

LOS MATERIALES ANTEORDOVICICOS
DEL ANTICLINAL DE NAVALPINO
(PROVINCIAS DE BADAJOZ Y CIUDAD REAL,
ESPAÑA CENTRAL)

por

M. A. DE SAN JOSÉ *

RESUMEN

Este trabajo trata sobre la sucesión y unidades litoestratigráficas anteordovícicas del núcleo del Anticlinal de Navalpino (provincias de Badajoz y Ciudad Real, España Central).

Esta sucesión puede dividirse en tres Grupos separados por discordancias; el inferior (Alcudiense inferior) está formado por más de 700 m. visibles de pizarras y grauvacas replegadas y verticalizadas, de carácter principalmente turbidítico, con intercalaciones de conglomerados y, en zonas próximas, lentejones carbonatados de escasa importancia. Este Grupo, de edad rifeense *sensu lato*, ha sido afectado por una etapa de deformación sinesquistosa, paleoalteración y erosión previa al siguiente.

Discordante sobre el anterior («Discordancia Oretánica»), el Alcudiense superior comprende 300-2.500 m. de conglomerados, areniscas, lutitas y niveles carbonatados a veces discontinuos, de aguas someras, a los que se superponen facies turbidíticas más profundas. La edad de este Grupo, basada en su contenido orgánico, es Véndico Medio y Superior. Un episodio conglomerático-turbidítico posiblemente precursor de este Grupo posdata la fase diastrófica que afectó al inferior.

El Grupo Pusiense, discordante sobre el anterior («Discordancia Cadomiense» *sensu lato*), de 600-3.000 m. de potencia, incluye megabrechas basales, turbiditas y pizarras negras, de edad Véndico terminal-Cámbrico precoz, y hacia el techo, conglomerados silíceo-fosfatados,

* Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica e Instituto de Geología Económica del CSIC. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 - Madrid. España.

arcosas y areniscas, estas últimas de edad cámbrica inferior. Estas facies someras son aparentemente extensivas hacia el SW sobre el sustrato, desapareciendo por no deposición y/o erosión y discordancia preordovícica. Debido a la mezcla entre elementos paleontológicos «cámbricos» y «precámbricos», cabe la posibilidad de que el Pusiense se convierta en Piso límite entre el Cámbrico y el Véndico.

Las relaciones entre estos Grupos sugieren ciclos sucesivamente reactivados (a veces abortados) de fracturación-relleno turbidítico-extensión de facies someras, que están de acuerdo con una evolución paleogeográfica de tipo aulacogénico desarrollada en un modelo distensivo postgrenvillense de tectónica de placas. Uno de los episodios más importantes dentro de esta evolución corresponde a la fase diastrófica que es sellada por la Discordancia Oretánica.

ABSTRACT

This paper deals with the preordovician sequence and lithostratigraphic units of the Navalpino Anticline core (Badajoz and Ciudad Real provinces, Central Spain). This succession can be divided into three Groups, separated by unconformities; the lower one named «Lower Alcludian Group» is composed by over 700 m. of refolded and verticalised slates and greywackes of mainly turbiditic character, with intervening conglomerates and very scarce carbonate lenticles in neighbouring zones. Its age is broadly Riffian, and has been affected by a synschistous deformation phase, paleoweathering and erosion, prior to the next Group.

The 300-2.500 m. thick «Upper Alcludian Group» lies unconformably («Oretanic Unconformity») over the Lower Alcludian, and comprises shallow water conglomerates, sandstones, shales and often discontinuous carbonate levels, overlain by deeper turbidite facies. The age of this Group, based on its paleontologic content, is middle and Upper Vendian. A possibly forerunner conglomeratic-turbiditic episode postdates the diastrophic phase concerning the Lower Alcludian.

The 600-3.000 m. thick «Pusan Group» lies unconformably (*sensu lato*: «Cadomian Unconformity») over the Upper Alcludian. This Group includes basal megabreccias, turbidites and black shales of Late Vendian — Early Cambrian age and, towards the top, siliceous — phosphatic conglomerates, arkoses and sandstones, the last ones of Lower Cambrian age. These shallow water facies seemingly extensive overlap southwestwards the substratum, disappearing by non deposition and/or preordovician erosion and unconformity. The possibility that the Pusan becomes boundary Stage between Cambrian and Vendian must be envisaged, because the mixture of paleontologic «cambrian» and «pre-cambrian» elements.

The relationships between these Groups suggest successively reactivated cycles (often aborted) of faulting-turbidite infilling-extension of shallow water facies, according to a paleogeographic aulacogen-type evolution developed in a post-grenvillian distensive Plate-Tectonics model. One of the most important events during this evolution corresponds to the diastrophic phase sealed by the Oretanic Unconformity.

1. INTRODUCCION

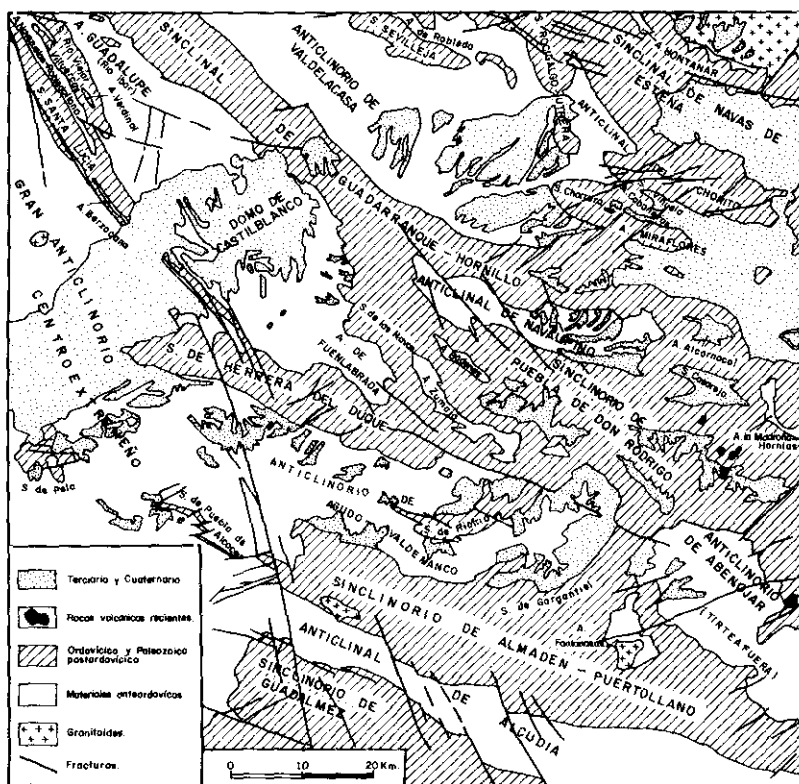
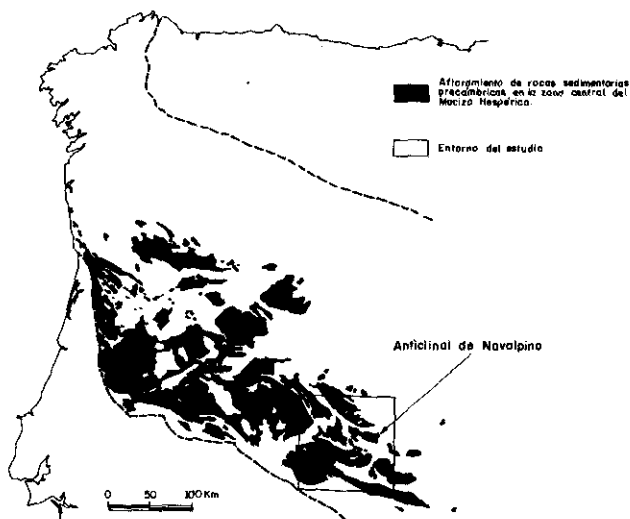
Una de las características distintivas del Macizo Hespérico, fragmento de la cadena hercínica que constituye la mayor parte de la mitad occidental de la Península Ibérica, es su simetría bilateral en sentido NE-SW. Debido a ella, en ambos extremos de esta transversal afloran materiales relativamente más recientes, poco o nada metamorfizados y con un estilo de deformación de vergencias antitéticas más superficial que en el centro, donde predominan rocas metasedimentarias y metamórficas de diverso grado, atravesadas por rocas plutónicas de origen infra o mesocrustal.

Desde hace más de un siglo (LUJAN, 1851) se sabe que las rocas metasedimentarias de la parte central del Macizo Hespérico se dividen en dos macrounidades, con límite en las cuarcitas basales ordovícicas. De ellas, en la inferior (anteordovícica) predominan lutitas y grauvacas que fueron consideradas cámbricas por extrapolación y extensión de hallazgos puntuales de fósiles de dicha edad (PRADO, 1855).

Investigaciones desarrolladas durante las últimas décadas, con precedentes en las de LLOPIS y SANCHEZ DE LA TORRE (1961-65), han permitido separar dentro de estos materiales los que por su fauna pertenecen inequívocamente al Cámbrico *sensu stricto*, de los que corresponden a etapas anteriores, y, dentro de éstos, diferenciar una serie de unidades estratigráficas cuya sucesión puede estudiarse en el núcleo de algunas de las amplias estructuras antiforales paleozoicas que caracterizan la región. De éstas, una de las que presentan dicha sucesión más completa es el Anticlinal de Navalpino.

2. MARCO GEOGRAFICO Y GEOLOGICO

La zona estudiada se encuentra en el sector central del Macizo Hespérico. Este sector, que ha recibido distintas denominaciones: Zonas Galaico-castellana y Lusoriental-alcúdice de LOTZE (1945 b) y Zona Centroibérica de JULIVERT *et al.* (1972), se caracteriza, en su parte meridional (fig. 1), por la presencia de estrechos y alargados sinclinales donde aparecen sucesiones de materiales ordovícicos, silúricos, devónicos y del Carbonífero inferior, separados por amplios anticlinorios donde afloran extensamente las rocas anteordovícicas. El metamorfis-



PRINCIPALES ESTRUCTURAS CALEDONOHÉRCICAS DEL ENTORNO REGIONAL DEL ANTICLINAL DE NAVALPINO

FIG. 1.—*Encuadre geográfico y geológico del Anticlinal de Navalpino.*

mo, cuando existe, es de baja presión o intermedia, pero normalmente los materiales se encuentran en el límite entre el anquimetamorfismo y el metamorfismo de grado muy bajo. El magmatismo principal es tardi o postparoxismal, aunque existen manifestaciones volcánicas básicas y ácidas a lo largo de todo el registro sedimentario. Los materiales posteriores a la estructuración principal hercínica están representados por conglomerados y pizarras discordantes del Carbonífero superior y Pérmico, que rellenan los *grabben* producidos durante las primeras fases tensionales precursoras de la apertura del *rift* atlántico.

Una de las estructuras antiformes con mayor personalidad morfológica y estratigráfica de esta región, pues en ella aparece la sucesión anteordovícica más completa identificada hasta el momento, es el Anticlinal de Navalpino, situado al S de los Montes de Toledo, que forma una «depresión apalachiana» alargada en sentido E-W de 40 Km. de longitud y 12 de anchura máxima, con una extensión de más de 500 Km², rodeada de relieves estructurales y perfectamente identificable en los mapas geológicos generales y en las imágenes de satélites LANDSAT. El interior de esta depresión constituye una penillanura desarrollada sobre las rocas anteordovícicas, predominantemente pizarrosas, mientras que los relieves circundantes están formados por areniscas y cuarcitas ordovícicas, mucho más resistentes, que dan lugar a un anfiteatro formado por alineaciones montañosas casi ininterrumpidas que presentan un «nivel de cumbres» inclinado desde los 900-950 m. al E hasta los 750 ± 25 m., en el extremo W del antiforme. La penillanura interior, de edad finiterciaria, está también basculada hacia el W y en ella se encaja la red fluvial actual; sobre ella, se conservan restos del recubrimiento fanglomerático («Rañas») de glacis desarrollados en un régimen paleoclimático fersialitizante, bajo cuya cicatriz erosiva basal llegan a aparecer algunos metros de arenas rojas, blancas y ocre amarillentas, con arcillas intercaladas y niveles de cantos, que son los únicos restos visibles de los sedimentos que recubrían la penillanura finiterciaria antes del depósito de las Rañas.

El Anticlinal de Navalpino se sitúa en el límite entre las zonas de los Montes de Toledo y de Alcudia-Alta Extremadura de HERRANZ *et al.* (1977), que se caracterizan, la primera por poseer un precámbrico anquimetamórfico en «facies esquistosograuváquica» discordante bajo Cámbrico datado, y la segunda por un precámbrico similar discordante bajo Ordovícico datado.

3. ANTECEDENTES

Aunque ha sido sólo en los últimos años cuando han aparecido estudios centrados en el Anticlinal de Navalpino, desde mediados del pasado siglo existen citas que se refieren a él en trabajos regionales

sobre aspectos geográficos, estratigráficos, tectónicos y paleontológicos: LUJAN (1850, 1851), GONZALO y TARIN (1879), CORTAZAR (1880), MALLADA (1896, 1898), GOMEZ DE LLARENA (1916), HERNANDEZ-PACHECO, E. (1929); HERNANDEZ-SAMPELAYO (1935, 1942), MELENDEZ (1943), HERNANDEZ-PACHECO, F. (1956), y MINGARRO (1959). RANSWEILER (1967) estudia parte de los alrededores de Villarta de los Montes y aporta los primeros datos estratigráficos sobre este anticlinorio, aunque atribuye edad cámbrica a los materiales del núcleo de la parte occidental de la estructura, que SAN JOSE (1970 a y b) considera precámbricos. Con posterioridad, OVTRACHT y TAMAIN (1972 a, 1973) y TAMAIN (1975 b) aportan datos tectónicos y metalogénicos, y MUÑOZ (1976) realiza el primer estudio fisiográfico integral de la región. En 1977, HERRANZ *et al.* sientan las bases de la litoestratigrafía del antiforame y sus correlaciones dentro de la zona centromeridional del Macizo Hespérico, a la vez que MORENO (1977), VEGAS *et al.* (1977) y CAPOTE *et al.* (1977) encuadran los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino en las «series de tránsito» y el «complejo esquistograuváquico», dentro de un modelo de margen pasivo volcánico-turbidítico precámbrico, y MARTIN-ESCORZA (1977 a) atribuye al Cámbrico estos materiales en la parte oriental del antiforame. Más tarde, VEGAS Y ROIZ (1979) citan datos estructurales; VILAS *et al.* (1979) comparan los materiales precámbricos de La Calera (Cáceres) con los de Navalpino, VILAS *et al.* (1981) los sitúan en su esquema paleogeográfico del inicio de la sedimentación fanerozoica en el SW peninsular y VEGAS (1981) los incluye en su esquema general de correlación del Precámbrico Superior Ibérico.

Entre 1978 y 1980 se desarrolla el primer estudio monográfico sobre el Anticlinal de Navalpino (SAN JOSE, Fundación «Juan March»), del cual ha sido publicado sólo un breve resumen (1981). En 1980, NOZAL *et al.* (1980 a y b) cartografían la región dentro del Plan MAGNA, en cuyo asesoramiento participó el autor; consecuencia de esta cartografía fue el hallazgo del yacimiento de fosfatos de Fontanarejo, que posteriormente describen PERCONIG *et al.* (1983). Por último, SAN JOSE (1983) sitúa los materiales anteordovícicos de este antiforame dentro del complejo sedimentario precámbrico de la Zona-Centroibérica, en un modelo de relleno de cubetas de fracturación distensiva postgrevillenses sucesivamente reactivadas.

4. SUCESION ESTRATIGRAFICA Y DISCONTINUIDADES. CORRELACIONES

Dentro de las rocas anteordovícicas que afloran en el núcleo del Anticlinal de Navalpino, se han podido reconocer tres conjuntos de

materiales separados por discontinuidades. De éstos, el inferior forma el extremo occidental de la estructura, mientras que el intermedio aparece en su parte central, formando dos bandas alargadas que se unen al S y al E del Guadiana. La zona oriental del antiforme está constituida principalmente por el conjunto superior, vinculado al Cámbrico, pero sin que lleguen a aflorar los clásicos niveles de calizas con arqueociatos. Estos conjuntos se dividen en una serie de unidades que se definen a continuación, para las que se proponen denominaciones locales que se comparan con las utilizadas para este antiforme por autores precedentes, y cuya probable correlación regional se sugiere más adelante.

a) *Conjunto Inferior*

Formado por alternancias de lutitas, micrograuvacas, grauvacas (a veces volcanogénicas), areniscas gruesas a microconglomerados, conglomerados y lutitas con cantos dispersos. Se diferencian dos unidades en contacto dudoso, probablemente discordantes; de éstas, la superior se incluye en este conjunto sólo por su relación de superposición a la inferior y por su localización geográfica junto a ésta, aislada en el extremo NW del antiforme, y sin relación con los restantes materiales anteordovícicos de la estructura.

a₁) *Pizarras del Guadiana* («Fragliche Unter Kambrische Wechsellaagerung von Sandsteinen und Tonschiefern» de RANSWEILER, 1967; «Pizarras del Guadiana» *pro parte*, en el sentido de HERRANZ *et al.*, 1977; SAN JOSE, 1980, y VILAS *et al.*, 1981). Comprenden alternancias decimétricas a métricas de lutitas y grauvacas o areniscas grauváquicas, a veces de grano grueso o microconglomeráticas, formando canales de variable persistencial lateral que se agrupan en paquetes de 30-50 m. o incluso mayores, separados por tramos con predominio lutítico de 20-30 m. de potencia. Las grauvacas presentan clastos de cuarzo, plagioclasa, sericita, moscovita, rocas epimetamórficas micáceas (filitas) y lidita, con matriz cuarzo-sericítica, a veces clorítica. La existencia de cuarzos idiomorfos y/o con «golfos» de corrosión, y de plagioclasa de tendencia albítica como accesorio importante, indica relación estrecha con un volcanismo ácido de composición riolítica. También aparecen carbonatos, como clastos o, más frecuentemente, como cemento.

Intercaladas en la sucesión, cerca de canales microconglomeráticos con estructuras de fluidificación y escape, aparecen lutitas con cantos dispersos y desordenados de talla muy variable, desde 0,02-0,15 m. hasta 0,40 m., de areniscas, grauvacas, cuarzo y lidita, de forma diversa,

generalmente alargados, y desde subangulosos a redondeados. No obstante, predominan con mucho las lutitas y grauvacas, pudiéndose reconocer secuencias granodecrecientes canalizadas con término basal masivo o granoclasificado de grano grueso a medio, a veces con lentículas aplastadas (*pin-stripe*); también se observan microsecuencias centimétricas con estructuras en llama, calcos de carga y seudonódulos, que evidencian fenómenos de hidroplasticidad. Todas estas características están en relación con un mecanismo de transporte del material al menos en parte bajo condiciones de corriente densa; no obstante, sólo en el extremo noroccidental del antiforme, y cerca de donde aparece en contacto dudoso la siguiente unidad, se observan secuencias turbidíticas completas TABCDE, según el modelo de BOUMA.

Todo el conjunto se encuentra afectado por pliegues métricos a decamétricos de dirección variable, con tendencia NE, que dan lugar a importantes discrepancias geométricas entre éste y el Conjunto Intermedio, a lo largo del contacto entre ambos. El grado de tectonización es elevado, y son muy frecuentes las glándulas y diques más o menos continuos de cuarzo, a veces mineralizado; también la intensa esquistosidad de fractura llega a obliterar la estratificación por abundamiento y estiramiento de los tramos competentes, dando lugar a «seudocantos» entre una pasta lutítica esquistosada. Debido a esta tectonización, la potencia es difícil de calcular, pero un mínimo de 700 m. parece probable.

a₂) *Conglomerados de Las Torrecillas* («Fragliche Unter-kambrisches Konglomerate» de RANSWEILER, 1967). En el extremo noroccidental del anticlinorio aflora bajo el Ordovícico discordante una unidad conglomerática de morfología característica en crestones verticalizados y pináculos («torrecillas»), situada a techo de la unidad anterior, pero cuyo contacto no se conoce, debido a los recubrimientos. Constituye una estructura sinclinal de eje paralelo y casi coincidente con el del anticlinal formado por las areniscas y cuarcitas ordovícicas suprayacentes, en la que afloran cerca de 150 m. de ortoconglomerados en bancos de 3-8 m. de potencia, formados por cantos bien redondeados y rodados de cuarzo blanco de 0,03-0,05 m. de diámetro, alguno de hasta 0,15 m., y en menor proporción de lidita gris microlaminada y negra y de arenisca, separados por paquetes de paraconglomerados de 3-15 m., masivos, con matriz arenolimsa rojiza o lutítica gris verdosa, y de lutitas verdosas (5-25 m.); los ortoconglomerados presentan contacto basal neto, erosivo, y tienen una grosera granoclasificación, pasando hacia arriba rápidamente, pero en continuidad, a paraconglomerados y éstos a lutitas con cantos, que predominan en la base y techo de la unidad. Lateralmente, estos niveles evolucionan a un conjunto de canales de conglomerado de 1-3 m. de potencia, con granoclasifi-

ficación poco marcada y base erosiva neta tapiada de «cantos blandos», planos, entre lutitas predominantes. Hacia arriba, el tamaño de grano de estos canales va disminuyendo progresivamente, pasando a areniscas microconglomeráticas o de grano grueso, rojizas, en canales de 10-15 m. de sección visible y 1 m. de potencia máxima, con laminación oblicua.

Por encima de esta unidad conglomerática, afloran 200-300 m. de lutitas grises, y alternancias de éstas con grauvacas en bancos de 0,10-0,30 m., que presentan *ripples* de corriente y de oscilación y estructuras típicas de hidroplasticidad: estructuras en llama, seudonódulos y *seudochips* (derivados de lenticulas y *flaser* fluidificados), *convolutos* deformados y *slumps* de pequeño tamaño. Por debajo también aparecen más de 100 m. de grauvacas y lutitas con estructuras semejantes, en contacto dudoso con las turbiditas citadas en el apartado anterior.

En contraste con la unidad a₁), el grado de tectonización de ésta es bajo, excepto en las proximidades de la Falla de Villarta, que da lugar a una esquistosidad de fractura y a *Kink-bands* evidentes incluso en los conglomerados.

Las relaciones geométricas entre esta unidad y la anterior no son claras. La imposibilidad de observación del contacto entre ambas y su aislamiento impiden confirmar si existe discordancia, y si estos conglomerados y las lutitas y grauvacas con deformaciones hidroplásticas que les acompañan son equivalente lateral de alguno de los sucesivos conjuntos o unidades discordantes anteordovícicos que conocemos, o pertenecen a un nuevo conjunto, hasta el momento desconocido. En cualquier caso, esta unidad se sitúa a techo de la anterior, siendo ambas sucesivamente discordadas por el Ordovícico.

Materiales equivalentes por su litología y posición estratigráfica a las «Pizarras del Guadiana» afloran en la parte más baja de las sucesiones anteordovícicas de diversos antiformes de la zona central del Macizo Hespérico. De éstos, el Anticlinorio de Guadalupe (o del río Ibor) constituye la prolongación hacia el NW del Anticlinal de Navalpino, y en su parte suroriental (zona de La Calera, Cáceres), VILAS *et al.* (1979) proponen la correlación de su «unidad A», formada por alternancias rítmicas de secuencias granodecrecientes grauvaca-lutita, bien con las «Pizarras del Guadiana» (*sensu* HERRANZ *et al.*, 1977), bien con el techo del «Alcudiense inferior». La prolongación hacia el SE de estos materiales en dirección a Navalpino ha sido recientemente cartografiada por NOZAL *et al.* (1981), así como en la parte central del anticlinorio (GIL-SERRANO *et al.*, 1981; NOZAL *et al.*, 1982), don-

de estas alternancias, a veces con bancos masivos métricos de grauvacas y lentejones microconglomeráticos, han sido sucesivamente denominadas «Capas de Valcasa» por LOTZE (1956 a, 1961) y HUFNAGEL (1969), «Serie del Ibor Inferior» por WALTER (1982) y «Guadalupe complex» *pro parte* por LIÑAN *et al.* (1984). En la parte septentrional del Anticlinorio de Guadalupe, entre Almaraz y Miravete, LOTZE (1958), GUTIERREZ-ELORZA y VEGAS (1971), CAPOTE *et al.* (1971), VEGAS (1971 b, 1974 b, 1981), PARGA y VEGAS (1971, 1975) y MORENO (1977) describen materiales similares, que constituyen el tramo inferior de la «Unidad Inferior» de GARCIA-HIDALGO (1982), formado por grauvacas y pizarras predominantes.

En el vecino Anticlinal de Valdelacasa, los materiales más parecidos a éstos («Capas de Valcasa», de LOTZE, 1956 a; «Detrital lower beds», de LIÑAN *et al.*, 1984) plantean problemas de correlación señalados por VILAS *et al.* (1979); no obstante, en su prolongación hacia el NW, en el flanco S del Gran Anticlinorio Norextremeño, LIÑAN y PALACIOS (1984, *in litt.*) indican la presencia de un «Conjunto Inferior» grauvacolutítico de características semejantes a las «Pizarras del Guadiana».

En cuanto a las estructuras anticlinoriales que aparecen al S de Navalpino, hasta llegar al Batolito de los Pedroches, materiales equivalentes a éstos en posición y facies constituyen el denominado «Infra-cámbrico» de REDLIN (1955), o «Esquistos de Alcudia» de BOUYX (1970), o «Alcudiense inferior» de TAMAIN (1970 a, 1975), OVTRACHT y TAMAIN (1970 a y b), HERRANZ *et al.* (1977), VILAS *et al.* (1981) y SAN JOSE (1983), que aflora en los anticlinorios de Abenójar, Alcudia y de Agudo-Valdemanco, o el «Conjunto inferior» del Gran Anticlinorio Centroextremeño (LORENZO, 1977), en el que, además de alternancias turbidíticas de grauvacas y lutitas con intercalaciones de conglomerados y paraconglomerados, aparecen pequeños lentejones carbonatados de escasa persistencia lateral (A. PIEREN, com. pers., 1984), que hacen más sólida la comparación propuesta por HERRANZ *et al.* (1977) y VILAS *et al.* (1981) de estos materiales con la parte inferior de los «postbeturienses» al Sw del batolito de Los Pedroches, en los que también aparecen lentejones carbonatados cerca de Oliva de Mérida (HERRANZ, 1984).

Por lo que respecta a los «Conglomerados de las Torrecillas», los únicos equivalentes a ellos identificados hasta el momento, aunque con mucha menor potencia, aparecen en la Presa del Embalse de García Sola (o Puerto Peña), discordantes bajo el Ordovícico, en relación con turbiditas grauváquicas (A. PIEREN, com. pers., 1984) y en contacto presumiblemente discordante o dudoso con los materiales anteordovícicos más antiguos del borde septentrional del Gran Anticlinorio Centroextremeño.

b) Conjunto Intermedio

Formado por conglomerados alternando con areniscas y lutitas, con una intercalación de calizas y dolomías que constituye un episodio característico dentro de las sucesiones precámbricas de la parte centromeridional del Macizo Hespérico. Se distinguen las unidades (b₁ - b₆), que a su vez se pueden reunir en dos subconjuntos (b₁ - b₄) y (b₅ - b₆).

b₁) *Conglomerados de N.ª S.ª de La Antigua* («Pizarras del Guadiana» *pro parte*, de HERRANZ *et al.*, 1977; SAN JOSE, 1980, y VILAS *et al.*, 1981; «Conglomerado de cantos blandos», de NOZAL *et al.*, 1980 a). Afloran en dos bandas en la zona central del antiforame, separadas por el río Guadiana, al N desde la carretera Villarta-Bohonal hasta el arroyo Pizarroso, donde cruza dicho río, y al S desde la umbría de las Zorreras hasta la vertiente del Búrdalo, donde se une con la anterior en anticlinal biselado al E por la zona de falla del Collado del Diablo. Están formados por más de 100 m. de ortoconglomerados y paraconglomerados de cantos desde redondeados a subangulosos de grauvaca feldespática pardo-verdosa, protocuarcita gris-parda, cuarcita y cuarzo, heterométricos (desde 0,03-0,04 m. a 0,10 m., alguno hasta 0,25-0,40 m.) y heteromorfos: subesféricos, aplastados o generalmente elipsoidales, elongados y orientados según la esquistosidad principal, pero algunos oblicuos u ortogonales a ésta. La matriz sericitoclorítica puede ser intersticial o formar más del 60 % de la roca, junto con clastos submilimétricos angulosos de cuarzo y fragmentos de roca, y rodea los cantos en los paraconglomerados dando estructuras de flujo y «colas de presión».

La presencia de cuarzos idiomorfos y con golfos de corrosión entre los clastos, y de cantos de rocas ígneas ácidas porfídicas y granudas, indica relación con un área fuente formada, al menos en parte, por rocas plutónicas y filonianas, con una cierta participación volcánica de composición riolítica. Los cantos de origen sedimentario, predominantes, corresponden en su mayor parte a diversos tipos de grauvacas volcanogénicas y areniscas cuarzofeldespáticas de la Unidad Inferior in-frayacente, que afloran próximas al contacto entre ambos conjuntos.

Los mejores afloramientos de esta unidad se encuentran en la Ermita de N.ª S.ª de La Antigua, al N del Guadiana, y en las vertientes de las Zorreras y del Búrdalo, al S de este río.

b₂) *Lutitas de Los Parrales* («Pizarras del Guadiana» *pro parte*: HERRANZ *et al.*, 1977; SAN JOSE, 1980; VILAS *et al.*, 1981; «Pizarras grauvacas y areniscas», *pro parte*: NOZAL *et al.*, 1980 a). En tránsito gradual pero rápido a la unidad precedente, a la que acompañan a lo largo de toda su zona de afloramiento en la parte central del antiforme.

me. Están formadas por lutitas negras (ampelitas), con abundante materia orgánica; finamente laminadas, con intercalaciones cuarzolimosas de 0,03 m. de potencia de color claro, que le dan un aspecto «acintado», o lenticulas muy aplanadas (*pin-stripe lamination*), de arenisca de grano fino gris oscura. La potencia oscila entre 350-450 m., aunque generalmente varía en relación inversa a b_1 , y presenta en su parte media-baja una o varias intercalaciones de 30-50 m. de potencia de grauvacas de grano medio o grueso, grises o verdes, masivas o formando canales con *mud-flakes* dispersos o más abundantes en la base erosiva, alternando con limolitas grauváquicas con *lenticular bedding* y *flaser bedding*. La parte alta de la unidad también presenta intercalaciones de areniscas grauváquicas o limolitas más o menos carbonatadas, en algunos lugares con huecos de descalcificación correspondientes a nódulos alargados de calizas o dolomía, disueltos.

Los mejores afloramientos de esta unidad son los de la parte baja de las vertientes del Castillejo y Pizarroso, en el flanco norte del anticlinorio, y, sobre todo, a lo largo del camino de acceso a la alberca de ICONA de la Vertiente de los Parrales, en el flanco sur, donde se encuentra el corte tipo de estas lutitas.

b₃) *Calizas de Villarta* («Calizas de la bajada de Villalta»: LUJAN, 1851; «Fragliche Unter-kambrische Kalke»: RANSWEILER, 1967; «Serie inferior calcáreopizarrosa precámbrica»: SAN JOSE, 1970 a y b; «Calizas de Villarta»: HERRANZ *et al.*, 1977; SAN JOSE, 1980; NOZAL *et al.*, 1980 a; VILAS *et al.*, 1981; PERCONIG *et al.*, 1983). En contacto transicional rápido sobre las lutitas precedentes, por intermedio de una alternancia de lentejones de potencia centimétrica de caliza con lutitas negras acintadas. Estos lentejones se hacen cada vez más gruesos en detrimento de las lutitas, hasta pasar a calizas tableadas gris azuladas o negras, con meteorización parda clara, en bancos de 0,10-0,40 m., alternando con calcilutitas sericíticas y con paquetes masivos de más de 1 m. de dolomía o ferrodolomía (ankeríta) recristalizada, negra o achocolatada, brechoide, con diaclasas rellenas de filoncillos de cuarzo diagenético que le confieren un aspecto reticulado muy típico. También aparecen bancos formados por estructuras dómicas de hasta 1,5 m. de altura y 2-3 de anchura, de probable origen estromatolítico, y niveles con oncoformas alargadas tubuliformes o planares de 0,1 mm. a 1 cm. de longitud nucleadas sobre fragmentos líticos o talos de algas. Intercaladas aparecen areniscas rojizas o pardas, cuarcíticas, y lutitas verdes.

Estas calizas y dolomías afloran con una potencia variable entre 30 y 120 m., generalmente 60-80 m., desde la vertiente del Carrizal hasta la parte baja del Arroyo de Marigómez en la margen derecha del Guadiana, y desde la vertiente de los Parrales hasta la del Porro en la

izquierda, en las faldas de la Sierra de la Umbría, y dan lugar a un resalte topográfico formado por dos o tres niveles duros carbonatados, separados por intercalaciones de terrígenos. De estos niveles, el inferior presenta en algunos lugares abudamientos y pliegues disarmónicos de amplitud métrica que se amortiguan hacia techo, y en él aparecen las estructuras estromatolíticas y las oncoformas, mientras que en los superiores alternan bancos de caliza de algas y canales con *flat-pebble breccias* y estromatolitos rotos y desordenados. A techo, alternan calizas en bancos delgados con lutitas negras o verdes y grauvacas «en plaquetas», a veces protocuarcíticas.

Los mejores afloramientos de las Calizas de Villarta están entre las vertientes del Castillejo y Pizarroso, en el flanco norte del antiforme, donde aparece la unidad completa, mientras que en el sur son raras las secciones donde se observa la totalidad de la formación; las de mejores afloramientos puntuales son las de las vertientes de Los Parrales, del Bodeguero, del Manzano y del Búrdalo.

b₄) *Lutitas y grauvacas de Tamujosillo* («Fragliche Unterkambrische Serie», *pro parte*: RANSWEILER, 1967; «Serie inferior calcáreo-pizarrosa precámbrica», *pro parte*: SAN JOSE, 1970 a y b; «Pizarras del Torilejo», tramo basal: HERRANZ *et al.*, 1977; SAN JOSE, 1980; VILAS *et al.*, 1981; PERCONIG *et al.*, 1983; «Pizarras, grauvacas y areniscas», *pro parte*: NOZAL *et al.*, 1980 a). Sobre los últimos bancos de carbonatos de la unidad b₃, aparecen más de 100 m. de lutitas negras carbonosas, o verdes, con laminación paralela muy persistente y nivelitos centimétricos («acintamiento») de arenisca grauváquica de grano fino o de limolitas cuarzosas, y sobre ellas más de 50 m. de grauvacas feldespáticas gris oscuras en bancos, masivas o con laminación paralela, alternando con lutitas negras con *lenticular-bedding* y acintamiento, y alguna intercalación de arenisca cuarcítica gris. Hacia arriba pasan a bancos métricos de grauvaca de grano medio a grueso, a veces protocuarcítica, con laminación paralela y oblicua de *ripples* de gran tamaño, que da resalte en el relieve. A techo predominan limolitas grauváquicas y lutitas masivas.

La potencia de esta unidad es difícil de calcular, pues suelen faltar techo o muro debido a la intensa fracturación, pero puede estimarse comprendida entre 150 y 250 m. El único afloramiento completo, aunque también fracturado, es el de arroyo Tamujosillo en el flanco norte de la zona central del anticlinorio; no obstante, buenos afloramientos puntuales hay en la vertiente de La Calera y en la del Manzano, en el flanco sur.

b₅) *Conglomerados y pizarras del Torilejo* («Pizarras del Torilejo», tramo intermedio: HERRANZ *et al.*, 1977; SAN JOSE, 1980; VI-

LAS *et al.*, 1981; PERCONIG *et al.*, 1983; «Conglomerado de cantos blandos»: NOZAL *et al.*, 1980 a). En aparente tránsito gradual rápido con b₄, aunque no se descarta la posibilidad de contacto erosivo oculto por derrubios. Comienza por pizarras (micrograuvacas) con cantos dispersos y desordenados de grauvacas feldespáticas, arenisca, cuarzo y ftanita de pequeña talla (0,02-0,05 m.), que pasan rápidamente a una masa de conglomerados mal estratificados de 120-150 m. con cantos de grauvacas heterométricos (0,02-0,30 m.) y heteromorfos (desde subangulosos predominantes hasta redondeados y rodados), que aumentan de tamaño hacia la parte media del paquete, con algunos cantos de más de 0,50 m. de diámetro. Hacia techo decrece de nuevo el tamaño medio de los cantos, apareciendo varios tramos de areniscas finas con persistente laminación paralela («acintamiento»), entre los que se intercalan niveles métricos de conglomerados de cantos rodados de pequeña talla. Por encima continúan alternancias de areniscas grauváquicas en bancos, con limolitas y lutitas pizarrosas predominantes, entre las que se intercalan niveles de cantos generalmente dispersos y de variable tamaño (hasta 0,30 m.), con mayor proporción de los de cuarzo, lidita y cuarcita sobre los de grauvacas. Los numerosos pliegues similares provocan repeticiones que hacen muy difícil calcular la potencia total de la unidad, sin embargo, puede estimarse un mínimo de 1.000-1.200 m.

Lo mismo que la unidad b₁, los conglomerados del Torilejo presentan una cierta participación ígnea de carácter ácido heredada del área fuente, que se manifiesta sobre todo en la composición de clastos y matriz, y también por la presencia de cantos de grauvacas feldespática volcanogénica en proporción variable, muy elevada en el tramo basal masivo. Precisamente la singularidad de este tramo basal permite prever una futura subdivisión de esta unidad, cuyos mejores afloramientos están en el arroyo Tamujosillo, el de Marigómez, el Torilejo, el río de Valdehornos y el de San Marcos, todos ellos afluentes por la margen derecha del Guadiana.

b₆) *Ritmita de Valdehornos* («Pizarras del Torilejo», tramo superior: HERRANZ *et al.*, 1977; SAN JOSE, 1980; VILAS *et al.*, 1981; PERCONIG *et al.*, 1983; «Pizarras, grauvacas y areniscas», *pro parte*: NOZAL *et al.*, 1980 a). Unidad caracterizada por las alternancias rítmicas de areniscas canalizadas, predominantes, y lutitas; hacia la base, los intervalos lutíticos se hacen más potentes y abundantes, pasando en transición rápida a la unidad inferior b₅. Con un espesor visible mayor de 400 m., corta al río de Valdehornos 3,5 Km. al W de Navalpino.

Se trata de una ritmita arenoarcillosa formada por secuencias granodecrecientes cuya base suele ser un estrato lenticular de arenisca o grauvacas de 0,02-0,15 m. de potencia, en contacto erosivo con la secuen-

cia precedente, con granoclasificación positiva, pasando a techo a limolitas o arcillas de 0,01-0,05 m. de espesor, con laminación paralela predominante. Eventualmente, algunos niveles de arenisca canalizados pueden presentar cantos dispersos de cuarzo, lidita y cuarcita de 0,005 m. de diámetro máximo, bien redondeados y rodados. También se han detectado secuencias de BOUMA completas.

Los mejores afloramientos de esta unidad están en el río de Valdehornos y en el camino de Navalpino a Villarta, y allí presentan poca extensión debido a que se estrellan, por un lado, contra el Ordovícico discordante, y por el otro con la discontinuidad basal del Conjunto Superior.

Materiales comparables a los que forman el Conjunto Intermedio del Anticlinal de Navalpino aparecen discordantes sobre los equivalentes al Conjunto Inferior en los anticlinorios de Alcudia y de Agudo-Valdemanco («Capas del muro de la Cuarcita Armoricana», de REDLIN, 1955; «Serie superior conglomerática» y «Serie de Hinojosas», de BOUYX, 1970; «Alcudiense Superior» de TAMAIN, 1970 a, 1975 a; OVTRACHT y TAMAIN, 1970 a y b; HERRANZ *et al.*, 1977; VILAS *et al.*, 1981; SAN JOSE, 1983). En el anticlinorio de Abenójar, o de Tirteafuera, los trabajos de MACHENS (1954, 1955), BOUYX (1970), CRESPO y TAMAIN (1971) y, más recientemente, de ROIZ y VEGAS (1980) ponen de manifiesto la presencia de niveles carbonatados asociados a lutitas negras y a niveles conglomeráticos, por encima de facies esquistosograuváquicas flyschoides, con conglomerados, equiparables a las del Conjunto Inferior de Navalpino. Asimismo, el «Conjunto Superior» del Gran Anticlinorio Centroextremeño (LORENZO, 1977) es equivalente al Intermedio de Navalpino, y muy probablemente también la parte inferior de las «Capas conglomeráticas» del flanco sur del Gran Anticlinorio Norextremeño (LIÑAN y PALACIOS, 1984, *in litt.*) y de la «Unidad Superior» del SE de Ciudad Rodrigo (RODRIGUEZ-ALONSO, 1979, 1983).

En el anticlinorio de Guadalupe (o del río Ibor), la equivalencia con los materiales que forman el Conjunto Intermedio de Navalpino fue propuesta por HERRANZ *et al.* (1977) y confirmada por VILAS *et al.* (1979) para la parte meridional del antiforme, equiparando su «unidad B» terrígeno-carbonatada con las «Pizarras del Torilejo» y «Calizas de Villarta» (*sensu* HERRANZ *et al.*, *op. cit.*). Estos mismos materiales se prolongan sin solución de continuidad por la parte central del anticlinorio, donde forman las denominadas «Capas de transición» y «Cámbrico» de LOTZE (1956a, 1961) y de HUFNAGEL (1969), la parte alta de la «Serie del Ibor» y la «Serie de Navalvillar» de WALTER (1982), y el tramo superior del «Guadalupe complex» y la mayor

parte de las «Calcareous beds» de LIÑAN *et al.* (1984). El afloramiento continúa por la parte septentrional del antiforme hasta el río Tajo, cerca de Almaraz, donde da lugar al tramo superior de la «Unidad inferior», a la «Unidad intermedia» y al tramo inferior de la «Unidad superior» de GARCIA-HIDALGO (1982).

En cuanto al Anticlinal de Valdelacasa, subsisten los problemas de correlación que pusieron de manifiesto VILAS *et al.* (1979). A este respecto sólo cabe añadir que cualquier esquema que postule la equivalencia entre las «Capas de Valcasa» de LOTZE (1956 a) o «Detrital lower beds» de LIÑAN *et al.* (1984) y las «Pizarras del Guadiana» de Navalpino, deberá admitir también la existencia de una o varias discontinuidades de hiato importante, en la base de los conglomerados y ritmitas suprayacentes («Capas de Transición» de LOTZE, 1958, 1961; «Serie de Valdelacasa» de LLOPIS y SANCHEZ DE LA TORRE, 1963 a y b, 1965; «Serie superior conglomerática» de BOUYX, 1970; «Serie conglomerática de Villar del Pedroso» de VEGAS, 1971 b; «Conglomerate beds» y «Detrital upper beds», de LIÑAN *et al.*, 1984) y/o en la base del Conjunto Superior. Sólo en el caso hipotético de que se pudiera demostrar la equivalencia entre estos conglomerados y ritmitas y los del Torilejo y Valdehornos en Navalpino, y entre las «Capas de Valcasa» y las «Lutitas y grauvacas de Tamujosillo», la correlación entre las unidades litoestratigráficas atribuibles al Conjunto Intermedio en ambos anticlinorios quedaría establecida sin necesidad de exagerar el valor de las discontinuidades ya existentes. Si el afloramiento aislado de calizas de Peraleda de San Román (EGOZCUE y MALLADA, 1876; MORENO, 1977; MONTESERIN *et al.*, 1981) correspondiese a las «Calizas de Villarta», esta hipótesis sería aún más verosímil.

Materiales comparables al Conjunto Intermedio del Anticlinal de Navalpino forman el tramo superior de los «postbeturienses» al SW del batolito de Los Pedroches (VILAS *et al.*, 1981); no obstante, resta por efectuar una correlación fina con los más inmediatos del Gran Anticlinorio Centroextremeño, en la cual deberán tenerse en cuenta los afloramientos de pizarras, areniscas de grano grueso y calizas de Medellín y Villanueva-Don Benito (HERRANZ *et al.*, 1973), como elemento de conexión.

c) *Conjunto Superior*

Está formado por un tramo basal de megabrechas y/o conglomerados, sobre el que aparecen lutitas predominantes con intercalaciones subordinadas de areniscas y conglomerados, ambos más abundantes hacia su parte media-alta. Son característicos las deformaciones hidropásticas y deslizamientos sinsedimentarios, llegando a constituir desplomes (*slumps*) de variado rango, y en algunos lugares, conglomerados

dos siliceofosfatados y sedimentos lutíticos con alto contenido original en materia orgánica y características reductoras (*black shales*). Este conjunto, que en otros lugares ha proporcionado macrofauna y abundante icnofauna del límite precámbrico-Cámbrico, evoluciona en el techo a areniscas en bancos con numerosas pistas fósiles típicas del Cámbrico inferior, y a sedimentos carbonatados con arqueociatos que no llegan a aparecer en el antiforme de Navalpino, pero sí en zonas limítrofes (*vide* SAN JOSE *et al.*, 1974; GIL-CID *et al.*, 1976, etc.).

A pesar de la mala calidad de los afloramientos de este conjunto, que aparece en la parte oriental del Anticlinal de Navalpino, se pueden distinguir dos unidades principales, la más alta dividida en varias subunidades. Las denominaciones que se utilizan son las equivalentes, con carácter local, de las establecidas en HERRANZ *et al.* (1977) y SAN JOSE (1980), etc., tal como se cita a continuación.

c₁) *Nivel de Fuentes* («Conglomerado pizarroso-cuarzoso-dolomítico»: CORTAZAR, 1880; «Nivel de Fuentes»: HERRANZ *et al.*, 1977; CAPOTE *et al.*, 1977; MORENO, 1977; VEGAS *et al.*, 1977; SAN JOSE, 1980; VILAS *et al.*, 1981; SAN JOSÉ, 1983; PERCONIG *et al.*, 1983; «Brecha calcárea» de NOZAL *et al.*, 1980 a). En neta discontinuidad litológica y geométrica con la unidad anterior, está formada por 30-35 m. de megabrechas de aspecto caótico formadas por grandes bloques heterométricos de caliza gris, los mayores (hasta más de 1 m.) semirredondeados, mientras que los más pequeños, que forman una «pasta» que engloba a los más grandes, son frecuentemente angulosos. En esta «pasta» aparecen cantos de arenisca y pizarra, rodados o angulosos, de cuarzo de 0,02 m. de talla, bien rodados y de ftanita, aún más pequeños. Entre los bloques destacan algunos de ferrodolomía ankerítica parda macrocristalina, atravesados por familias de filoncillos de cuarzo que no afectan a la matriz pizarrosa (sericítico-talcosa), cuya esquistosidad rodea a cantos y bloques dando «colas de presión». Eventualmente aparecen incluidos como cantos dentro de esta matriz, fragmentos tabulares de filoncillos de cuarzo semejantes a los que atraviesan los bloques de dolomía. Hacia la base aparecen bloques de alternancias rítmicas arenisca-lutita, en todo semejantes a las de la unidad infrayacente, mientras que hacia arriba predominan cantos de dolomía y caliza, a veces con oncolitos y estructuras de algas, que allí donde la matriz es más escasa dan afloramientos masivos de aspecto brechoide. Hacia techo disminuye el tamaño de bloques y cantos, predominando brechas de cantos de cuarzo de pequeña talla en una abundante matriz grisácea de arenisca o caliza detrítica, apizarrada. En conjunto se comprueba la existencia de una grosera macrogranoclasificación dentro de la unidad, en la que se distinguen dos tramos, el inferior más heterogéneo, y el superior predominantemente carbonatado.

Los mejores afloramientos de esta megabrecha están en el camino de Navalpino a Villarta, 300 m. al E de su cruce con el río de Valdehornos, en la cabecera del barranco de los Gavilanes, en el arroyo de Valcenillo y en los valles al E de Navalpino, además de los que figuran en el mapa de CORTAZAR (1880). Este nivel pasa lateralmente, al S de Fontanarejo, a microconglomerados de cuarzo y lutitas con cantos.

c₂) *Pizarras del Pusa* («Pizarras del Pusa»: HERRANZ *et al.*, 1977; SAN JOSE, 1980; VILAS *et al.*, 1981; SAN JOSE, 1983; PERCONIG *et al.*, 1983; «Series de tránsito», *pro parte*: de MORENO, 1977, y VEGAS *et al.*, 1977; «Formación turbidítica superior» de CAPOTE *et al.*, 1977; «Formación colorada» y «Grauvacas y cuarcitas» del Cámbrico inferior: MARTIN-ESCORZA, 1977 a; «Pizarras, grauvacas y areniscas» y «Fangoconglomerados de cuarzo» de NOZAL *et al.*, 1980 a y b). Se trata de una unidad que en el antiforme de Navalpino tiene una potencia visible mayor de 1.500 m., comprensiva de varias subunidades, o unidades de menor rango, cuyas rápidas variaciones laterales unidas a la mala calidad de los afloramientos aconsejan tomar con precaución los límites establecidos entre ellas; sólo los términos inferiores y superiores son relativamente constantes a escala regional, mientras que los intermedios varían aún entre secciones próximas, llegando incluso a faltar. Tentativamente podemos distinguir, de muro a techo:

c₂a) Tramo inferior predominantemente lutítico, en continuidad sedimentaria con las megabrechas del «Nivel de Fuentes», formado por pizarras limolíticas o arcillosas, masivas o en bancos de 0,1 hasta 1 m., con laminación paralela predominante, y algunas intercalaciones esporádicas de areniscas grauváquicas que se hacen más frecuentes hacia techo de la unidad, donde dan lugar a una alternancia rítmica arenisca-lutita, en la que se intercalan bancos de arenisca canalizada.

c₂b) Alternancia de paquetes formados por areniscas canalizadas (desde grauvacas a protocuarzitas) y lutitas con lentículas de arena fina, con otros de ritmitas flyschoides planoparalelas, y con paquetes de predominio lutítico, más abundantes cuanto más arriba. Aparecen niveles centimétricos de areniscas ferruginoso-calcáreas y pequeños *slumps* en los tramos lutíticos superiores, con algún nivel parcialmente desorganizado. La porción terminal corresponde a ritmitas flyschoides formadas por secuencias granodecrescentes de escasa potencia de arenisca-lutita, con marcas de corriente (*flutes, grooves, etc.*) y con niveles de areniscas masivas intercaladas de carácter más proximal. A techo aumenta el contenido lutítico.

c₂c) Microconglomerados grauváquicos o arcósicos y conglomerados poligénicos, cuarzofeldespáticos o cuarzosos, rígidos o dispersos en matriz lutítica o arenosa, formando paquetes canalizados con inter-

calaciones de areniscas y de lutitas, estas últimas muy potentes y abundantes hacia techo de la unidad. Son característicos los conglomerados feldespáticos con cantos blandos (*chips*) e intrusiones hidroplásticas (*escape structures*).

c₂d) Lutitas grises con intercalaciones de arenisca fina que aumentan en potencia y frecuencia hacia techo, dando lugar a una alternancia de paquetes de areniscas grauváquicas o arcósicas canalizadas, y lutitas con laminación paralela. La existencia de *ripples* de techo plano (decapitados) indica condiciones muy someras.

c₂e) Lutitas (limolitas grauváquicas o cuarzosas, arcillitas) con intercalaciones canalizadas de areniscas (grauvacas o subgrauvacas) y/o microconglomerados, que aumentan en potencia, frecuencia y tamaño de grano hacia la parte alta de la unidad, donde aparecen canales rellenos de conglomerados de cuarzo y/o de oncolitos fosfatados, con formas de acreción lateral y cantos blandos (*mud chips*) en la base de las secuencias, separados por niveles lutíticos en los que PERCONIG, *et al.* (1983) han señalado la presencia de *mud cracks* y de posibles paleoalteraciones de origen edáfico. El techo está formado por canales métricos a decamétricos de conglomerados cuarcíticos, con cantos de cuarzo y algún feldespato, alternando con niveles de lutitas más o menos silicificadas, con cantos pequeños (0,001-0,003 m.) dispersos, de cuarzo.

c₂f) Alternancia de lutitas (arcillitas y limolitas) de composición grauváquica, con areniscas y protocuarzitas de colores claros en bancos decimétricos, que aumentan en potencia y frecuencia hacia techo, donde dan lugar a paquetes duros que resaltan en el relieve, alternando con blandos que corresponden a lutitas.

El techo de esta unidad, que aflora sólo en el borde de la terminación periclinal oriental del antiforme, no se conoce debido a la discordancia de los conglomerados y areniscas basales ordovícicos, que hacia el W se apoyan progresivamente sobre unidades más antiguas.

Las unidades que forman el Conjunto Superior del Anticlinal de Navalpino pueden reunirse en tres subconjuntos. De ellos, el inferior (c₁-c₂a-c₂b) se caracteriza por las megabrechas, lutitas y alternancias turbidíticas con *slumps*, etc., el intermedio (c₂c-c₂d-c₂e) por los conglomerados cuarcíticos, cuarzofeldespáticos o fosfatados, las facies arcósicas y los índices de progresiva emersión, y el último (c₂f) por la relativa madurez de los sedimentos. Debido a la provisionalidad de estas subdivisiones evitamos por el momento formalizar una nomenclatura, siquiera local. Sin embargo, la persistencia regional de alguna de las unidades y lo característico de determinadas facies permiten utilizar denominaciones informales; así, la unidad c₂e podría constituir la «Formación Horcajo» y dentro de ella, los canales con oncolitos fosfatados el «Tramo de Fontanarejo», por ser en estas localidades, relativamente

próximas entre sí, una en el Anticlinal de Valdelacasa y otra en el de Navalpino, donde se encuentran los afloramientos más típicos y las mejores secciones de ambos.

Materiales comparables por su posición y/o características con los que forman el Conjunto Superior del Anticlinal de Navalpino, constituyen la mayor parte del «Grupo do Douro» (BERNARDO DE SOUSA, 1979, 1981, 1982, 1984), parte alta de la «Unidad superior» del SE de Ciudad Rodrigo (RODRIGUEZ-ALONSO, 1979, 1983), el «tramo superior» de las «Capas Conglomeráticas» del Gran Anticlinorio Norextremo, al S de Coria (LIÑAN y PALACIOS, 1984 *in litt.*), y muy probablemente también el «tramo superior» de la «Unidad superior» (GARCIA-HIDALGO, 1982) del extremo septentrional del anticlinorio de Guadalupe, o del río Ibor. En la zona central de este anticlinorio, materiales equivalentes a éstos forman la mayor parte de la «Bunte Serie» (HUFNAGEL, 1965) o «Serie coloreada» (WALTER, 1982) y la parte alta de las «Calcareous beds» y/o las «Detrital beds» de LIÑAN *et al.* (1984), que acaban desapareciendo hacia el sur bajo la discordancia preordovícica. Aunque las facies son diferentes a las de Navalpino, la relación de superposición con respecto al Conjunto Intermedio y la presencia de conglomerados fosfatados, de pizarras negras y de alternancias areniscosocuarcíticas hacia techo, avalan esta correlación.

En cuanto al Anticlinal de Valdelacasa, la sucesión que aparece en la terminación sudoriental de esta estructura, cerca de Horcajo de los Montes, es fácilmente correlacionable con la parte media-alta del Conjunto Superior del Anticlinal de Navalpino, incluso a nivel de unidades y tramos (incluido el de conglomerados oncolíticos fosfatados). La comparación del «Olistostroma del Membrillar» (MORENO, 1975, 1977; CAPOTE *et al.*, 1977; «Conglomerado poligénico de cemento pizarroso», de HERNANDEZ-PACHECO, 1929) con el «Nivel de Fuentes» y las características del conjunto, de más de 3.000 m. de potencia, confirman esta correlación.

En la parte NW de este antiforme, en cambio, la sucesión a lo largo del río Uso varía en potencia y facies, aunque se mantiene la presencia de las megabrechas basales («Nivel de Fuentes» de MORENO, 1974) y de niveles oncolíticos fosfatados en relación con facies anóxicas características (*black shales*). Desde HERRANZ *et al.* (1977) estos materiales han sido tradicionalmente correlacionados con el Conjunto Superior del Anticlinal de Navalpino, y para ellos se ha introducido recientemente la denominación de «Grupo Pusiense» (SAN JOSE, 1983).

No se han identificado hasta la fecha materiales comparables a los de este Conjunto al sur de la alineación de sinclinales Cañaverál-Santa Lucía-Puebla de Don Rodrigo; sólo muy en el interior de Ossa-Morena, al sur del Anticlinorio Porto-Badajoz-Córdoba, la Formación Torreárboles (LIÑAN, 1979), relacionada con las «Areniscas de Usagre» (HE-

RRANZ *et al.*, 1977) recuerda a las facies inmaduras de los afloramientos más occidentales de este Conjunto, aunque su relación de superposición a volcanitas andesíticas o a materiales volcanosedimentarios (Formación San Jerónimo, LIÑAN, *op cit.*), que no existen en la zona central de Macizo Hespérico, impide una correlación directa.

Estos tres grandes conjuntos de materiales separados por discontinuidades constituyen unidades litoestratigráficas de orden mayor, con rango mínimo de Grupo. De éstos, el Inferior, que equivale a los «Esquistos de Alcudia» de BOUYX (1970) o «Alcudiense inferior» de TAMAIN (1970 a, 1975 a), es el menos conocido hasta el momento, y de él se separarán en su día los «Conglomerados de Las Torrecillas», para pasar probablemente a unirse en un mismo Grupo con el Conjunto Intermedio, que es equiparable al «Alcudiense superior» de TAMAIN (*op. cit.*).

El Conjunto Superior del Anticlinal de Navalpino equivale al Nivel de Fuentes + Pizarras del Pusa («Grupo Pusiense», SAN JOSE, 1983) del Anticlinorio de Valdelacasa. En este Grupo y junto al río Uso, cerca de Fuentes (Toledo), apareció la primera macrofauna precámbrica de la Península Ibérica (BRASIER *et al.*, 1979) y en él ya era conocida la presencia de nódulos fosfáticos (SAN JOSE, 1980, p. 58), así como la de canales oncolíticos.

Los tres conjuntos en que se pueden dividir las rocas anteordovícicas del antiforme de Navalpino se encuentran separados por dos discontinuidades cuyo valor y significado son muy diferentes:

D.) Entre el Conjunto Inferior y el Conjunto Intermedio. Separa las «Pizarras del Guadiana» de los «Conglomerados de N.^a S.^a de La Antigua», las primeras, de carácter turbidítico, muy tectonizadas y verticalizadas, con direcciones variables entre la N-S y NE-SW, mientras que los segundos, que siguen una directriz global NW-SE, están afectados por pliegues amplios y formados por cantos en los que predominan litologías presentes en las primeras, evolucionando rápidamente a las lutitas de plataforma que forman la unidad siguiente.

A pesar de que el contraste entre las características sedimentarias de ambas unidades es grande, y la discrepancia direccional en el contacto importante, debe tenerse en cuenta que la plasticidad de las alternancias lutita-grauvaca frente a la rigidez de los conglomerados puede dar lugar a disarmonías que exageren el valor de la discordancia.

Una discontinuidad semejante, situada en la base de las sucesiones detrítico-carbonatadas comparables al Conjunto Intermedio del Anticlinal de Navalpino, ha sido señalada en los anticlinorios de Alcudia y Agudo-Valdemanco (REDLIN, 1955; BOUYX, 1970; CRESPO *et al.*, 1971; CRESPO y REY, 1971, etc.). En el Gran Anticlinorio Centroextre-

meño (LORENZO, 1977), esta discontinuidad oscila entre una paraconformidad y una discordancia fuertemente angular con paleoalteración del sustrato, el cual, según medidas de estructuras planares efectuadas por A. PIEREN (com. pers., 1984), ha sufrido por lo menos una etapa más de deformación sinesquistosa que la cobertera. En el Anticlinorio de Guadalupe-Ibor aparecen por debajo de las litofacies carbonatadas dos discontinuidades erosivas en la base de sendas unidades conglomeráticas; de ellas, la inferior da lugar localmente a una discordancia angular poco marcada, que podría ser equivalente de las anteriores. Por último, en el Gran Anticlinorio Norextremeño, una discontinuidad comparable a ésta aparece en la base de las «Capas conglomeráticas» de SCHMIDT (1957) y LIÑAN y PALACIOS (1984 *in litt.*) probablemente relacionadas con los niveles carbonatados que citan CORRETGE y GARCIA DE FIGUEROLA (1971); la importancia de esta discontinuidad desde el punto de vista bioestratigráfico, es resaltada por T. PALACIOS (com. escrita, mayo 1984).

En el supuesto de que todas estas discontinuidades correspondieran al mismo episodio tectonosedimentario, lo que parece factible dada la similitud de características de las unidades suprayacentes (aunque existen evidentes diferencias en facies y espesor entre las sucesiones locales), y sin perjuicio de que en un futuro se diferencien nuevos conjuntos correspondientes a episodios precursores, o se subdividan los ya conocidos, se puede definir la existencia de una discordancia generalizada que separa a materiales comparables a los del Conjunto Intermedio de Navalpino de su sustrato. Esta discordancia implica al menos una etapa de deformación sinesquistosa, seguida de probable emersión, paleoalteración y erosión de este sustrato, previas al depósito de los materiales de dicho Conjunto Intermedio.

En espera de una definición más precisa, y del estudio detallado de las distintas secciones tipo, proponemos aquí provisionalmente para esta discontinuidad el nombre de «Discordancia Oretánica».

D₂) Entre el Conjunto Intermedio y el Conjunto Superior. Separa la «Ritmita de Valdehornos» y los «Conglomerados y pizarras del Torilejo» del «Nivel de Fuentes», los primeros de carácter turbidítico de conoide, con direcciones desde E-W a 100°, y verticales o buzando al Sur, y la segunda con carácter de *mass-flow* y dirección desde N-S a 160°, buzando 60°-70° al Este, formada por clastos calcareodolomíticos predominantes, aunque en su parte basal aparecen cantos y bloques de litología similar a la de las unidades infrayacentes, en especial la ritmita.

Como en el caso anterior, el contraste litológico entre las unidades afectadas por la discontinuidad es muy fuerte, no obstante, aquí la discrepancia direccional es mayor, del orden de 85°-90°, lo que implica verticalización de la o las unidades inferiores a la discontinuidad, previa al emplazamiento de la superior.

A esta discontinuidad podría corresponder, aunque con dudas, la paraconformidad que aparece (RODRÍGUEZ-ALONSO, 1983) en la parte alta de la «Unidad superior» del SE de Ciudad Rodrigo. Mucho más probable es la correlación con la disconformidad dentro de las «Capas conglomeráticas» del S de Coria (LIÑAN y PALACIOS, 1984 *in litt.*), en el Gran Anticlinorio Norextremeño, refrendada por una neta ruptura faunística. Esta última sería comparable a la que se deduce en la base del «tramo superior» de la «Unidad superior» de Miravete (*sensu* GARCIA-HIDALGO, 1982), de la «Bunte serie» o «Serie coloreada», en el sentido de HUFNAGEL (1969) y WALTER (1982), y en la parte alta de las «Calcareous beds» y/o «Detrital beds» de LIÑAN *et al.* (1984), del Anticlinorio de Guadalupe-Ibor.

En cuanto al vecino Anticlinal de Valdelacasa, la discontinuidad en la base del «Nivel de Fuentes», aunque mecanizada, se observa claramente en el río Uso, y puede seguirse tanto hacia el NW como hacia el SE, en dirección a Navalpino.

De acuerdo con HERRANZ *et al.* (1977), BRASIER *et al.* (1979), VILAS *et al.* (1981) y SAN JOSE (1980, 1983), esta discontinuidad corresponde a la Discordancia Cadomiense *sensu lato*.

A estas discontinuidades hay que añadir tres más, las dos primeras de carácter dudoso, y la tercera, la más importante de todas desde el punto de vista morfoestructural, que condiciona en buena parte la evolución posterior y cuya trascendencia paleogeográfica aún no ha sido suficientemente valorada: la discontinuidad preordovícica.

De éstas, la primera se sitúa entre las «Pizarras del Guadiana» y los «Conglomerados de Las Torrecillas». Estos conglomerados, aunque por razones de localización geográfica y superposición han sido descritos dentro del Conjunto Inferior (dado que siempre que aparecen lo hacen sobre dichas pizarras y bajo el Ordovícico discordante), su escaso grado de tectonización frente al que presenta el sustrato les vincula más bien a las unidades tectonosedimentarias posteriores a la etapa diastrófica que afectó a este último. Esta etapa está sellada en zonas próximas por la Discordancia Oretánica, que da paso al Conjunto Intermedio; sin embargo, las facies relativamente más someras de la parte inferior de este Conjunto son muy diferentes de las turbiditas de los «Conglomerados de Las Torrecillas», dentro de una relativa proximidad geográfica actual. Aunque, como se sugirió al principio, esta unidad podría ser equivalente lateral de cualquiera de los conjuntos o unidades discordantes anteriormente descritas (lo que conduciría a una reinterpretación en cada caso del alcance de las respectivas discontinuidades), y a pesar de que hasta el momento nunca se la haya identificado en relación o por debajo del Conjunto Intermedio, la hipótesis más plausible es la de que pertenezca a un episodio turbidítico «preoretánico».

No obstante, dada su desconexión de afloramiento, no debe desecharse *a priori* ninguna de las restantes posibilidades, incluso la de que correspondiera a un posible episodio intra o finicámbrico («toledánico» s. l.), en cualquier caso anterior a la discordancia preordovícica.

Así pues, estos conglomerados y las grauvacas y lutitas que les acompañan, por su singularidad y características, y a falta de nuevos datos, pueden ser interpretados provisionalmente como representantes de un episodio turbidítico posterior a la deformación de las «Pizarras del Guadiana» (Conjunto inferior s. s.), y previo a la discontinuidad de las facies detríticocarbonatadas extensivas del Conjunto Intermedio (Discordancia Oretánica).

Por lo que respecta a correlaciones, la discontinuidad entre los «Conglomerados de Las Torrecillas» y las «Pizarras del Guadiana» sólo tiene equivalente hasta el momento en la que se deduce en la base de los conglomerados de Puerto Peña, en la presa del embalse de García Sola, sobre materiales comparables a estas pizarras, cuyo grado de tectonización es también mayor que el de la cobertera (A. PIEREN, com. pers., 1984).

La segunda discontinuidad dudosa separaría a las «Lutitas y grauvacas de Tamujosillo», de los «Conglomerados y pizarras del Torilejo», dentro del Conjunto Intermedio. En el Anticlinal de Valdelacasa, conglomerados semejantes a éstos («Serie de Valdelacasa», de LLOPIS y SANCHEZ DE LA TORRE, 1963 a; o «Conglomerados de Villar del Pedroso», de VEGAS, 1971 b), se apoyan en contacto brusco, de traza ondulante debida a los numerosos pliegues similares métricos a decamétricos, sobre las lutitas denominadas «Capas de Valcasa» por LOTZE (1958). Hasta la fecha no se ha encontrado equivalente de esta posible discontinuidad en otros antiformes.

Dada la distancia, y sobre todo la desconexión que existe actualmente entre los afloramientos de los «Conglomerados de Las Torrecillas» y los del Conjunto Intermedio y Superior de Navalpino, cabría incluso, entre otras, la posibilidad de que las dos discontinuidades anteriores fuesen la misma. Si así fuera, y si —continuando en el terreno de la hipótesis— las «Capas de Valcasa» correspondieran a las «Pizarras del Guadiana», esta discontinuidad pasaría a ser, con mucho, la más importante después de la Oretánica, y, en cualquier caso, quedaría resaltado el valor de la Cadomiense, al menos en el ámbito del Anticlinal de Valdelacasa.

No obstante, en un supuesto conservador, y aceptando el esquema de correlación más lógico a la luz de los datos actuales (fig. 2), es evidente que la discordancia más importante de todas las descritas es la Oretánica, dado que implica una compleja historia tectónica y erosiva previa al depósito del Conjunto Intermedio. Este Conjunto comienza por facies someras, extensivas sobre el sustrato y aparentemente tanto

ATRIBUCION CRONOLOGICA	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS	DOMINIO "MONTES DE TOLEDO"					DOMINIO "ALCUDIA - ALTA EXTREMADURA"									
		ANTICLINORIO DE VAL DE LACASA	ANTICLINAL DE NAVALPINO	GRAN ANTICLINORIO NOR- EXTREMEÑO	ANTICLINORIO DE GUADALUPE		GRAN ANTICLINORIO CENTRO-EXTREMEÑO	ANTICLINORIO AGUDO - VALDEMANCO	ANTICLINORIO DE ABENJOAR (o TIRTEAFUERA)	ANTICLINAL DE ALCUDIA						
		LANZUES (1904)	Este trabajo	LIJAN y PALACOS (1904)	GARCIA - HIDALGO (1902)	HUFAÑEL (1903)	WALTER (1902)	LANZUES (1904)	VILAS ELLE (1979)	LORENZO (1977) PIEREN (1904)	BOUYX (1970)	TAMAN (1975)	ROIZ y VEGAS (1980)	TAMAN (1975)	BOUYX (1970)	TAMAN (1975)
Diversos autores y este trabajo (1903) este trabajo	HERRANZES (1977) SAN JOSE (1980), este trabajo	Diversos autores y este trabajo	Este trabajo	LIJAN y PALACOS (1904)	GARCIA - HIDALGO (1902)	HUFAÑEL (1903)	WALTER (1902)	LANZUES (1904)	VILAS ELLE (1979)	LORENZO (1977) PIEREN (1904)	BOUYX (1970)	TAMAN (1975)	ROIZ y VEGAS (1980)	TAMAN (1975)	BOUYX (1970)	TAMAN (1975)
ORDOVICIO	INF.															
CAMBRICO	MECO															
	INFERIOR															
RIFEENSE	SUP. ?															
	INFERIOR															
	MEDIO															
	SUPERIOR															
	INFERIOR															
	SUPERIOR															
	INFERIOR															
	SUPERIOR															
	INFERIOR															
	SUPERIOR															
	INFERIOR															
	SUPERIOR															

FIG. 2.—Correlación entre las unidades litoestratigráficas anteordovícicas del entorno regional del Anticlinal de Navalpino, basada en datos bibliográficos. Las atribuciones cronológicas de algunos autores han sido modificadas de acuerdo con los datos paleontológicos más recientes.

más proximales cuanto más hacia el SW; hacia el NE, en cambio, se esboza una cuenca rellena de depósitos en gran parte turbidíticos, sobre todo para la parte superior del Conjunto, a partir de los «Conglomerados y pizarras del Torilejo». Este dispositivo parece repetirse en lo que se refiere al Conjunto Superior, discordante sobre el Intermedio, aunque esta discordancia es menos importante que la Oretánica, y desde luego mucho menos que la preordovícica (HERRANZ *et al.*, 1977, pp. 331-332), mientras que el surco turbidítico correspondiente lo es en un sentido mucho más clásico. El hecho de que estas facies turbidíticas pasen hacia arriba a someras implica la colmatación de dicho surco según el esquema de HERRANZ *et al.*, *op. cit.*, y VILAS *et al.* (1981), y la existencia de facies marginales extensivas sobre el sustrato (SAAVEDRA *et al.*, 1984), conservadas o no por erosiones posteriores y ampliamente coetáneas de las anteriores.

5. EDAD DE LOS MATERIALES

La escasez de elementos de datación en los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino, donde los únicos restos fósiles encontrados hasta el momento corresponden a estromatolitos en las «Calizas de Villarta» y a oncolitos, talos y filamentos de algas en éstas y en el «Tramo de Fontanarejo», en el que también se han citado espículas de esponjas (PERCONIG *et al.*, 1983), obliga a utilizar como criterio fundamental para la atribución cronológica la correlación con unidades litoestratigráficas de sucesiones similares en zonas próximas, en las que durante los últimos años se han ido produciendo hallazgos de restos fósiles y huellas de origen orgánico, cada vez más antiguos. Esta cronocorrelación entre unidades se establece en función de sus características litológicas y estructurales, relaciones de superposición y yacencia, discontinuidades que las separan y, en su caso, contenido orgánico (fig. 2). En cuanto a éste, algunas síntesis de los datos paleontológicos disponibles han sido hechas recientemente (PEREJON, 1981 c; SAN JOSE, 1980, 1983; LIÑAN *et al.*, 1984). Los datos nuevos a añadir son escasos y proceden por lo general de levantamientos cartográficos en curso (plan (MA. G. NA.); por ello, sólo se hará aquí una revisión con base en los más recientes, en la que, en cualquier caso, debe tenerse en cuenta que, debido a la longevidad de los taxones utilizados, el grado de precisión en las atribuciones cronológicas es aún bajo.

Los materiales correlacionables con los del Conjunto Inferior del Anticlinal de Navalpino no han proporcionado hasta el momento más que muy escasos microfósiles, entre ellos acritarcos de los géneros *Orygmatosphaeridium* sp. y *Protosphaeridium* sp., que permitieron a MITROFANOV y TIMOFEIEV (1977) atribuirles una edad rifeense se-

gura (para otros autores discutible) en el Anticlinal de Alcudia. Estos mismos materiales, al sur de Coria, contienen (LIÑAN y PALACIOS, 1984, *in litt.*) indicios de bioturbación, *Eomichrystridium* sp., *Trachysphaeridium* sp. y aff. *Synsphaeridium* sp. de amplia distribución dentro del Proterozoico, aunque esferomorfo de gran tamaño semejantes a éstos sean típicos del Rifeense. En el Anticlinal de Guadalupe-Ibor, los microfósiles del género *Bavlinella* identificados en la parte superior del «Complejo de Guadalupe» (LIÑAN *et al.*, 1984) parecen corresponder en realidad a materiales equivalentes al Conjunto Intermedio. Existen, pues, muchas probabilidades de que el Conjunto Inferior pertenezca en su mayor parte, si no todo él, al Rifeense.

Las unidades litoestratigráficas comparables al Conjunto Intermedio se caracterizan, en contraste con el Inferior, por una relativa variedad en el contenido orgánico. Se han identificado bioturbación, icnofósiles, microfósiles fitoplanctónicos, macroflora, e incluso fósiles tubuliformes de aspecto esquelético a muro y techo de las litofacies carbonatadas, en las que también aparecen oncolitos, estromatolitos y niveles con talos de algas. Es característica la presencia de algas macroscópicas del Grupo *Vendotaenidae*, que por primera vez aparecen justo por encima de la Discordancia Oretánica en el Anticlinal de Guadalupe-Ibor, presentan sus mejores yacimientos en las lutitas relacionadas con las intercalaciones carbonatadas de este anticlinal, y han sido encontradas también en los de Agudo-Valdemanco y Abenójar. También es característico de este Conjunto, y en parte del siguiente, la presencia del acritarco *Bavlinella faveolata*, cuya frecuencia de aparición aumenta hacia la parte alta, a la vez que disminuye relativamente la de vendoténidas, que, no obstante, aparecen esporádicamente también en la parte inferior del Conjunto siguiente. Haciendo abstracción de los fósiles protoesqueléticos, que han inducido a diversos autores a asignar una edad cámbrica inferior a materiales atribuibles a este Conjunto (LOTZE, 1956 c, 1961; HUFNAGEL, 1969; WALTER, 1982), el contenido orgánico, en especial los acritarcos, indica una edad global que parece oscilar entre el Véndico inferior alto-Véndico medio para la parte baja, y el Véndico superior para la alta, sobre todo para las facies turbidíticas y conglomeráticas del Anticlinorio de Valdelacasa, aunque en éstas se han citado taxones «cámbricos», como *Uniporata*, asociados a véndicos, que introducen un cierto factor de duda (MONTESERIN *et al.*, 1982).

En cuanto al Conjunto Superior del Anticlinal de Navalpino, y unidades relacionadas con él en otros anticlinorios, la característica fundamental de su contenido orgánico es la mezcla de elementos véndicos superiores y cámbricos (BRASIER *et al.*, 1979), que comprenden bioturbación, icnofósiles a veces de gran tamaño, microfósiles fitoplanctónicos, y macroflora de *Vendotaenidae* cada vez más escasa, y restrin-

gida casi exclusivamente al Anticlinorio de Guadalpe-Ibor. Además, se ha citado la presencia en el «Tramo de Fontanarejo» de algas cianofíceas Chroococcales, filamentos de Oscillatoriales y posibles *Bavlinella* (PALACIOS, in PERCONIG *et al.*, 1983) junto con espículas de Esponjas, asociadas a los canales rellenos de oncolitos fosfáticos, y, en clastos de turbiditas incorporados a la megabrecha del Membrillar, *Bavlinella* en relación con *Trachysphaeridium* (PALACIOS, 1983). El carácter «cámbrico» de la icnofauna se pone de manifiesto en la sucesión al S de Coria, con taxones como *Phycodes* y *Torrowangea*, hasta el momento considerados representativos del Tommotiense, que coexisten con acritarcos «precámbricos», como *Protosphaeridium* y *Bavlinella* (LIÑAN y PALACIOS, 1984 *in litt.*); este último también aparece en el Anticlinorio de Valdelacasa junto con icnofósiles «cámbricos», tales como *Monomorphichnus*, cf. *Phycodes* y cf. *Treptichnus* (BRASIER *et al.*, 1979), y más o menos relacionados con dubiofósiles denominados coloquialmente en un principio «*Pusaria*», posteriormente atribuidos a cf. *Chuarina* cf. *Beltanelloides*, y actualmente en revisión. Así pues, en función de su contenido orgánico, la edad estimada para este Conjunto Superior es Véndico terminal-Cámbrico inferior bajo y, en consecuencia, y de acuerdo con BRASIER *et al.* (1979), MARTIN-CARO (1980), PEREJON (1981 c), VILAS *et al.* (1981), SAN JOSE (1980, 1983) y LIÑAN *et al.* (1984), el límite inferior del Cámbrico se encuentra dentro de este Conjunto, aunque no se descarta que las facies extensivas marginales, al progresar en el tiempo la colmatación de la cuenca, lleguen a tener desde su base una edad exclusivamente cámbrica.

Por lo que respecta a discontinuidades, el hiato temporal que abarca la Discordancia Oretánica, en función de las edades mínima y máxima estimadas para los materiales infra y suprayacentes, puede comprender la mayor parte del Véndico inferior; por su parte, la Cadomiense sólo parece separar al Véndico superior del terminal, con hiato difícilmente valorable pero en cualquier caso pequeño en comparación con la Oretánica, lo que confirma la importancia de esta última. La hipótesis de un episodio «preoretánico» representado por los «Conglomerados de Las Torrecillas» conduce a admitir una edad intravéndica inferior para la discontinuidad de estos conglomerados sobre el Conjunto Inferior, y como máximo Rifeense terminal o Véndico precoz, para la etapa diastrófica que afectó a este Conjunto.

Por último, no debemos omitir que en los materiales anteordovícicos de la zona central del Macizo Hespérico han sido definidas una serie de unidades «con intención cronoestratigráfica», como son el Alcudienense (TAMAIN, 1970 a; HERRANZ *et al.*, 1977), el Hispaniense (TEIXEIRA, 1979; SAN JOSE, 1980, 1983; VEGAS, 1981) y el Pusiense (SAN JOSE, 1983), que coinciden con alguna o varias de las unidades que aquí se describen aunque, según los autores, los conceptos que corres-

ponden a estas denominaciones sean diferentes, se solapen, se excluyan, o incluso se extiendan para abarcar unidades distintas de las contempladas aquí. Las dos opiniones mayoritarias actuales se expresan en VEGAS (1981) y en SAN JOSE (1980, 1983), esta última con antecedentes en HERRANZ *et al.* (1977) y VILAS *et al.* (1981).

Con base en estos últimos trabajos, y teniendo en cuenta el intento de datación de los distintos Conjuntos que se ha efectuado más arriba y el rango litoestratigráfico de Grupo que se les atribuye, el Conjunto Superior corresponde exactamente al Pusiense de SAN JOSE (1983), cuyas peculiaridades faunísticas convierten a su equivalente cronoestratigráfico en un posible candidato al rango de Piso, de adscripción dudosa al Cámbrico basal o al Véndico terminal. En cuanto al Conjunto Intermedio, corresponde exactamente al Alcudiense Superior, al que se añadirían los «Conglomerados de Las Torrecillas», y el Inferior, excepto dichos conglomerados, al Alcudiense Inferior, y todos ellos en conjunto, al Hispaniense *sensu* SAN JOSE (1980, 1983).

6. CONCLUSIONES

Los materiales anteordovícicos que afloran en el núcleo del Anticlinal de Navalpino se dividen en tres conjuntos, con rango litoestratigráfico mínimo de Grupo (fig. 3). Estos conjuntos tienen equivalentes en otros antiformes de la zona central del Macizo Hespérico, y se caracterizan porque de ellos el intermedio y superior son discordantes uno sobre otro, y sobre el sustrato formado por el inferior.

El Grupo Inferior (Alcudiense inferior) está constituido por más de 700 m. visibles de esquistos y grauvacas, a veces volcanogénicas, con intercalaciones de conglomerados más frecuentes hacia la parte superior visible, y, en zonas próximas, algunos raros lentejones carbonatados. Este Grupo, en el que predominan facies turbidíticas, aparece fuertemente replegado y verticalizado, habiendo sufrido una etapa de deformación sinesquistosa seguida de probable emersión, paleoalteración y erosión, previa al depósito del siguiente. En función de la microfaua, se le atribuye una edad ampliamente Rifeense.

El Grupo Intermedio (Alcudiense superior), discordante y extensivo sobre el anterior (Discordancia Oretánica), está formado por conglomerados, areniscas y lutitas, con una o varias intercalaciones carbonatadas que constituyen niveles característicos relativamente continuos. La potencia oscila entre 300-400 m. visibles en antiformes más occidentales, en los que aparecen facies más someras, y más de 2.000 en Navalpino, donde por encima de los carbonatos afloran conglomerados y turbiditas. Este Grupo presenta abundante contenido orgánico, en el que destacan microfósiles (algunos de ellos protoesqueléticos), metafitas macroscópicas (*Vendotaenidae*) y pistas de metazoos, que permi-

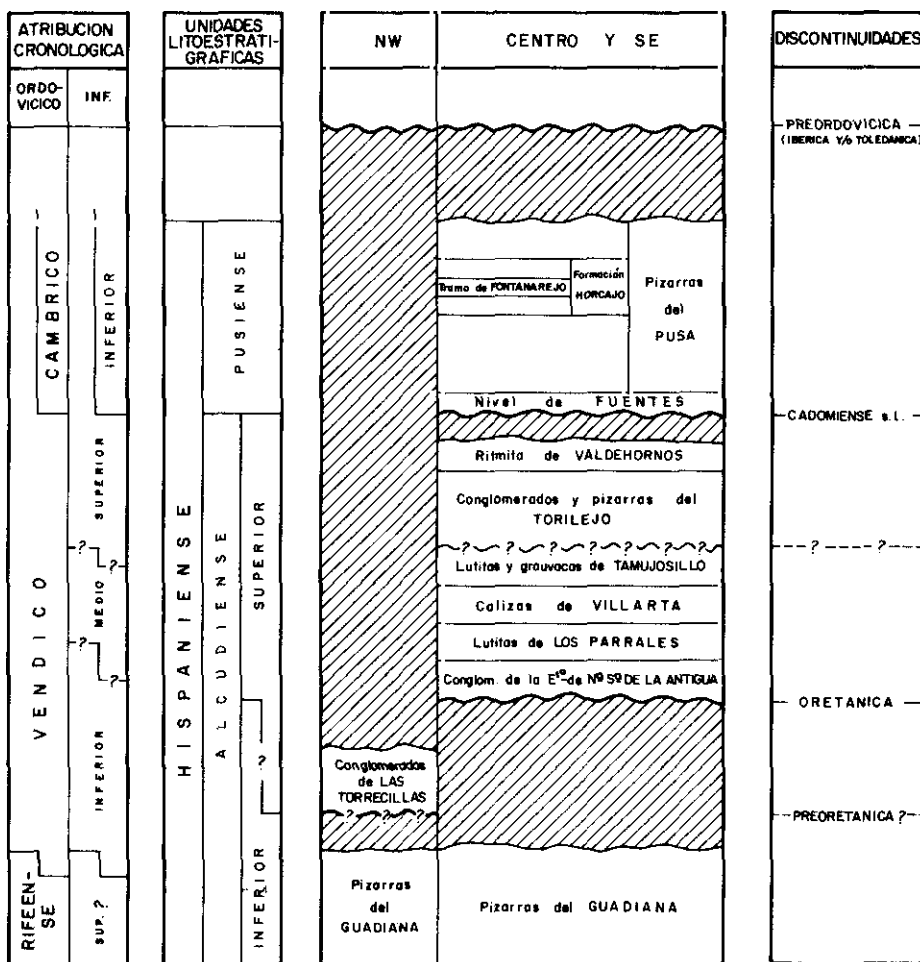


FIG. 3.—Cuadro resumen de unidades litoestratigráficas, discontinuidades y edad de los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino.

ten deducir para él una edad véndica media y superior. Un episodio turbidítico precursor de este Grupo estaría probablemente representado por los «Conglomerados de Las Torrecillas», que posdatan la etapa diastrófica que afectó al Grupo Inferior.

El Grupo Superior (Pusiense), también discordante sobre el sustrato (Discordancia Cadomiense), está formado por megabrechas calca-reodolomíticas, turbiditas y lutitas negras, con *slumps*, conglomerados siliceofosfatados, etc., que pasan hacia arriba a facies someras por colmatación de la cuenca, expansivas hacia el SW sobre dicho sustrato. Las potencias oscilan entre los 100-600 m., en las facies someras más occidentales, y 1.500-3.000, en las más profundas de Navalpino y el E de Valdelacasa. Este Grupo se caracteriza por la mezcla de elementos faunísticos «véndicos» y «cámbricos», a partir de los cuales se deduce una edad Véndico terminal-Cámbrico inferior bajo. En función de esta mezcla de faunas, debe ser tomada en cuenta la posibilidad de que el equivalente cronológico del Pusiense se convierta en un futuro en Piso límite entre el Cámbrico y el Véndico.

Las relaciones observadas entre los distintos Grupos, y las que se conocen más al SW con respecto al zócalo beturiense, previamente tectonizado y metamorfozido (HERRANZ *et al.*, 1977; VILAS *et al.*, 1981; HERRANZ, 1984 *in litt.*), sugieren la existencia de una o varias cuencas de bordes tectónicamente activos, rellenas de turbiditas, en proceso de colmatación que culmina en facies someras extensivas (SAN JOSE, 1980, 1983). Las sucesivas reactivaciones dan lugar a las discontinuidades previas a los diferentes Grupos, confiriéndoles el carácter de auténticas unidades tectonosedimentarias; de éstas, las de orden menor parecen corresponder a episodios incompletos, subordinados o precursores de los principales.

En este modelo, los sucesivos ciclos (a veces abortados) de fracturación-colmatación-extensión de facies someras indican un claro predominio de movimientos en la vertical sucesivamente reactivados, con episodios compresivos previos a cada etapa de fracturación distensiva que se van amortiguando a lo largo del tiempo. Este tipo de evolución corresponde a la de un aulacógeno, en el sentido de HOFFMAN *et al.* (1974), desarrollado en el contexto de un modelo distensivo de placas posterior a la orogénesis grenvillense y previo a la caledonohercínica (SAN JOSE, 1980, 1983). Uno de los episodios más importantes dentro de esta evolución corresponde a la fase de deformación que es sellada por la Discordancia Oretánica.

7. AGRADECIMIENTOS

A la Fundación «Juan March» y a la CAICYT, a través del IGE del CSIC, por la financiación de este trabajo y por las facilidades otor-

gadas para la publicación de los datos. A Beatriz Bartolomé y a María Victoria Mateo por la esmerada mecanografía y delineación de los originales.

BIBLIOGRAFIA

- BERNARDO DE SOUSA, M. (1979): «Complexo Xisto-Grauváquico do ouro: II-Os conglomerados de Trevões (S. João da Pesqueira, NE Portugal) e seu significado estratigráfico». *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 88, 39-44.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1981): «Complexo Xisto-Grauváquico do Douro-A Formação de Bateiras: fácies, ocorrência e significado litostratigráfico». *Cuad. Geol. Ib.*, 7, 645-651.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1982): «Litostratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico-Grupo do Douro (NE Portugal)». Tese de doutoramento Univ. Coimbra, 222 pp.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1984): «Considerações sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e sua ralação com o Paleozóico inferior». *Cuad. Geol. Ib.*, 9, 9-36.
- BOUYX, E. (1970): «Contribution a l'étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. IGME*, 73, 263 pp.
- BRASIER, M. D.; PEREJÓN, A., y SAN JOSÉ, M. A. de (1979): «Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain». *Estudios Geol.*, 35 (1-6), 379-383.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ-CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VEGAS, R. (1977): «The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif». *Estudios Geol.*, 33 (4), 343-355.
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971): «Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia de Cáceres». *Bol. Geol. y Min.*, 82 (2), 147-151.
- CORRETGE, I. G., y GARCÍA DE FIGUEROA, L. C. (1971): «Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaveral y la Sierra de San Pedro (Cáceres)». I Congreso Hispano-Luso-Americano Geol. Económica. I (1), 183-195. Madrid-Lisboa.
- CORTÁZAR, D. de (1880): «Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real». *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, 7, 289-330.
- CRESPO, V., y REY, J. (1971): «Contribución al estudio del Valle de Alcuía». *Bol. Geol. y Min.*, 82 (6), 512-515.
- CRESPO, V., y TAMAIN, G. (1971): «Mise en évidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena centrale (Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 272, 688-690.
- CRESPO, V.; LÓPEZ-VÍLchez, L.; PAZ, C., y REY, J. (1971): «Contribución al estudio de los sedimentos del Valle de Alcuía (Ciudad Real)». Actas del I CHILAGE, I. (1), p. 139. Madrid-Lisboa.
- EGOZCUE, J., y MALLADA, L. (1876): «Memoria geológica y minera de la provincia de Cáceres». *Mem. Com. Map. Geol. de Esp.*, 4, 368 pp.
- GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1982): «El Precámbrico de Valdecañas-Miravete (prov. de Cáceres)». Tesis de Licenciatura. Fac. Cienc. Geológicas. Univ. Complutense Madrid, 125 pp.
- GIL-CID, M. D.; PEREJÓN, A., y SAN JOSÉ, M. A. de (1976): «Estratigrafía y paleontología de las calizas cámbricas de Los Navalucillos (Toledo)». *Tecniterrae*, 13, 11-29.

- GIL SERRANO, G., *et al.* (1981): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 707 (14-28), Logrosán., IGME, *in litt.*
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916): «Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo». *Trab. del Mus. Nac. Cien. Nat.*, 15, 5-74.
- GONZALO Y TARÍN (1879): «Reseña física y geológica de la provincia de Badajoz». *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, 6, 389-412.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971): «Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E. de la provincia de Cáceres». *Estudios Geol.*, 27, 177-180.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1929): «Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo». *Mem. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 15, 183-202.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1956): «Significación y génesis fisiográfica del Portillo de Cijara en el Guadiana». *Bol. R. S. E. H. N. (Geol.)*, 56, 5-35.
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. (1935): «El Sistema Cambriano». In: «Explicación del nuevo Mapa Geológico de España a 1:1.000.000». I, 291-528 (*Mem. IGME*, 41).
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. (1942): «El Sistema Situriano». In: «Explicación del nuevo Mapa Geológico de España a 1:1.000.000». II. (*Mem. IGME*, 45), 848 pp.
- HERRANZ, P. (1984): «El Precámbrico del NEE de "Ossa-Morena": Planteamiento y estado de la cuestión, unidades, bases para su correlación y esquema evolutivo». *Cuad. Geol. Ib.*, 9, 119-211.
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. de; PELÁEZ, J. R., y VILAS, L. (1973): «Reconocimiento geológico de los alrededores de Don Benito y Villanueva de la Serena (Badajoz)». In: «Características geológicas, hidrogeológicas e hidroquímicas de los alrededores de Villanueva de la Serena y Don Benito (Badajoz)». IEEDGE (CSIC), 12-31. Madrid.
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. de, y VILAS, L. (1977): «Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel». *Estudios geol.*, 33 (4), 327-342.
- HOFFMAN, P.; DEWEY, J. F., y BURKE, K. (1974): «Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada». In: *Modern and ancient geosynclinal sedimentation* (Dott & Shaver, eds.), SEPM. spec. issue., 19, 38-55.
- HUFNAGEL, H. (1969): «Paläobotanische Untersuchungen im Kambrium von Spanien». Ed. Schmitt und Meller, Würzburg, 147 pp.
- JULIVERT, M.; FONBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972): «Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000». CNG-DGM e SG (IGME. SPI, ed.), 5-113. Madrid.
- LIÑÁN, E. (1979): «Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba». Tesis Doc. de la Univ. de Granada, núm. 191, 212 pp.
- LIÑÁN, E., y PALACIOS, T. (1984): «Asociaciones de pistas fósiles y acritarcos precámbricos en las facies esquistoso-grauváquicas del norte de Cáceres. Consecuencias regionales». *In litt.*
- LIÑÁN, E.; PALACIOS, T., y PEREJÓN, A. (1984): «Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain». *Geol. Mag.*, 121 (3), 221-228.
- LOPIS, N., y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. M. (1961): «Sobre la existencia de una orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias». *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4, 51-72.
- LOPIS, N., y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. M. (1962): «Sur l'existence d'une tectonique archéenne au centre de l'Espagne». *C. R. somm. Soc. géol. France*, 8, 245-247.
- LOPIS, N., y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. M. (1963 a): «Sur la stratigraphie du Précambrien du Sud-Ouest de Puente del Arzobispo (prov. de Cáceres, Espagne)». *C. R. som. Soc. géol. France*, 5, 152-153.

- LLOPIS, N., y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. M. (1963b): «Sur la présence d'une discordance précambrienne au Sud de Tolède (Espagne)». *C. R. som. Soc. géol. France*, 7, 250-251.
- LLOPIS, N., y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. M. (1965): «Sur les caractères morphotectoniques de la discordance précambrienne au Sud de Toledo (Espagne)». *C. R. som. Soc. géol. France*, 7, 220-221.
- LORENZO, M. (1977): «Los materiales previos a la Cuarcita Armoricana en la Sierra de Pela y embalse de Orellana (provincia de Badajoz)». Tesina Licenciatura Fac. C. Geol. Univ. Compl. Madrid, 99 pp.
- LOTZE, F. (1945b): «Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta». *Geotek. Forsch.*, 6, 78-92.
- LOTZE, F. (1956a): «Das Präkambrium Spaniens». *N. Jb. Geol. Paläont.*, 8, 373-380.
- LOTZE, F. (1956c): «Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung». *Geotekt. Simpos. zu Ehren von H. STILLE*. 128-139. Stuttgart, 1956.
- LOTZE, F. (1958): «Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums». *Münster. Geologie*, 7 (3-6), 727-750.
- LOTZE, F. (1961): «Das Kambrium Spaniens». Teil I: Stratigraphie. *Abh. Akad. Wiss. Lit. math. naturw. klasse.*, 6, 285-498.
- LUJÁN, F. de (1850): «Estudios y observaciones geológicas relativos a terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz y de las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real; y cortes geológicos de estos terrenos. Memoria 1.ª. Topografía y Sistema hidrográfico». *Mem. Real Acad. Cien. Exac. Fis. Nat.*, I (3.ª serie), 1 (1), 3-34.
- LUJÁN, F. de (1851): «Estudios y observaciones geológicas relativos a terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz y de las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real; y cortes geológicos de estos terrenos. Parte segunda. Rocas y terrenos». *Mem. Real Acad. Cien. Exac. Fis. Nat.*, I (3.ª serie), 1 (2), 1-71.
- MACHENS, E. (1954): «Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Iberischen Meseta im Bereich des oberen Guadiana». Diss. 173 pp. Münster.
- MACHENS, E. (1955): «Zur Frage der sardischen Faltung und der silurischen Schichtfolge in den östlichen Montes de Toledo». *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 105, p. 573.
- MALLADA, L. (1896): «Explicación del Mapa Geológico de España. II. Sistemas Cambriano y Siluriano». *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, 11-516.
- MALLADA, L. (1898): «Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo III: Sistemas devoniano y carbonífero». *Mem. de la Com. del Mapa Geol. de España*, 11-412.
- MARTÍN-CARO, I. (1980): «Los materiales preordovícicos en la zona de La Estrella (Montes de Toledo occidentales)». Tesis de Licenciatura Fac. Cien. Geológicas Univ. Complutense Madrid, 93 pp.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977a): «Nuevo datos sobre el Ordovícico inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo: consecuencias geotectónicas». *Estudios Geol.*, 33, 57-80.
- MELÉNDEZ, B. (1943): «Los terrenos cámbricos de la Península Hispánica». CSIC. *Trab. Inst. «J. de Acosta» (Geol.)*, 1 (1), 1-179.
- MINGARRO, F. (1959): «Significado genético del Guadiana entre Cijara y Alarcos». *Estudios Geol.*, 15, 291-293.
- MITROFANOV, F. P., y TIMOFIEV, M. (1977): «Premier étude des microfaunes du Précambrien de la Péninsule Ibérique». *Inst. Geol. y Geocron. del Prec.* Inédito. 2 pp. Leningrado.
- MONTESERÍN, V.; PÉREZ-ROJAS, A.; SAN JOSÉ, M. A. de; PELÁEZ, J. R.; VILAS, L.; LIÑÁN, E.; VILLAS, E.; PALACIOS, T.; PÉREZ-LORENTE, F.; PINEDA, A.; RUIZ, C., y

- BARÓN, J. M. (1981): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 653 (14-26), Valdeverdeja. IGME, *in litt.*
- MONTESERÍN *et al.* (1982): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 682 (15-27), Sevilleja de la Jara. IGME, *in litt.*
- MORENO, F. (1974): «Las formaciones anteordevícicas del anticlinal de Valdelacasa». *Bol. Geol. y Min.*, 85 (4), 396-400.
- MORENO, F. (1975): «Olistostromas, fangoconglomerados y slump folds. Distribución de facies en las series de tránsito Cámbrico-Precámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)». *Estudios Geol.*, 31, 249-260.
- MORENO, F. (1977): «Tectónica y sedimentación de las Series de Tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico». *Studia Geol.*, 12, 123-136.
- MUÑOZ, J. (1976): «Los Montes de Toledo». Depto. Geografía Univ. Oviedo-Inst. «J. S. Elcano» (CSIC). 500 pp. Oviedo.
- NOZAL, F.; INSÚA, M.; SAN JOSÉ, M. A. de; LÓPEZ, M. J.; QUINTERO, I.; MANSILLA, M.; RAUSCHER, R., y ZAPARDIEL, J. M. (1980a): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 734 (16-29), Villarta de los Montes. IGME, *in litt.*
- NOZAL, F.; INSÚA, M.; MARTÍN-SERRANO, A.; SAN JOSÉ, M. A. de; LÓPEZ, M. J.; QUINTERO, I.; MANSILLA, M.; RAUSCHER, R., y ZAPARDIEL, J. M. (1980b): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 735 (17-29), Fontanarejo. IGME, *in litt.*
- NOZAL, F.; LIÑÁN, E.; PALACIOS, T.; VILLA, E.; PÉREZ-ROJAS, A.; VILAS, L.; PELÁEZ, J. R.; SAN JOSÉ, M. A. de; BARÓN, J. M. (1981): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 708 (15-28), Minas de Santa Quiteria. IGME, *in litt.*
- NOZAL, F.; LIÑÁN, E.; VILLAS, E.; PALACIOS, T.; LÓPEZ, M. J.; PÉREZ-LORENTE, F.; VILAS, L.; PELÁEZ, J. R., y SAN JOSÉ, M. A. de (1982): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 681 (14-27), Castañar de Ibor. IGME, *in litt.*
- OVRACHT, A., y TAMAIN, G. (1970a): «Essai tectonique en Sierra Morena (Espagne)». 95.º Cong. Nat. Soc. Sav. Reims, sect. Sci., 1, 305-327.
- OVRACHT, A., y TAMAIN, G. (1970b): «Tectonique en Sierra Morena (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris. Série D*, 270, 2634-2636.
- OVRACHT, A., y TAMAIN, G. (1973): «Tectonique, migration des "centres chauds" dans le Sud de la Meseta ibérique». *C. R. Acad. Sci. Paris. Série D*, 274, 501-504.
- OVRACHT, A., y TAMAIN, G. (1973): «Tectonique, migration des "centras chauds" et minéralisation dans le sud de la Méseta Ibérique (Espagne)». *Coll. Scient. Internat. «Eugène Raguin»*, Paris, 1971. Masson et Cie, edit., 191-211. Paris.
- PALACIOS, T. (1983): «Primeros microfósiles de pared orgánica extraídos en el olistostroma del Membrillar (Proterozoico superior del centro de España)». *Revista Española de Micropaleontología*, 15 (3), 511-517.
- PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1971): «Problems and discussion on Precambrian Series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula)». *Geol. Rundschau.*, 61 (1), 44-69.
- PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1975): «El Precámbrico en el cinturón Hercínico de la Península Ibérica». Primer centenario de la RSEHN (nov. 1971), I, 329-345. Madrid.
- PERCONIG, E.; VÁZQUEZ, F.; VELANDO, F., y LEYVA, F. (1983): «Sobre el descubrimiento de fosfatos sedimentarios en el Precámbrico Superior de España». *Bol. Geol. y Minero*, 114 (3), 187-207.
- PEREJÓN, A. (1981c): «Problemática paleontológica del límite Precámbrico-Cámbrico en España». *R. Acad. Cien. Exac. Fis. Nat. Tomo especial curso de conferencias sobre el PICG* (mayo 1979), I, 95-109.

- PRADO, C. del (1855): «Memoire sur la Géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède». *Bull. Soc. Géol. France*. 2.^e série, 12, 182-204.
- RANSWEILER, M. (1967): «Stratigraphie und Tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Mittelspanien)». 100 pp. Münster.
- REDLIN, K. (1955): «Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)». Diss. math. naturwiss. Fak. Univ. Münster, 192 pp.
- RODRÍGUEZ-ALONSO, M. D. (1979): «El complejo esquistograuváquico y los materiales ordovícicos al sureste de Ciudad Rodrigo (Salamanca, España). *Studia Geol. Salm.*, 14, 7-34.
- RODRÍGUEZ-ALONSO, M. D. (1983): «Problemática do CXG na região de Ciudad Rodrigo». Mus. e Lab. Mineral. e Geol. Univ. de Coimbra. Conferencia 19-10-1983 (inédita).
- ROIZ, J. M., y VEGAS, R. (1980): «Formaciones ordovícicas y anteordovícicas del anticlinal del Tirteafuera (Sur de la provincia de Ciudad Real)». *Studia Geol. Salm.*, 16, 27-36.
- SAAVEDRA, J.; PELÁEZ, J. R.; VILAS, L.; SAN JOSÉ, M. A. de; HERRANZ, P., y GARCÍA-SÁNCHEZ, A. (1984): «Caracteristiques stratigraphiques et geochemiques du Précambrien des Montes de Toledo (España)». 10 RAST, Soc. Geol. France édit., p. 492.
- SAN JOSÉ, M. A. de (1970a): «Resumen geológico de la zona NE y centro de la Hoja núm. 60 (Villanueva de la Serena) a 1:200.000». PNIM (Particular). In: IGME. Mapa Geol. de Esp. e. 1:200.000, síntesis, 1.^a ed. Memoria de la Hoja 60 Villanueva de la Serena), 10 pp. Madrid, 1971.
- SAN JOSÉ, M. A. de (1970b): «Memoria geológica de parte de la Hoja núm. 52 (Talavera de la Reina), a 1:200.000». PNIM (Informe privado). In: IGME, Mapa Geol. de Esp. e. 1:200.000, síntesis, 1.^a ed. Memoria de la Hoja núm. 52 (Talavera de la Reina), 21 pp. Madrid, 1971.
- SAN JOSÉ, M. A. de (1980): «Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del Anticlinal de Navalpino (provincias de Badajoz y Ciudad Real)». Mem. mecanogr. Fundación «Juan March», 163 pp. Madrid (inédito).
- SAN JOSÉ, M. A. de (1981): «Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del anticlinal de Navalpino (provincias de Badajoz y Ciudad Real)». Resumen. *Cuadernos Bibliográficos Fundación Juan March*, 27.
- SAN JOSÉ, M. A. de (1983): «II.2.3.3. El Complejo sedimentario pelítico-graúvácico». In: Libro jubilar J. M. Ríos «Geología de España», I, 91-99. Madrid.
- SAN JOSÉ, M. A. de; PELÁEZ, 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), 21-31.
- SCHMIDT, H. J. (1957): «Stratigraphie und Tektonik der nördlichen Extremadura im Bereich der Flüsse Tajo und Alagón (Spanien)». Diss. 115 pp. Münster.
- TAMAIN, G. (1970a): «Guide sommaire de l'excursion de la Commission Internationale de la Carte Tectonique de l'Europe (Péninsule Ibérique, Espagne), et Complément». Impaca-Bibas édit., 2 fasc.
- TAMAIN, G. (1975a): «El Alcudiense y la Orogénesis Cadomiense en el Sur de la Meseta Ibérica (España)». Primer Centenario RSEHN, 1, 437-464. Madrid.
- TAMAIN, G. (1975b): «Mégatectonique, linéaments et fracturation profonde dans la Méseta ibérique». *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2), 17 (4), 375-392.
- TEIXEIRA, C. (1979): «Le Précambrien portugais». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1979 (5-6), 228-230.

- VEGAS, R. (1971b): «Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcuía y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz». *Estudios Geol.*, 27, 419-425.
- VEGAS, R. (1974b): «Repártición de las series anteordovícicas del SO de España». *Bol. Geol. y Min.*, 85 (2), 157-170.
- VEGAS, R. (1977): «Le Precambrien superieur de la chaîne varisque de la Peninsule Ibérique». Coll. Internat. CNRS núm. 243, 89-96. Rennes, 1974.
- VEGAS, R. (1981): «Nuevos elementos de correlación del Precámbrico superior del centro y suroeste de España y sus equivalentes en Portugal». *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, 22, 135-139.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MORENO, F. (1977): «Significado del Complejo Esquistograuváquico en relación con otras series "pre-Arenig" de España central». *Sivdia Geol.*, 12, 207-215.
- VEGAS, R., y ROIZ, J. M. (1979): «La continuación hacia el Este de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (zona luso-oriental alcuiana)». *Tecniterrae*, 28, 6-10.
- VILAS, L.; HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. de, y PELÁEZ, J. R. (1981): «El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior en el sector centro meridional del Macizo Ibérico». R. Acad. Cien. Exactas, Físicas y Naturales. Tomo especial Curso de Conferencias sobre el PICG (mayo 1979), I, 76-93. Madrid.
- VILAS, L.; PELÁEZ, J. R., y ARCHE, A. (1979): «El Precámbrico del anticlinorio de Ibor. (I): Zona de La Calera (Cáceres)». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 77, 141-152.
- WALTER, R. (ed.) (1982): «Beiträge zur Kenntnis des Präkambriums und Altpaläozoikums der Montes de Guadalupe/Zentralspanien». *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 56, 130 pp.