites en el Ordoviciense

- inferior de la provincia de Ciudad Real. *Notas y Comunicaciones I.G.M.E.*, 99-100; pp. 177-180.
- BOUYX, E. (1970). «Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. Min.* 73; pp. 1-263.
- BOUYX, E. y SAUPE, F. (1966). Precisions sur la limite Arenig-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almadén (Prov. C. Real, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Fr.* 263, serie D; pp. 321-323.
- BRASIER, M.D.; PEREJON, A. y SAN JOSE, M.A. (1979). «Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain». *Estudios Geol.* vol. 35; pp. 379-383.
- BRENCHLEY, P.; ROMANO, M. y GUTIERREZ, J.C. (1985). Proximal and distal Hummocky Cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. *Can. J. of Petrol. Geology* (en prensa).
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASALS, M.ºJ; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977). «The Precambrian in the Central part of the Iberian Massif». *Estudios Geol.* 33 (4): pp. 343-355.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.ºJ (1975). Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.* 86, 6: 581-596.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA y VEGAS, R. (1971). Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E. de Cáceres. *Bol. Geol. y Min.* 82; pp. 147-151.
- CAPOTE, R. y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1971). Los materiales preordovícicos de Despeñaperros (Sierra Morena Oriental). *Estudios Geol.* 27; pp. 171-175.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950). Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal* n.º 8; pp. 193-206.
- CRESPO, V. (1972). La Reserva del Valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena Central. *Bol. Geol. Min.* 83 (2); pp. 174-180.
- CRESPO, V. y REY, J. (1972). Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. y Min.* 82, 6; pp. 512-515.
- CRESPO, V. y TAMAIN, F. (1971). Mise en évidence de niveaux carbonatés intestratifiés dans l'Alcudien de la sierra Morena Centrale (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 272; pp. 688-690.
- COULLAUT, L.L.; BABIANO, F.; VILLOTA, J. y AGUILAR, M.J. (1978). Mapa Geológico de España 1:50.000 (MAGNA). Memoria de la Hoja 16-32 (Almadén). *I.G.M.E.*
- DIEZ BALDA, M.A. (1980). La sucesión estratigráfica del Complejo Esquistograuváquico al sur de Salamanca. *Estudios Geol.* vol. 36; pp. 131-138.
- DIEZ BALDA, M.ºA.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; GONZALEZ LODEIRO,

- F. e IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1977). La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al sur de Salamanca. *Studia Geologica* 12; pp. 91-108.
- EGOZQUE, J. y MALLADA, L. (1876). Memoria geológica y minera de la provincia de Cáceres. *Mem. Com. Mapa Geol. España*. Madrid.
- ENRIQUE, J.E.; BASTIDA, J. y NOZAL, F. (1982). Mineralogía de arcillas cerámicas del Llandeilo de Luciana (C. Real, España). *Bol. Soc. Esp. Mineralogía* 5; pp. 195-208.
- FAURE, P.P. (1978). Les gres a rutile et zircon du massif armoricain. Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2 tomos, 293 pp.
- FERNANDEZ CARRASCO, J.; GARCIA PORTERO, J.; ORTEGA GIRO-NES, E. y SANCHEZ VIZCAINO, J. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000 (MAGNA). Memoria de la Hoja 17-31. Abenójar. *I.G.M.E.*
- FERNANDEZ CARRASCO, J. y MOLINA, J. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000. 2.ª serie. MAGNA. Memoria de la Hoja n.º 782 (Valdemanco de Esteras). *I.G.M.E.*
- FONTBOTE, J.M. y JULIVERT, M. (1974). The Precambrian of the Iberian Peninsula. Precambrien des zones mobiles de l'Europe. Conference de Liblice (1972); pp. 175-183.
- GARCIA ABBAD, F.J. y MARTIN SERRANO, A. (1980). «Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Estudios Geol.* 36; pp. 391-410.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1963). La existencia de pliegues en el complejo esquisto-grauváquico de la provincia de Salamanca. *Acta Geol. Hispánica* 5, 5; pp. 105-108.
- GARCIA SAN SEGUNDO, J.; LORENZO, S. y VAZQUEZ, J. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000. 2.ª serie. MAGNA. Memoria de la Hoja n.º 781 (Siruela). *I.G.M.E.*
- GARZON-HEYDT, G. y GONZALEZ LODEIRO, F. y VEGAS, R. (1976). Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. *Studia Geologica*, 10; pp. 7-16.
- GEHRENKEMPEP, I. (1978). «Rañas and Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien». Institutes fur Physische Geographie der Freien Universität Berlin. Helf, 29; pp. 68-69.
- GIL CID, M.D. (1970). Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de los Montes de Toledo (Trilobites). *Estudios Geol.* 26; pp. 285-295.
- (1971). Nota sobre algunos Calymenaceos (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.* vol. 27; pp. 317-226.
- GIL CID, M.D. (1972). Sobre algunos Asaphidea (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.* vol. 28; pp. 98-101.
- (1972). Sobre los Phacopina del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.* vol. 28; pp. 143-153.

- GIL CID, M.D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C. y VEGAS, R. (1976). «El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal del Guadarranque-Gualija (Prov. de Cáceres, España)». *Com. Serv. Geol. Portugal*, 60; pp. 17-31.
- GIL, I.; JULIVERT, M. y MARTINEZ, F.J. (1983). La evolución de la Cordillera Herciniana en el tiempo. *Libro Jubilar J.M. Ríos*, I.G.M.E.; pp. 607-612.
- GIL SERRANO, G.; MONTESERIN, V.; NOZAL, F. y PEREZ LLORENTE, F. (1984). Fases de deformación y elementos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo. *I. Congr. Esp. Geol. Segovia*. Tomo II; pp. 27-47.
- GOMEZ DE LLANERA, J. (1916). «Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo». *Trab. del Mus. Nac. Cienc. Nat.* (Serie Geol.) 15; pp. 5-74.
- GUMIEL MARTINEZ, P. (1983). Metalogenia de los yacimientos de antimonio de la Península Ibérica. *Tecniterrae* n.º 45; pp. 6-120.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971). Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres. *Estudios Geol.* vol. 27; pp. 177-180.
- GUTIERREZ MARCO, J.C.; CHAUVEL, J.; MELENDEZ, B. y SMITH, A.B. (1984). Los Equinodermos (Cystoideos, Homalozoa, Sterelleroidea, Cri-noidea) del Paleozoico inferior de Montes de Toledo y Sierra Morena (España). Partes I-III. *Est. Geol.* V, 40; pp. 421-453.
- GUTIERREZ MARCO, J.C.; RABANO, I.; PRIETO, M. y MARTIN, J. (1984). Estudio bioestratigráfico del Llanvirn. y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la Zona Centroibérica (España). *Cuad. Geol. Ibérica* 9; pp. 287-319.
- HAFENRICHTER, M. (1979). Palaontologische-ökologische und lithofazielle untersuchungen des Ashgill-kalkes (Jungodovizium) in Spanien. *Arb. Palaont. Inst. Wurzburg* 3; pp. 1-139.
- (1980). The lower and upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part. II. The lower Ordovician sequence of Celtiberia. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* 160 (1); pp. 138-148.
- HAMMAN, W. (1974). Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senck. Leth.* 44 (1-5); pp. 1-151.
- (1976). The Ordovician of the Iberian Peninsula in: the Ordovician system (M.G. Basset Edit). *Proc. Pal. Ass. Symp. Birmingham*. (1974); pp. 387-409.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M. y ROMANO, M. (1982). The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *Pub. Internt. Un Geol. Sci.* 11; pp. 1-47.
- HERNANDEZ ENRILE, J.L. y GUTIERREZ ELORZA, M. (1968). Movimien-

- tos Caledónicos (fases Salaírica, Sárdica y Erica) en Sierra Morena Occidental. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)* 66; pp. 21-28.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1947). Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central. *Not. y Com. I.G.M.E.* 17; pp. 167.
- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M.A. y VILAS, L. (1977). «Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel». *Estudios Geol.* 33 (4); pp. 327-342.
- I.G.M.E. (1971-1972). Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hojas n.º 52 (Talavera de la Reina), 53 (Toledo), 60 (Villanueva de la Serena) y 61 (Ciudad Real).
- JULIVERT, M. (1983). La evolución sedimentaria durante el Paleozoico y el registro de la deformación en la columna estratigráfica paleozoica. *Libro Jubilar J.M. Ríos.* I.G.M.E.; pp. 593-601.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBERO, A. y CONDE, L.S. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000. I.G.M.E.
- JULIVERT, M. y MARTINEZ, F.J. (1983). Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. *Libro Jubilar J.M. Ríos,* I.G.M.E.; pp. 612-631.
- JULIVERT, M.; MARTINEZ, F.J. y RIBEIRO, A. (1980). The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. *Mem. B.R.G.M.* n.º 108. Coll C 6 26 Congr. Geol. Internat. Geologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sedimentaires post-Hercyniens; pp. 132-158.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1974). Nuevos datos sobre el Ordovícico del Sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Breviora Geol. Asturica,* 18; pp. 57-61.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1983). El Ordovícico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J.M. Ríos.* I.G.M.E.; pp. 192-246.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. y VERGES, J. (1983). El Devónico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J.M. Ríos.* I.G.M.E.; pp. 265-311.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J.M. y MARTINEZ RIUS, A. (1983). La estructura de la parte SE de la zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado. *Libro Jubilar J.M. Ríos,* I.G.M.E.; pp. 477-490.
- KELCH, H. (1958). Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura in Bereich du westlichen Sierra de San Pedro. *Diss. Math. Naturw. Fak. Univ. Munster in Referaten Meft,* 134; pp. 30-31.
- LINÁN, E.; PALACIOS, F. y PEREJON, A. (1984). Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. *Geol. Mag.* 121 (3); pp. 221-228.
- LOPEZ DIAZ, F. (1985-1986). Estudio geológico de la terminación sureste del Anticinal de Villarta-Navalpino. El yacimiento de Fontanarejo. Informe interno ALMADEN I.G.M.E.
- LOTZE, F. (1956). Das Prakambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Palaont.* 8; pp. 373-380.

- (1958). «Zur Stratigraphie des Apanischen Kambriums Geologie, 7 (3-6) 727-750. Traducción J. Gómez de Llarena. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España.*; pp. 131-164.
- (1960). «El Precámbrico en España». *Not. y Com. I.G.M.E.*, vol. 60; pp. 227-239. Trad. J.G. Llarena.
- (1966). Prakambrium Spaniens. *Zbl. Geol. Paleont. Teil 1* (5); pp. 989-1.006.
- LOTZE, F. y SDZUY, K. (1961). Das Kambrium Spaniens. T 1. Stratigraphie. *Abh. Akad. Wiss. Lit. Math. Naturw* 6; pp. 285-498. Trad. en *Memorias I.G.M.E.* n.º 75; pp. 1-256 (1970).
- MACHENS, E. (1954). Stratigraphie und Tektonik der sudostlichen Iberischen Meseta im Bereich des oberen Guadiana. *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster.*; pp. 1-173.
- MARTIN ESCORZA, C. (1974). Estudio geotectónico del Paleozoico inferior en los Montes de Toledo sur-orientales (Urda-Fuente del Fesno). Tesis Doctoral. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976). «Las Capas de Transición. Cámbrico inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico superior) en los Montes de Toledo surorientales. Sus implicaciones geotectónicas». *Estudios Geol.* vol. 33; pp. 591-613.
- (1977). Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo; consecuencias geotectónicas. *Estudios Geol.* vol. 33; pp. 57-80.
- MERTEN, R. (1955). Tektonik des granit und sediment-gesteine in der Montes de Toledo und den augrenzenden Gelieten. *Disch. Geol. Gess.* 105; pp. 1-572.
- (1955). Stratigraphie und tektonik der Nordestlichen Montes de Toledo (Spanien). *Dis. Math. Natur. Fac. Univ. Munster.* 109; p. 59.
- MINGARRO MARTIN, F. (1959). Significado genético del Guadiana entre Cíjara y Alarcos. *Estudios Geológicos* 15; pp. 283-291.
- MOLINA, E. (1974). Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (C. Real). Tesis Doctoral. Fac. Ciencias U.C. Madrid. p. 347.
- (1975). Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Trab. Neogeno-Cuaternario* 3; pp. 1-106.
- MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A. y AGUIRRE, E. (1972). Observaciones geológicas del Campo de Calatrava. *Est. Geol.* V. 27; pp. 3-11.
- MOLINA, E.; BLANCO, J.A.; PELLITERO, E.; CANTANO, M. y JORDA, J. (1985). Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeno. *Studia Geol. Salmant.* n.º 20; pp. 115-126.
- MONTESERIN, V. (1981). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.ª serie. MAGNA. Memoria de la Hoja n.º 682 (Sevilleja de la Jara). *I.G.M.E.*

- (1985). Estudio geológico del flanco noreste del Anticlinal de Valdelacasa. Precámbrico-Cármbico de las Hojas 654 (P. del Arzobispo) y 655 (Los Navalmorales). Informe interno ALMADEN. I.G.M.E.
- MONTESERIN, V. y PEREZ ROJAS, A. (1984). Mapa Geológico de España. 1:50.000. 2.^a serie. MAGNA. Memoria de la Hoja n.^o 653 (Valdeverdeja). I.G.M.E.
- MORENO, F. (1974). Las Formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. *Bol. Geol. Min.* 85, 4; pp. 396-400.
- (1975). Olistostromas fangoconglomerados y «slumps folds». Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cármbico en el anticlinal de Valdelacasa (prov. Toledo, Cáceres y Ciudad Real). *Estudios Geol.*, vol. 31; pp. 246-260.
- (1977). Estudio Geológico de los Montes de Toledo occidentales. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inédita.
- (1977). Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el valle de Alcudia. Ausencia de Cármbico. *Studia Geologica* 12; pp. 123-136.
- MORENO, F. y GOMEZ PEREZ, J. (1984). Mapa Geológico de España. 1:50.000. 2.^a serie. MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja n.^o 683 (Espinoso del Rey). I.G.M.E.
- MORENO, F. y VEGAS, R. (1976). Tectónica de las series ordovícicas y silúricas en la región de Villanueva del Fresno (Badajoz). *Estudios Geol.* vol. 32; pp. 47-52.
- MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976). Sobre la edad de las series ordovícicas y cármbicas relacionadas con la discordancia Sárdica en el Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Breviora Geol. Asturica* 20 (1); pp. 8-16.
- MUÑOZ JIMENEZ, J. (1976). «Los Montes de Toledo». *Rev. de Geografía de la Universidad de Oviedo*. Instituto J.S. Elcano (C.S.I.C.).
- MUTTI, E. (1985). Turbidite system and relations to depositional sequences in: Provenance of arenites (Zuffa editors) NATD ASI Series. Serie C: *Mathematical and Physical sciences*. Vol. 158; pp. 65-93.
- NOZAL, F. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000. 2.^a serie. MAGNA. Memoria de las Hojas n.^o 681 (Castañar de Ibor) y 708 (Minas de Santa Quitería). I.G.M.E.
- (1985). Estudio Geológico de la terminación sureste del Anticlinal de Ibor (Hojas de Castilblanco y Herrera del Duque). Informe interno ALMADEN. I.G.M.E.
- NOZAL, F. e INSUA, M. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000. 2.^a serie. MAGNA. Memoria de las Hojas n.^o 734 (Villarta de los Montes) y 735 (Fontanarejo). I.G.M.E.
- NOZAL, F. y GARCIA CASQUERO, J.L. (1985: in litt). Discordancia intra-precámbrica en la terminación sureste del Anticlinal de Ibor.

- ORTEGA, E. y G. LODEIRO, F. (1983: in litt). La discordancia intraalcu-diente en el dominio meridional de la zona Centro-ibérica. *Brev. Geol. Asturica*.
- PARGA, J.R. (1971). Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico. *Bol. Geol. y Minero*. 82, 3-4; pp. 234-238.
- PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1972). Problems and discussion on Precam-brian Series of the Hespanic Massif (Western Iberian Peninsula). *Geol. Rdsch.*, 61, 1; pp. 44-68.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979). El límite Plioceno-Pleistoceno en la sub-meseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráfi-cos. *Trab. Neogeno-Cuaternario*. n.º 9; pp. 23-36.
- (1981). Neogeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relacio-nes con la Cuenca del Tajo. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid; pp. 1-787.
- PIEREN, A. (1985). Estudio estratigráfico de los materiales anteordovíci-os del Anticlinorio de Agudo-Valdemanco y de los materiales paleo-zoicos del sinclinal de Herrera del Duque. Tesis de Licenciatura. Dpto. Estratigrafía U.C. Madrid; pp. 1-221.
- PORTERO, J.M.; RAMIREZ MERINO, J.I.; ANCOCHEA, E. y PEREZ GONZALEZ, A. (1985). Mapa Geológico de España 1:50.000. 2.ª se-rie. MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja n.º 784 (Ciudad Real). I.G.M.E. (en prensa).
- PUSCHMANN, H. (1964). Stratigraphie der Devon Mulde von Herrera del Duque. Dissertation. Heidelberg (inédito).
- (1970). Eine Paleogeographie des Devons auf der Iberischen Halbin-sel. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 120 (1968); pp. 107-118.
- (1970). Das Palaeozoikum der nordlischen Sierra Morena am Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien). *Geol. Dtsch.* 19 (3); pp. 309-329.
- RAMIREZ y RAMIREZ, E. (1955). «El límite Cámbrico-Silúrico en el bor-de noroccidental de los Montes de Toledo». *Not. y Com. del I.G.M.E.* vol. 40; pp. 53-87.
- (1965). «El Sinclinal del Guadarranque (Cáceres)». *Estudios Geol.* vol. 11; pp. 409-436.
- RANSWEILLER, M. (1968). Stratigraphie und tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Spanien). *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*; pp. 1-100.
- REDLIN, K. (1956). Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena in Bereich des Valle de Alcudia (Spanien). *Dis. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*; pp. 1-192.
- ROBARDET, M.; VEGAS, R. y PARIS, F. (1980). «El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica». *Studia Geológica* 16, pp. 103-121.

- ROIZ, J.M. (1979). La estructura y la sedimentación hercíniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano. Tesis Univ. Complutense Madrid; pp. 1-254.
- SAN JOSE LANCHA, M.A. DE (1969). Nota preliminar sobre el estudio geológico de los alrededores de S. Pablo de los Montes (Toledo). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 1; pp. 335-345.
- (1984). Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (prov. de C. Real y Badajoz. España Central). *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 9; pp. 81-117.
- (1983). El Complejo sedimentario pelítico grauváquico. *Libro Jubilar J.M. Ríos*, I.G.M.E.; pp. 91-100.
- SAN JOSE DE LANCHA, M.A. DE; PELAEZ, J.R.; VILAS, L. y HERRANZ, . P. (1974). Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. y Min.*, 85, 1; pp. 21-31.
- SAUPE, F. (1971). La serie ordovicienne et Silurienne d'Almaden (prov. C. Real, Espagne). Point des connaissances actuelles. *Mem. B.R.G.M.* 73, pp. 355-365. Brest.
- SAUPE, F. (1973). La Geologie du gisement de mercure d'Almaden. *Sciences de la Terre*. Mem. n.º 29, pp. 1-342.
- SCHMITZ, H. y WALTER, R. (1974). Das Kambrium und das Tremadoc der Iberischen, Halbinsel Bericht über neuere Untersuchungen (1965-1972). *Zbl. Geol. Paläont.* Teil 1, Jh. 1974, 1-2; pp. 72-124.
- TAMAIN, G. (1971). L'Ordovicien est marianique (Espagne). Sa Place dans la province méditerranéenne. *Mém. B.R.G.M.* 73, pp. 403-416. Brest.
- (1972). Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). Thèse Univ. Paris-Sud (Orsay) 3, pp. 1-870.
- (1975). El Alcudienense y la orogénesis Cadomiense en el Sur de la Meseta Ibérica (España). *T.I. Centenario Real Soc. Esp. Hist. Nat.* 1; pp. 437-464.
- TEIXEIRA, C. (1955). Os Conglomerados do Complexo xisto-grauváquico antesilúrico. Sua importancia geológica e paleogeográfica. *Com. Serv. Geol. Portugal*, n.º 35; pp. 5-19.
- TEJERO, R. (1976). Estudio microtectónico de las relaciones Cámbrico-Precámbrico en la zona de Aldeacentenera-Robledollano (Cáceres). Tesis de Licenciatura. Facultad de Geología. Univ. Complutense de Madrid.
- TRUYOLS, J. y JULIVERT, M. (1983). El Silúrico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J.M. Ríos*. I.G.M.E.; pp. 246-265.
- VEGAS, R. (1968). Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura. *Estudios Geológicos*, vol. 24; pp. 85-89.
- (1971). Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el valle de Alcudia y en las sierras de Cáceres y N. de Badajoz. *Estudios Geol.* vol. 27; pp. 414-425.

- VEGAS, R. (1974). Repartición de las series anteordovícicas del SW de España. *Bol. Geol. y Min. I.G.M.E.* 85 (2); pp. 157-170.
- (1975). Wrench (Transcurrent) faults systems of the South Western Iberian Peninsula. Paleogeographic and morphostructural implications. *Geol. Runds*, v. 64, n.º 1, pp. 266-278.
- VEGAS, R. y ROIZ, J.M. (1979). «La continuación hacia el E de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuecas, Guadalupe y Almadén (zona Luso-Oriental-Alcudiana). *Tecniterrae* 23, pp. 1-5.
- VEGAS, R.; ROIZ, J.M. y MORENO, F. (1977). «Significado del Complejo esquistoso-grauváquico en relación con otras series "pre-arenig." de España Central». *Studia Geológica* 12, pp. 207-215.
- VILAS, L.; HERRANZ, P.; SAN JOSE, M.A. y PELAEZ, J.R. (1981). El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior en el Sector Centro Meridional del Macizo Ibérico. *R. Acad. C. Ex. Fis. Nat. Programa Int. Correl. Geol.*; pp. 76-93.
- VILAS, L.; PELAEZ, J.R. y ARCHE, A. (1979). «El Precámbrico del Anticlinorio de Ibor». Zona de la Calera (Cáceres). *Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat. (Geol.)* 77; pp. 141-152.
- WALTER, R. (1977). Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien. *Münster. Forsch. Z. Geol. U. Paläont.* 42; pp. 1-55.
- WEGGEN, K. (1955). «Stratigraphie und Tektonik der Südlichen Montes de Toledo (Spanien)». *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Münster.*; p. 103.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España