

Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central

Por M. J. FERNÁNDEZ CASALS*, y J. C. GUTIÉRREZ MARCO**

Resumen

En el presente trabajo se actualiza el conocimiento estratigráfico y la correlación de las distintas unidades afectadas por la orogenia hercínica en el Sistema Central. Los materiales preordovícicos comprenden, aparte de rocas ortoderivadas, sedimentos con metamorfismo de grado alto a bajo que pueden encuadrarse en dos conjuntos principales: uno superior, de naturaleza pelítico-psamítica, que incluye algunas unidades carbonatadas y calcosilicatadas; y otro inferior, esencialmente pelítico, que contiene hacia la base abundantes porfiroídes (en su mayoría de origen volcánico), mientras que cerca del techo incluye intercalaciones de calizas y/o dolomías. Ambos conjuntos se correlacionan con otras sucesiones pertenecientes al complejo esquistograuvaquíco de la provincia de Salamanca, atribuido fundamentalmente al Precámbrico.

Los materiales ordovícicos a devónicos incluyen diversas unidades de rocas clásticas y carbonatadas afectadas por un metamorfismo de grado bajo, que por lo general son bastante fosilíferas y constituyen afloramientos de gran extensión en el sector oriental del Sistema Central.

Abstract

Materials affected by the Hercynian Orogeny in the Central System (Spain) are stratigraphically described and discussed. The pre-Ordovician units include metataigneous rocks and sediments which underwent a plurifacial metamorphism. The upper assemblage sediments are mostly of a pelitic and psammitic provenance with interlayered carbonates and calcium silicates. The lower assemblage is pelitic, containing porphyroïdes, mostly of a volcanic origin, at the base, and limestones and/or dolomites towards the top. Both assemblages are correlated with the «Xistoso-Grauvaquico Complex» outcrops in Salamanca.

The Ordovician-Devonian succession comprises several units of clastic and carbonate rocks, with a low degree of metamorphism and generally highly fossiliferous.

1. INTRODUCCION

El Sistema Central forma una parte importante de la Cadena Hercínica Europea, situado en la banda septentrional de la Zona Centro-Ibérica (JULIVERT *et al.*, 1972). Como es característico dentro de esta zona, los sedimentos ordovícicos se apoyan de modo discordante sobre un substrato precámbrico y/o cámbrico que en este caso está afectado por fuerte deformación, metamorfismo y migmatización hercínicos, hecho que dificulta su estudio desde el punto de vista estratigráfico. Por el contrario, el estudio de

* Servicio del Medio Natural, Comunidad Autónoma de Madrid, Plaza de Carlos Triás Beltrán, s/n. 28020 Madrid.

** Departamento de Paleontología e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas. 28040 Madrid.

los materiales discordantes se ve favorecido por el menor grado de metamorfismo y la abundancia relativa de fósiles en algunas unidades. Es por ello que la exposición que sigue se ha dividido en dos apartados, referidos a los dos conjuntos citados con diferente problemática.

En este trabajo se pretende dar una visión sintética del estado actual de los conocimientos estratigráficos sobre las unidades hercínicas.

2. LOS MATERIALES PREORDOVICICOS (por M. J. Fernández Casals)

En cada uno de los grandes complejos estructurales establecidos en el Sistema Central (CAPOTE *et al.*, 1981a) los materiales preordovícicos tienen características propias, por lo que su estudio plantea dificultades específicas. El complejo que muestra mayor extensión de afloramiento de rocas preordovícicas es el del Guadarrama, entre las fallas de Santa M.^a de La Alameda y de Berzosa; pero es precisamente en éste donde la interpretación estratigráfica se hace menos fácil, tanto por el metamorfismo de grado medio a alto y por las fuertes deformación y migmatización, como por la elevada proporción de rocas ortoderivadas encajadas en ellas. En el complejo oriental o de Somosierra-Ayllón predominan las rocas metasedimentarias, sobre todo las de edad ordovícica o más joven, ocupando las preordovícicas únicamente los núcleos anticlinales de El Cardoso y Hiendelaencina; se añade, por otra parte, la circunstancia estructural de constituir esta zona la prolongación del eje Galicia Oriental-Zamora, en el cual el ordovícico se apoya directamente sobre los materiales tipo «Ollo de Sapo», faltando los que se intercalan entre ambos a los dos lados del mencionado eje. Por último, en el complejo de Gredos, el más occidental, donde en principio se dan las condiciones más favorables para el estudio de las rocas preordovícicas que nos ocupan (por ser menor el grado de metamorfismo y estar más próximas las series de Salamanca con las que debe intentarse toda correlación, al aflorar allí las capas cámbicas más bajas datadas con fósiles), la intrusión de granitoides tardiorogénicos ha reducido a unas cuantas manchas desconectadas entre sí el afloramiento de tales rocas preordovícicas.

En lo hasta ahora expuesto queda implícito un hecho admitido en la actualidad por la mayor parte de los investigadores que trabajan en el Sistema Central. Se trata de la presencia de los siguientes tipos de materiales según su origen: metasedimentarios, metagraníticos y metavolcánicos o híbridos volcánico-sedimentarios. Pero, como veremos, hasta las investigaciones más recientes no se ha generalizado esta conclusión.

Lo que primero se diferenció, ya en el siglo pasado, fueron las rocas con metamorfismo elevado, consideradas como arcaicas, de los granitos emplazados en el Paleozoico superior. En los trabajos de LOTZE (1929) y SCHRÖDER (1930) se atribuyeron al Paleozoico inferior las formaciones aflorantes en el extremo oriental del Guadarrama, edad que se hizo extensiva a las del resto del Sistema.

Cuando se realizaron las primeras hojas a escala 1/50.000 de esta región se detalló la separación cartográfica de los cuerpos plutónicos postcinemáticos y las rocas metamórficas; éstas se consideraron procedentes de sedimentos del

Paleozoico inferior (FÚSTER y FEBREL, 1959; SAN MIGUEL DE LA CÁMARA *et al.*, 1956) o más concretamente del Cámbrico (FEBREL *et al.*, 1958) o Silúrico (SAN MIGUEL DE LA CÁMARA y GARCÍA DE FIGUEROLA, 1960). Para entonces DE WAARD (1950) había interpretado como intrusiones hercínicas precoces a algunos gneises de Peñalara y Miraflores.

La prolongación de los materiales volcanosedimentarios del «Ollo de Sapo» de Galicia Oriental-Zamora en Hiendelaencina había sido apuntada por PARGA *et al.* en 1964. CAPOTE y VEGAS (1968) señalaron la posible existencia de series equivalentes al suroeste de dicho eje, en la región de Ávila, estableciendo además, por vez primera, la estratigrafía del Paleozoico inferior en la misma región, con una sucesión de esquistos y pizarras con cuarcitas y calizas probablemente cámbricas entre el Ordovícico y los gneises glandulares migmatíticos pre o infracámbicos.

En 1970, BARD *et al.* dan una visión del conjunto del Sistema Central. Siguen en la estratigrafía un esquema semejante, pues consideran un substrato integrado por la formación «Ollo de Sapo», de edad Precámbrico superior, generada a partir de la erosión de granitos porfiroides precámbrios y su cortejo volcánico, y sitúan encima a series equivalentes al complejo esquisto-grauváquico (cámbrico nordportugués) que desaparecen hacia el este, en Hiendelaencina, donde sobre el «Ollo de Sapo» se apoya directamente el Ordovícico inferior, hecho ya bien establecido por SOMMER (1965) y por SCHÄFER (1969).

En la misma línea continúan los trabajos de CAPOTE (1972), CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1971 y 1975a), FERNÁNDEZ CASALS (1974) y FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE (1970 y 1971), para quienes diversos rasgos de texturas, composición química y presencia de xenolitos hacen interpretar a algunos de los gneises glandulares (los tipo Morcuera) como derivados de granitos porfidicos, bien formando parte de un zócalo anterior, bien intruidos en etapas prehercínicas; esta última opinión es la que sustentan BISCHOFF *et al.* (1973) para los gneises de Lozoya-Somosierra, mientras que equiparan con los de Hiendelaencina los demás gneises glandulares de la región que estudian, considerándolos como metavulcanitas riolíticas o sus derivados clásticos.

Simultáneamente, otros investigadores mantienen que todas estas rocas proceden exclusivamente del metamorfismo de sedimentos cámbricos (GARCÍA CACHO, 1973; PEINADO, 1973; APARICIO *et al.*, 1975, y LÓPEZ RUIZ *et al.*, 1975). Pero a partir de estas fechas y a lo largo de esta última década, trabajos cada vez más detallados han venido a confirmar la existencia, en las rocas originarias del Sistema Central, de los tipos ortoderivados mencionados además de los sedimentarios.

Aunque no son objeto de este trabajo las rocas magmáticas deformadas por las fases hercínicas, nos interesa destacar dos hechos: Uno, que hasta el momento no se han encontrado tales rocas ortoderivadas por encima de la discordancia sobre la que aparecen el Ordovícico inferior. El segundo, que bajo esta discordancia existe una laguna que parece abarcar al menos el Cámbrico medio y superior, siendo los materiales infrayacentes de edad Cámbrico inferior y/o Precámbrico.

En el Sistema Central no han aparecido restos fósiles que permitan precisar la edad de los sedimentos preordovícicos, ni se dispone todavía de dataciones radiométricas de las rocas ortoderivadas intercaladas en los

mismos, por lo que debe recurrirse a la correlación litoestratigráfica con zonas próximas como única forma de abordar el problema. Pues bien, en la prolongación hacia el oeste del Sistema Central, concretamente en la región de La Rinconada (Salamanca), los sedimentos más jóvenes situados inmediatamente bajo el ordovícico contienen faunas de trilobites y arqueociatos que aseguran su edad Cámbrico inferior, bajo y medio respectivamente (GARCÍA DE FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA, 1972; PEREJÓN, 1972).

En la misma región, la sucesión estratigráfica que aparece bajo este Cámbrico inferior ha sido estudiada por DÍEZ BALDA (1980), quien a partir de siete columnas, establecidas por ella misma o reinterpretadas de otros autores, define las que denomina formación Aldeatejada, a la superior, fundamentalmente pizarrosa con lentejones carbonatados brechoides y paraconglomerados dolomíticos, y formación Monterrubio, más baja, caracterizada por presentar tramos métricos con conglomerados, cuarcitas y porfiroides intercalados en pizarras. Esta última formación es parte de la llamada antes serie de Morille por MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973). DÍEZ BALDA (*op. cit.*) considera a Aldeatejada y Monterrubio equiparables al complejo esquisto-grauváquico, al igual que hicieran otros investigadores anteriores de la zona (GARCÍA DE FIGUEROLA, 1970; RODRÍGUEZ ALONSO, 1979). En conjunto, ambas formaciones alcanzan casi los 6.000 metros de potencia, no habiéndose encontrado en ellas una discordancia asimilable a la asintótica; aunque DÍEZ BALDA se inclina finalmente por considerar estas dos formaciones de edad cámbrica, en nuestra opinión el paso al Precámbrico superior podría situarse en ellas aunque no se encuentre ni discordancia ni ningún otro elemento que permita situar con precisión el límite Cámbrico-Precámbrico.

La correspondencia con el complejo esquisto-grauváquico es efectuada también por CAPOTE (1972) en las rocas preordovícicas de Muñico y Ojos Albos-La Cañada, ya en el *Complejo de Gredos* del Sistema Central (Fig. 1); en Muñico describe una sucesión de micacitas y esquistos con metasamitas intercaladas y, en el techo, capas de caliza de color crema claro. En el extremo septentrional del afloramiento las capas preordovícicas contienen además porfiroides finos semejantes a los de Monterrubio (3' de la Fig. 1).

Las similitudes entre la sucesión que se encuentra en Avila con las de Salamanca y Portugal no se limitan a las descritas. En la región de Miranda do Douro afloran bajo el esquisto grauváquico unos gneises ocelares que fueron equiparados al «Ollo de Sapo» (RIBEIRO y ALMEIDA REBELO, 1969). Pues bien, en el afloramiento abulense de La Cañada, CAPOTE (*op. cit.*) encuentra, por debajo de los esquistos con metaarcosas y niveles de carbonatos que correlaciona con los de Muñico y ambos con el complejo esquisto-grauváquico, unos gneises biotíticos oscuros y, bajo ellos, el que denomina complejo gneísico basal, con augengneises y diversos tipos de gneises leptíníticos intercalados, que también considera equivalente al «Ollo de Sapo». Recientemente, LANCELOT *et al.* (1983) han datado radiométricamente los ortogneises de Miranda do Douro, resultando para ellos una edad de -618 ± 9 m.a.

Las sucesiones que estudian otros autores en el complejo de Gredos pueden correlacionarse con la de Ojos Albos-La Cañada a pesar de su discontinuidad. Tal es el caso de la de Arenas de San Pedro que contiene conglomerados entre las micacitas, esquistos, cuarcitas y, en el techo, calizas (MARTÍN ESCORZA, 1971), y la de la Sierra de San Vicente (CASQUET, 1975)

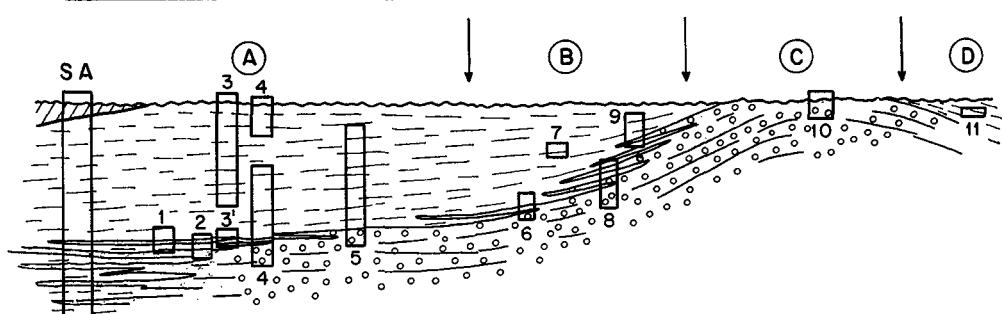
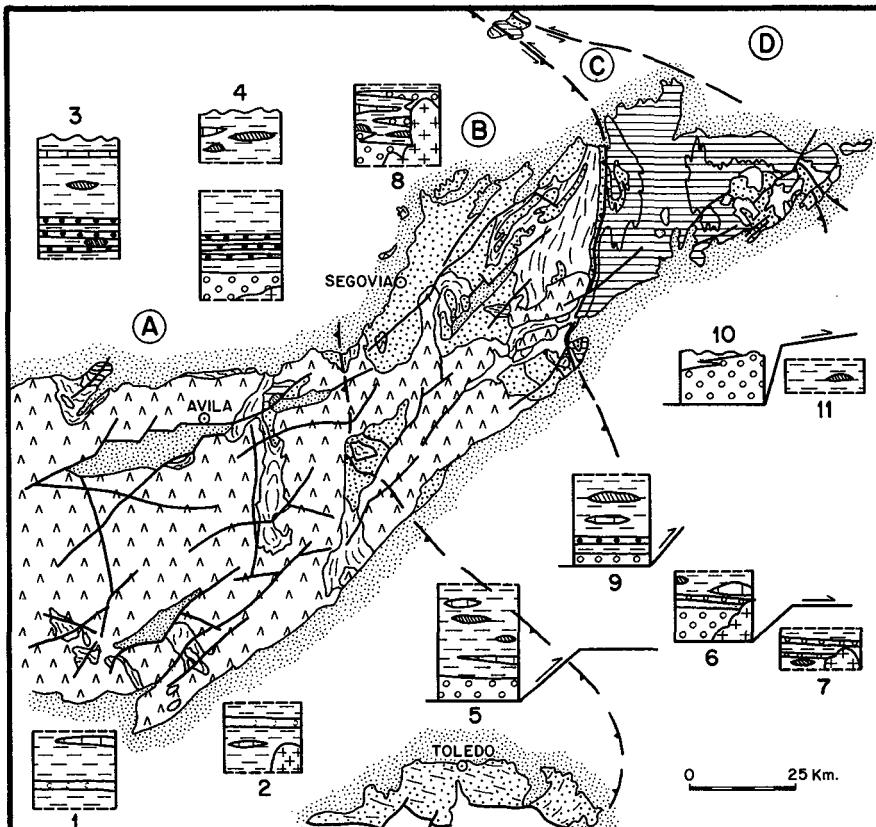


FIG. 1. Representación esquemática de las sucesiones preordovícicas aflorantes en distintos sectores del Sistema Central. A, Complejo estructural de Gredos; B, Complejo del Guadarrama; C, Complejo de Somosierra-Ayllón; D, Unidad de Angón. Cruces, metagranitos; Círculos, porfioides; trazos horizontales, gneises y esquistos; rayado vertical, intercalaciones de capas carbonatadas; puntos, intercalaciones metasímicas; rayado oblicuo, anfibolitas y/o rocas de silicatos cárnicos. 1, Arenas de San Pedro; 2, Sierra de San Vicente; 3, Muñico; 4, Ojos Albos-La Cañada; 5, Sur de El Escorial; 6, Norte de El Escorial; 7, núcleo de El Escorial; 8, Segovia; 9, Buitrago; 10, Hiendelaencina; 11, Angón. En la parte inferior: Representación de la posición original de las mismas 11 sucesiones preordovícicas además de la de Salamanca (SA). Las flechas indican la situación del límite entre los complejos estructurales. Círculos, formaciones profiroídes; rayado horizontal, Complejo esquistograuváquico y equivalentes; rayado inclinado, Cámbrico inferior de Salamanca; Línea sinuosa, discordancia bajo el Ordovícico inferior.

con un tramo intermedio de gneises glandulares que CAPOTE *et al.* (1981a) reinterpretan como porfiroides finos semejantes a los de Monterrubio (Fig. 1). Las semejanzas con La Cañada son más patentes en el sur de El Escorial donde PEINADO (1973) describe, sobre los augengneises de Robledo de Chavela, 800 metros de gneises bandeados y esquistos con intercalaciones de cuarcitas, anfibolitas y de 20 a 40 m de calizas y dolomías.

En el *Complejo del Guadarrama* se distinguieron (CAPOTE *et al.*, 1981a) dos dominios, el occidental o de Segovia y el de Buitrago. El primero se caracteriza por presentar repeticiones de la serie a causa de las numerosas cizallas dúctiles existentes, las cuales fundamentalmente afectan a la llamada Serie Fémica Heterogénea (BELLIDO *et al.*, 1981) constituida en la base por gneises glandulares de matriz oscura que disminuyen de tamaño hacia arriba y pasan a gneises y esquistos metapelíticos, con leucogneises y niveles calcocomagnésicos y de cuarcitas. Partiendo de la cartografía de PEINADO (*op. cit.*) y de la interpretación de la estructura realizada por CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975), CAPOTE *et al.* (*op. cit.*) incluyen en este dominio el norte del afloramiento de El Escorial (Fig. 1), donde se repiten varias unidades separadas por planos de corrimiento e integradas en la base por augengneises sobre los que se encuentran gneises fémicos y hasta 70 metros de mármoles y rocas de silicatos cárnicos; en una de estas calizas cristalinas se han encontrado restos orgánicos, concretamente estructuras estromatolíticas (CAPOTE *et al.*, 1981b).

También pertenecen a este dominio las áreas del oeste de Somosierra, El Caloco, Peñalara y Segovia, estudiadas respectivamente por BISCHOFF *et al.* (1973), NAVIDAD y PEINADO (1977), TORNOS (1981) y VILLASECA (1983). Es característica la abundancia de facies miloníticas y de cuerpos ortogneísicos cuarzofeldespáticos (pre y hercínicos), entre los tipos paraderivados fémicos; en el contacto entre ellos aparecen a veces unos esquistos nodulosos o moteados ya señalados por DE WAARD (1950) en Peñalara y que BISCHOFF *et al.* (*op. cit.*) describen en Arcones. FÚSTER *et al.* (1981) en El Caloco los consideran como debidos al proceso térmico producido por la penetración de los metagranitos mientras que para VILLASECA (*op. cit.*) se deben a un metamorfismo regional de alta T, no de contacto.

TORNOS interpreta que en su zona de estudio se superponen dos series: la más baja o de Peñalara consta de gneises glandulares y encima gneises fémicos con mármoles; sobre ella, la serie Calderuelas vuelve a tener gneises glandulares en la base y después gneises micáceos con rocas de silicatos cárnicos. Correlaciona la serie Calderuelas con los gneises Buitrago, característicos del dominio situado inmediatamente al este del de Segovia; para este autor, por tanto, los gneises Buitrago se disponen sobre los mármoles del techo de la serie fémica heterogénea.

El *Dominio Buitrago* se sitúa entre el anterior y la falla de Berzosa. FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE (1970 y 1971) señalaron en él la existencia de unos gneises ocelares comparables al «Ollo de Sapo» de Hiendelaencina, de probable edad Precámbrico superior, y encima gneises, esquistos y metagrauvacas, posiblemente cámbricos por contener también calizas, y alguna intrusión prehercínica.

Para BISCHOFF *et al.* (1973) la serie comprendería, bajo la cuarcita armoricana, un problemático Cámbrico superior y, debajo, esquistos con

metasamitas entre los cuales se intercalan una cuarcita grafitica, anfibolitas y metavulcanitas riolíticas o sus derivados clásticos que constituyen hoy los gneises de El Cardoso (al este de la falla de Berzosa) y los de Martincano-Sigueruelo, Garganta, El Cuadrón, Cincovillas y Berzosa, todos ellos semejantes a los de Hiendelaencina. Los de Lozoya-Somosierra, en cambio, procederían de granitos porfídicos.

FERNÁNDEZ CASALS (1974) definió y separó los dos conjuntos de gneises característicos de esta región: Los gneises glandulares tipo Morcuera, que aparecen en las partes más profundas, constituidos por gneises ocelares gruesos con xenolitos e intercalaciones al techo de gneises bandeados, leucogneises y porfiroides más finos. Encima se sitúan los gneises Buitrago, potente conjunto estratificado que comprende gneises bandeados, muy migmatizados en su base, que pasan hacia arriba a gneises esquistosos con intercalaciones frecuentes de cuarcitas feldespáticas y, en menor número, de calizas, rocas de silicatos cálcicos y anfibolitas; estas últimas fueron estudiadas por CASQUET y FERNÁNDEZ CASALS (1981), quienes separaron las de origen sedimentario tipo Paredes de las ortoderivadas tipo Piñuécar, asociadas con mármoles y con sulfuros, por lo que apuntan hacia un origen volcánico, con depósitos exhalativos removilizados.

Se han dado varias posibilidades a la hora de interpretar los gneises Morcuera (FERNÁNDEZ CASALS, 1976, además de los trabajos ya citados). A partir de la interpretación del funcionamiento de la falla de Berzosa estimamos como más probable la que considera su afloramiento en los núcleos anticlinales y con su parte alta volcanosedimentaria equivalente al «Ollo de Sapo»; respecto a su parte basal, más masiva y homogénea, podría incluir un zócalo anterior o bien intrusiones prehercínicas.

En el *Complejo de Somosierra-Ayllón*, concretamente en el anticlinorio de Hiendelaencina, afloran bajo el Ordovícico los gneises «Ollo de Sapo» (SCHÄFFER, 1969; SOERS, 1972). No obstante, en el flanco oriental inverso de dicho anticlinorio, que presenta una cizalla dúctil, aparecen sobre el cabalgamiento (GONZÁLEZ LODEIRO, 1981a, b) unas micacitas, los ortogneises ANTOÑITA y la formación Cardeñosa (equivalente a la Grenz Serie de Schäfer, *op. cit.*), de hasta 30 metros de potencia y compuesta por un tramo cuarcítico y micacitas, cuarcitas e intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos y de calizas. Más al este, en la Unidad de Angón, GONZÁLEZ LODEIRO (1981a) describe un conjunto semejante al de Cardeñosa aunque más potente. El mismo autor (1981b) considera que Cardeñosa y Angón deben ser equivalentes a los gneises Buitrago y que, como ellos, se disponen sobre el «Ollo de Sapo».

Conclusión

En la parte inferior de la figura 1 se esquematiza nuestra interpretación estratigráfica basada en los distintos datos sobre el Sistema Central que resumidamente acabamos de exponer. En nuestra opinión existen dos conjuntos litoestratigráficos preordovícicos: uno inferior pelítico, con porfiroides intercalados en su base y que hacia el techo contiene calizas y/o dolomías, y otro superior, pelítico-samítico, con alguna caliza y rocas de silicatos cálcicos intercaladas. Este conjunto superior no aparece en el eje de Hiendelaencina.

Ambos conjuntos son equivalentes al complejo esquisto-grauváquico de Salamanca y norte de Portugal, el cual se apoya sobre gneises glandulares en la región de Miranda do Douro. Aunque no se encuentran datos respecto a la existencia de una discordancia asintótica, dado que en Salamanca el citado complejo se encuentra a muro del Cámbrico inferior bajo datado pensamos que en él podría estar ya representado el Precámbrico superior. No obstante, la solución a este problema de su datación exacta debe esperarse bien de regiones próximas (como las de Salamanca y Montes de Toledo, donde existen series más bajas y donde hay posibilidad de encontrar fósiles), bien en el propio Sistema Central de las edades absolutas que se obtengan de las diversas rocas ortoderivadas existentes entre las metasedimentarias.

3. LA SUCESION ORDOVICICO-DEVONICA (por J. C. Gutiérrez-Marco)

Sobre las formaciones porfiroides y metasedimentarias descritas en los apartados anteriores, existen en dominios concretos del Sistema Central afloramientos importantes de rocas sedimentarias afectadas por un metamorfismo poco intenso o inapreciable, y que de acuerdo con su contenido paleontológico, incluyen diversas unidades ordovícicas, silúricas y devónicas. Estos materiales afloran en gran extensión en el sector oriental del Sistema (encuadrado casi en su totalidad en el complejo estructural de Somosierra-Ayllón de CAPOTE *et al.*, 1981a), que comprende parte de las provincias de Segovia, Guadalajara y Madrid, y donde su potencia global puede alcanzar los 4.000 m. En menor medida, también se encuentran representados en su sector occidental (Complejo de Gredos), restringidos en este caso a dos pequeños núcleos situados en la provincia de Ávila (Muñico y Ojos Albos), donde los términos inferiores de la secuencia ordovícica alcanzan al menos 900 m de espesor, constituyendo aquí los materiales prehercínicos más modernos.

Desde el punto de vista estratigráfico, en la actualidad se posee un conocimiento bastante detallado del conjunto de esta sucesión, favorecido sin duda por las buenas condiciones de afloramiento de sus distintos materiales, su metamorfismo atenuado y la presencia de fósiles en gran parte de las unidades descritas. Como antecedentes históricos de estos estudios debemos mencionar los trabajos de VERNEUIL y LORIERE (1854), PRADO (1864), PALACIOS (1879), CASTEL (1881) y CORTAZAR (1891), quienes refieren los primeros hallazgos paleontológicos; seguidos posteriormente por LOTZE (1929), cuyo trabajo es considerado como punto de partida de los estudios estratigráficos y paleontológicos más modernos. Entre ellos debemos destacar los trabajos de SCHRÖDER (1930), SOMMER (1965), CAPOTE y VEGAS (1968), SCHÄFER (1969), CARLS (1969a, 1969b, 1971, 1975, 1977), BULTYNCK y SOERS (1971), BULTYNCK (1971, 1979), SOERS (1972), HAMMANN y SCHMIDT (1972), CAPOTE (1973), BISCHOFF *et al.* (1973, 1980), BISCHOFF (1974), ARCHE *et al.* (1977), GONZÁLEZ LODEIRO (1981b), ADELL *et al.* (1981a, 1981b, 1982a, 1982b) y GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1984), a los que se suman también numerosas aportaciones de síntesis o inéditas (especialmente tesis de licenciatura españolas y extranjeras).

Con el fin de facilitar esta visión estratigráfica global de los materiales

ordovícico-devónicos, hemos confeccionado un cuadro (Fig. 2: sin escala vertical) que recoge las equivalencias existentes entre las unidades litológicas diferenciadas por los distintos autores en el sector oriental del Sistema Central, con arreglo a su posición relativa y a la atribución cronoestratigráfica deducida de los datos más recientes. Ante todo hay que destacar también que casi ninguna de las unidades descritas hasta el momento ha sido definida desde un punto de vista estratigráfico estrictamente formal, y por ello el camino a nuevas denominaciones informales queda abierto a trabajos futuros, pudiendo incrementar notablemente la confusión actual. Esta problemática tampoco puede abordarse en el presente artículo, en el que optamos por referir cada unidad con su denominación más antigua siempre y cuando sea asimilable a los requerimientos de la Guía Estratigráfica Internacional (HEDBERG, 1976).

La sucesión ordovícica comienza en el Sistema Central con una alternancia de cuarcitas, areniscas, pizarras y niveles conglomeráticos encuadrados en la formación Constante (SCHÄFER, 1969), que se apoya de modo discordante o puntualmente disconforme (en realidad existe una discordancia cartográfica) sobre su basamento preordovícico. La unidad presenta grandes variaciones litológicas y de potencia en todo el sector estudiado, estimándose en su conjunto entre 350 y 600 m. Casi siempre es posible distinguir dentro de la formación un miembro inferior, de 0 a 100 m de potencia, en el que existen niveles microconglomeráticos y areniscas arcósicas (SOERS, 1972), sucedido por la alternancia típica de areniscas, pizarras y bancos de cuarcita. Este miembro superior (SOERS, 1972) a veces ha sido dividido en un tramo inferior de carácter cuarcítico y arenoso, y un tramo superior, fundamentalmente pelítico, que contiene algunas intercalaciones de cuarcitas de desarrollo variable (ARCHE *et al.*, 1977). Los únicos datos paleontológicos disponibles derivan de la parte superior y media de la formación, donde se han encontrado icnofósiles (*Cruziana furcifera*, D'ORBIGNY; *C. goldfussi*, ROUALT; *Skolithos* sp.) que permiten atribuir estos niveles al Ordovícico inferior (SOERS, 1972; ARCHE *et al.*, 1977; WILLNER, 1978; GONZÁLEZ LODEIRO, 1981b; ADELL *et al.*, 1981a, b, 1982a). De acuerdo con la situación estratigráfica de la unidad (entre la discordancia y las cuarcitas del Arenig), y su correlación con formaciones comparables conocidas en la zona Centro-ibérica, la unidad podría referirse al Arenig, sin descartar la asimilación de su tramo inferior al Tremadoc (esta última serie ha sido postulada ampliamente, pero nunca demostrada con argumentos paleontológicos en ninguna localidad de la zona Centro-ibérica).

Las alternancias de la formación Constante dan paso de una forma rápida, aunque gradual, a las cuarcitas de la formación Alto Rey, equiparable con la «cuarcita armoricana» típica del suroeste de Europa, y que constituye en el Sistema Central un «horizonte litológico guía» de la parte inferior de la secuencia ordovícica, responsable a su vez de los relieves más importantes de su sector oriental. Dicha unidad aparece constituida por 70-130 m (valor medio) de ortocuarcitas claras en bancos gruesos (2-5 m), separados por intercalaciones delgadas de pizarras y areniscas cuarcíticas. La existencia de icnofósiles y bivalvos dentro de la formación (especialmente en sus facies heterolíticas) se conoce desde el siglo pasado (PRADO, 1864), y los hallazgos más recientes de SCHÄFER (1969), BISCHOFF *et. al.* (1980) y ADELL *et. al.*

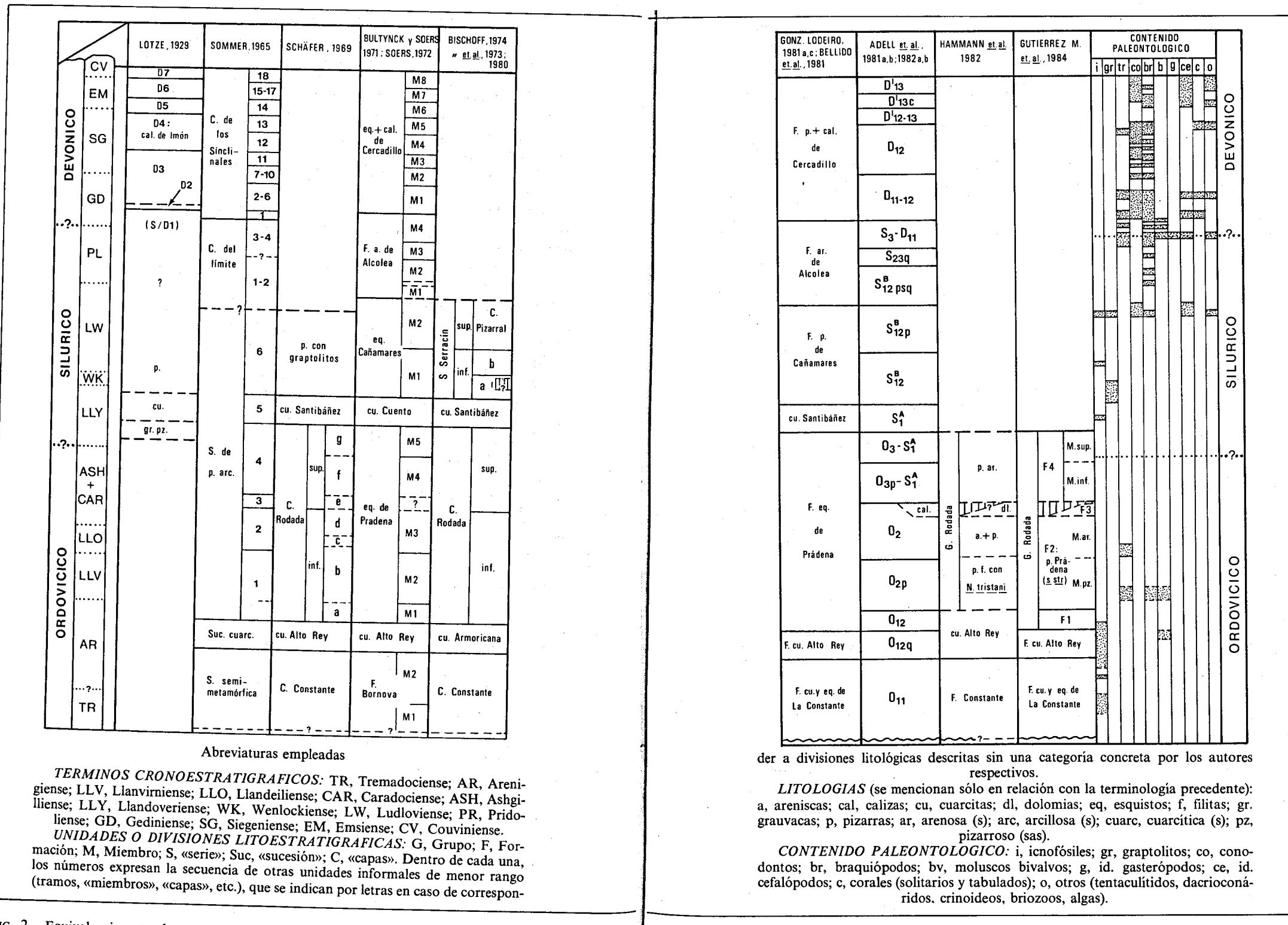


FIG. 2. Equivalencia entre la nomenclatura utilizada por los distintos autores, para la descripción de

las unidades litoestratigráficas ordovícico-devónicas del sector oriental del Sistema Central.

(1981a, b) han permitido confirmar la presencia de *Cruziana rugosa* D'ORBIGNY (= *C. prevosti*, ROUAULT in PRADO, 1864), *C. goldfussi* (ROUAULT) (= *C. ximenezii*, PRADO), *C. furcifera*, D'ORBIGNY (=? *C. bronni*, ROUAULT in PRADO, *op. cit.*), *Daedalus* sp. y *Skolithos* sp., cuya asociación es considerada como típica del Arenig.

Las formaciones del Ordovícico inferior han sido estudiadas desde el punto de vista sedimentológico por ARCHE *et al.* (1977: fm. Constante) y BISCHOFF *et al.* (1977: fm. Constante) y diversos medios durante la transgresión ordovícica. Unidades similares, correlacionables con las que acabamos de exponer aunque de menor potencia, se conocen también en el Macizo de Honrubia, situado en la prolongación septentrional de los complejos orientales del Sistema (véase CAPOTE *et al.*, 1981a; GONZÁLEZ LODEIRO *et al.*, 1984).

Por otra parte, en el dominio occidental del Sistema Central (Complejo de Gredos), afloran igualmente materiales del Ordovícico inferior homólogos de los anteriores, restringidos a los núcleos de Muñico y Ojos Albos (prov. Ávila). En ambos, la sucesión comienza con un tramo conglomerático sucedido por una alternancia de cuarcitas y pizarras, comparable a la fm. Constante, que culmina con cuarcitas masivas de «facies armoricana» (= fm. Alto Rey). El conjunto alcanza 400 m de espesor en Muñico, donde recibe el nombre de «Cuarcitas de San Miguel» (CAPOTE, 1973), y es más potente en Ojos Albos (700-800 m), donde las cuarcitas masivas ocupan casi la mitad superior de la sucesión, conocida en este caso como «Formación de cuarcitas» (CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1975) o «Capas de Voltoya» (CAPOTE, 1973). En estas últimas deben incluirse también los «Esquistos de Peñagorda» (CAPOTE, 1973), que según investigaciones recientes parecen constituir más bien un nivel pelítico intercalado en la parte superior de la secuencia referida anteriormente (RODRÍGUEZ SALAN, 1985; R. CAPOTE, com. pers., 1985). Tanto en Muñico como en Ojos Albos, los tramos superiores de las unidades mencionadas han proporcionado abundantes icnofósiles del Ordovícico inferior (CAPOTE y VEGAS, 1968; CAPOTE, 1971, 1973; GONZÁLEZ UBANEL, 1971; RODRÍGUEZ SALAN, 1985), entre los que cabe citar la presencia de *Cruziana goldfussi* (ROUAULT), *C. rugosa* D'ORBIGNY, *Didymaulichnus rouaulti* (LEBES-CONTE), *Arthrophycus?* sp., *Planolites* sp., *Daedalus* sp., *Skolithos* sp., y el bivalvo *Actinodonta? carinata* BARROIS, descrito originalmente en la Cuarcita Armoricana superior del oeste de Francia.

Las cuarcitas masivas de la formación Alto Rey dan paso de forma gradual a una sucesión predominantemente pelítica, constituida por diversas unidades referidas al Grupo Rodada (*nom. transl.* SCHÄFER, 1969; cf. GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1984). Esta denominación equivale en su sentido más amplio a los «Esquistos de Prádena» de SOERS (1972), considerados como una «formación» por otros autores (Fig. 2), y en cuya parte superior debe situarse el límite Ordovícico/Silúrico.

La unidad más antigua cronológicamente de las que integran el grupo Rodada está formada por una alternancia de cuarcitas y pizarras, de 20-100 m de potencia, que constituye la serie de transición entre las cuarcitas del Alto Rey y las pizarras masivas de la siguiente unidad. Por sus características, dicha alternancia puede ser considerada como una formación independiente, innominada, situada en la base del grupo Rodada (JULIVERT y TRUYOLS, 1983; GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1984); si bien HAMMANN *et al.* (1982) la asimilan a

la parte superior de la fm. Alto Rey debido al paralelismo existente con sucesiones comparables de otras localidades centroibéricas (Pochico, Marjaliza), unificadas generalmente dentro de la «cuarcita armoricana» *s.l.* Contraviniendo esta práctica, hay que considerar que la Cuarcita Armoricana *s.str.* en sus áreas tipo bretonas, presenta casi siempre un contacto bastante neto con las pizarras suprayacentes, en las que se incluyen los niveles de transición en caso de estar representados. Del mismo modo, las «cuarcitas de San Miguel» (=fms. Constante + Alto Rey) del afloramiento de Muñico presentan un tránsito muy rápido con los «esquistos de Valtuerto», tipificado por una alternancia mal individualizada de cuarcitas y pizarras, que por esta razón se incluye en la base de la segunda unidad. De estas consideraciones deriva la adscripción de la serie de transición a la base del grupo Rodada como una formación independiente, reconocible en todo el sector oriental del Sistema Central, donde incluso ha sido cartografiada a escala 1:50.000 (ADELL *et al.*, 1981a, b, 1982a). Estos últimos trabajos y el de GONZÁLEZ LODEIRO (1981b) refieren a su vez los únicos datos paleontológicos concernientes a la unidad, cifrados en la presencia de *Cruziana* en su parte inferior. Desde el punto de vista cronoestratigráfico, el conjunto podría considerarse como de edad Arenig, sobre todo si lo correlacionamos con otras secuencias similares y mejor documentadas de los sectores meridionales de las zonas Centroibérica y Asturooccidental-leonesa. Con el mismo criterio, tampoco debería descartarse la atribución al Llanvirn de los niveles inmediatos al techo de la sucesión.

La unidad precedente da paso a una potente formación de pizarras oscuras bastante homogéneas, que hacia techo van siendo progresivamente más arenosas y llegan a incluir intercalaciones de areniscas y cuarcitas. Según GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1984), la unidad podría distinguirse en su conjunto con el nombre de «formación Pizarras de Prádena *s.str.*», dividida a su vez en dos miembros: uno inferior pelítico, constituido por 300-400 m (?) de pizarras oscuras masivas con contenidos elevados de grafito (aprox. 4,5 por 100) y óxidos de hierro, en cuya base se han localizado también nódulos fosfáticos (BISCHOFF *et al.*, 1980); y uno superior arenoso, formado por una alternancia de pizarras arcillosas, pizarras arenosas oscuras y areniscas, de 300 a 500 m de potencia, que presenta localmente en su techo intercalaciones de cuarcitas de cierta importancia. Ambos términos pueden correlacionarse fácilmente con unidades equivalentes diferenciadas por diversos autores (Fig. 2), y el primero es sinónimo de los «esquistos de Valtuerto» del complejo de Gredos (CAPOTE, 1973: afloramiento de Muñico). En la parte inferior del miembro pelítico se han encontrado algunos niveles con trilobites, braquiópodos y bivalvos de edad Llanvirn (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1984), por lo que el límite de esta serie con el Llandeilo podría situarse dentro del tramo superior, que hasta ahora no ha proporcionado fósiles. La datación del miembro arenoso de la formación plantea por el contrario bastantes problemas, pues por encima de ella aparecen en algunos puntos niveles calcáreos de probable edad ashgillense. La fauna de trilobites encontrada en la base o parte inferior del miembro arenoso indica todavía una edad Llandeilo (HAMMANN y SCHMIDT, 1972; GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1984), con lo que la secuencia abarcaría en su conjunto un largo periodo de tiempo equivalente al Llandeilo, Caradoc y posiblemente también al Ashgill basal. La falta de pruebas paleontológicas impide por el momento clarificar esta hipótesis, aunque el hallazgo reciente de

intercalaciones calcáreas lenticulares en varios tramos de la parte media de la unidad dentro de la Hoja de Valdepeñas de la Sierra (J. M. PORTERO, com. pers., 1984) permite comparar estos niveles con los tramos calcáreos del Caradoc de la zona centro-ibérica, Cordillera Ibérica y Ossa Morena.

Como acabamos de señalar, sobre las Pizarras de Prádena (s. str.) se apoyan localmente niveles calcáreos discontinuos de cierto espesor, conocidos en un número reducido de localidades. La unidad puede estar representada por 4-5 m de pizarras margosas (SOMMER, 1965), 0,7 m de dolonías (SCHÄFER, 1969) ó 10 a 15 m de calizas dolomíticas (GONZÁLEZ LODEIRO, 1981b; ADELL *et al.*, 1982a), y ha sido comparada por diferentes autores con las calizas del Ashgill del resto del macizo hespérico (HAMMANN y SCHMIDT, 1972; HAMMANN *et al.*, 1982; JULIVERT y TRUYOLS, 1983; GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1984). En caso de poder demostrarse esta asimilación, la unidad tendría posiblemente una edad Cautleyanense-Rawtheyanense, como indican los trilobites, conodontos y braquiópodos encontrados en estas secciones. Dicho supuesto plantea dos interrogantes esenciales: *a*) si la caliza ofreciera una continuidad real con el miembro superior de las pizarras de Prádena *s. str.*, éste tendría una edad Llandeilo-Ashgill basál (Pusgillianense-Cautleyanense?); *b*) si, por el contrario, se demostrase la existencia de una discontinuidad en la base de las calizas (cf. PÉREZ ESTAUN, 1978; GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, *in litt.*), la datación del techo de las «Pizarras de Prádena» sería problemática e imposible de aventurar.

Sea como fuere, la comparación de los niveles calcáreos del Guadarrama con las calizas del Ashgill parece bastante verosímil, sobre todo si atendemos a la correlación de su unidad suprayacente respecto a otras sucesiones situadas sobre la caliza que incluyen el tránsito Ordovícico/Silúrico en regiones amplias de Europa (centro-suroeste) y noroeste de África. En el Sistema Central, estos niveles pueden ser asimilados a una formación innominada que configura el techo del grupo Rodada, y que a su vez podemos dividir en dos miembros: uno inferior, constituido por 60-100 m de pizarras oscuras homogéneas, que se apoya de modo disconforme sobre las calizas del Ashgill (?) o directamente sobre el techo de las Pizarras de Prádena *s. str.*; y un miembro superior, formado por 50-100 m de pizarras arcillosas y grauvacas que incluyen bancos cuarcíticos centimétricos, niveles con cantos de caliza y hacia techo cuerpos cuarcíticos lenticulares con estructuras de deslizamiento subacuático (BISCHOFF, 1974). La unidad presenta una correlación bastante evidente con las facies ubicas de las «pelitas con fragmentos» del límite Ordovícico/Silúrico (HAFENRICHTER, 1980; ROBARDET *et al.*, 1980; IGLESIAS y ROBARDET, 1980; GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1984; FORTUIN, 1984), que en el Sistema Central podría situarse de forma tentativa dentro del miembro superior de la formación.

La sucesión anterior presenta un tránsito bastante neto con la siguiente unidad, constituida por una formación de cuarcitas de tonos claros dispuestas en bancos gruesos (2-3 m), y que ha sido denominada por casi todos los autores como «cuarcita Santibáñez» (SCHÄFER, 1969). Su potencia oscila entre 20 y 30 m. y aunque no contiene fósiles (aparte de las «pistas de gusanos» mencionadas por ADELL *et al.*, 1981a, 1982a, b) puede referirse al Llandovery por correlación con unidades similares del resto del Macizo Hespérico.

Por encima de la cuarcita Santibáñez aparece una nueva sucesión pelítica,

conocida en su conjunto como «formación Pizarras de Cañamares» (BULTYNCK y SOERS, 1971), denominación que equivale aproximadamente a la «serie de Serracín» establecida por BISCHOFF (1974) en afloramientos aislados de los anteriores. Ambos términos comprenden un tramo inferior, de 10 a 20 m de potencia, constituido por pizarras ampelíticas blandas y muy grafitosas, seguido por otro de 80-100 m que incluye pizarras siliceas con frecuentes recristalizaciones amigdaloides, limolitas micáceas, e incluso intercalaciones delgadas de cuarcitas. La parte superior de la unidad está formada por una alternancia patente de pizarras arenosas oscuras y areniscas en bancos centí- a decimétricos (potencia estimada: 100-200 m). La frecuencia y espesor de estos últimos tiende a aumentar hacia el techo de la formación, que culmina con algunos metros de cuarcitas claras en bancos gruesos (0,5-1 m), constituyendo probablemente los niveles de transición con la siguiente unidad. Desde el punto de vista litoestratigráfico, la formación Pizarras de Cañamares fue dividida originalmente en dos miembros, el inferior de los cuales engloba los dos primeros tramos ya mencionados. Sin embargo, las diferencias litológicas y sedimentológicas existentes entre ambos pueden constituir en un futuro inmediato argumentos suficientes para considerar a las «Pizarras de Cañamares» como divididas en dos formaciones distintas (Fig. 2): la inferior, con dos miembros, que equivaldría con igual significado a la «serie inferior de Serracín», y la superior, equiparable a las «capas del Pizarral» (toponimia modificada) o «serie superior de Serracín» de BISCHOFF (1974). La existencia de fósiles en estas unidades ha sido reflejada en diversos trabajos (PRADO, 1864; PALACIOS, 1879; CORTAZAR, 1891; SCHRODER, 1930; HERNÁNDEZ SAMPELAYO, 1960; SOMMER, 1965; SCHÄFER, 1969; BULTYNCK y SOERS, 1971; BISCHOFF, 1974; ADELL *et al.*, 1982a), circunscritos generalmente a los graptolitos encontrados en el tramo basal de pizarras ampelíticas. Los datos más modernos (JAEGER *in* BISCHOFF, 1974; GUTIÉRREZ MARCO *in* ADELL *et al.*, 1982a) han permitido detectar en el mismo faunas indicativas de las zonas *cyphus* (Ruddanianense superior), *turriculatus* (Telychianense inferior), *griestoniensis-crenulata* (Telychianense superior), *centrifugus* o *murchisoni* (Sheinwoodianense inferior), *lundgreni* (Homerianense inferior) y *nilssoni* s.l. (Gorsianense inferior), con lo que las pizarras ampelíticas representarían una sucesión completa (aunque de pequeño espesor) comprendida entre el Llandovery inferior y el Ludlow inferior basal, implicando una edad Rhuddanianense para las cuarcitas Santibáñez. Este último dato concuerda con el obtenido en la Cuarcita Castellar de Sierra Morena oriental, equiparable con la anterior, que contiene graptolitos de la zona *vesiculosus* (GUTIÉRREZ MARCO, datos inéditos). El tramo de pizarras siliceas que sucede a las ampelíticas no ha proporcionado fósiles determinables, a excepción de *Chondrites sp.* citado por BISCHOFF (1974), aunque su edad podría referirse al Ludlow de acuerdo con su posición estratigráfica. En la parte alta de la unidad más superior de las Pizarras de Cañamares s.l., el mismo autor refiere la presencia de un horizonte con graptolitos (*Pristiograptus sp.* ex. gr. *dubius* (SUÈSS)), Hyolitha, tentaculites, lingulidos e icnofósiles del silúrico superior (BISCHOFF, *op. cit.*). En una posición estratigráfica equivalente, BULTYNCK y SOERS (1971) han detectado a su vez la presencia de un nivel de caliza arcillosa de 1 m de potencia, que junto a abundantes ortocerátidos ha proporcionado conodontos de la zona *eosteinhornensis* s.l. (en total nueve especies pertenecientes a seis

géneros), indicativos del Ludlow superior (*sensu* BULTYNCK y PELHATE, 1971).

Por encima de las Pizarras de Cañamares *s.l.* se encuentra una sucesión arenosa de 750-800 m de potencia descrita con el nombre de formación Areniscas de Alcolea (BULTYNCK y SOERS, 1971), constituida por una alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras. Su estudio cuenta con algunas dificultades derivadas de la existencia de sectores cubiertos, que impiden reconocer tramos más o menos amplios de la sucesión y afectan incluso a su contacto con la formación infrayacente. Desde el punto de vista litoestratigráfico, la unidad puede ser dividida en tres miembros, equivalentes a los tramos cartografiados por ADELL *et al.* (1982a, b). El miembro inferior comienza con 20 m de cuarcitas grisáceas que alternan con bancos delgados de pizarras, seguidos por un tramo cubierto de cierto espesor y por 40 m de cuarcitas y areniscas en bancos gruesos que finalmente culminan con 220 m de pizarras y pizarras arenosas con intercalaciones lenticulares de cuarcitas y areniscas. El miembro medio está formado por 40 m de cuarcitas en bancos gruesos que originan resaltes morfológicos, facilitando el reconocimiento de los restantes miembros de la formación. Por último, el miembro superior incluye de muro a techo los siguientes tramos: a) 60 m de pizarras arenosas con intercalaciones esporádicas de areniscas cuarcíticas, que van siendo más numerosas hacia el techo; b) 4 m de cuarcita en bancos gruesos; c) 22 m de pizarras arenosas y areniscas; d) 70 m de pizarras divididas en tres partes por dos bancos cuarcíticos de 4 m de espesor; e) 55 m cubiertos, pero con derrubios superficiales de areniscas y cuarcitas; f) 250 m de areniscas y cuarcitas rojizas, algo ferruginosas, que incluyen recubrimientos e intercalaciones pelíticas de espesor variable; y g) 20 m de pizarras y areniscas arcillosas. Desde el punto de vista bioestratigráfico, las areniscas del tercio superior del primer miembro de la formación, así como las intercaladas en su miembro medio han proporcionado una fauna poco variada de braquiópodos que indican una edad próxima al techo del Ludlow (BULTYNCK y SOERS, 1971; TRUYOLS y JULIVERT, 1983). Por otra parte, los diversos tramos del miembro superior de la formación contienen algunos horizontes fosilíferos (CARLS, 1969b, 1971, 1977) que han permitido situar con bastante aproximación el límite Silúrico/Devónico. Los tramos descritos aquí como a, b y c proporcionaron a dicho autor diez formas diferentes de braquiópodos (entre los cuales se cuentan los géneros *Salopina*, *Leptostrophia*, *Nucleospira*, *Protochonetes*, *Diabolirhynchia?*, *Delthyris?*, etc.) y restos de trilobites homalonótidos que permiten suponer para esta parte del miembro superior de la formación una edad Pridoliense. En el tramo cubierto e se han encontrado fósiles en rocas sueltas que contienen elementos silúricos (*Shaleria*) y devónicos (*Platyorthis*, terebratúlidos), por lo que el límite entre ambos Sistemas se situaría probablemente en dicho intervalo. La fauna consta de trilobites, braquiópodos, bivalvos, gasterópodos, cefalópodos y tentaculítidos (CARLS, 1977). Finalmente, el tramo f del miembro superior de la formación ha proporcionado en su base y en su techo braquiópodos, trilobites y bivalvos del Gediniense inferior, entre los que destacan como elementos característicos *Howella mercurii* (GOSSELET), *H. cortazari* CARLS y *Platyorthis* sp. D ex gr. *monnieri* (ROUAULT).

Las alternancias de areniscas, pizarras y cuarcitas de la Formación Alcolea se continúan en el extremo oriental del Sistema Central con una secuencia pelítica con intercalaciones importantes de calizas o dolomías que

afloran en el núcleo del pequeño sinclinal de Riba de Santiuste, donde alcanzan una potencia de 625-700 m. Esta unidad fue descrita por BULTYNCK y SOERS (1971) con el nombre de Formación Pizarras y Calizas de Cercadillo, y ha sido dividida en diferentes miembros o tramos por distintos autores. Así, LOTZE (1929) distingue seis términos litológicos representativos de esta secuencia (D2-D7, diecisiete SOMMER (1965: MS 2 – MS 18), ocho BULTYNICK y SOERS (1971) y SOERS (1972: Ce 1-8) y finalmente, ADELL *et al.* (1982b) consideran a la unidad dividida en cinco unidades de interés cartográfico. La equivalencia entre todas ellas puede observarse en la figura 2, que recoge la correlación litológica propuesta por CARLS (1975, pág. 406) y ADELL *et al.* (1982b, pág. 12). Con el fin de simplificar la descripción de la formación y poder ajustar todos los datos bioestratigráficos, adoptaremos aquí la división paraformal en miembros tomada de BULTYNCK y SOERS (1971) y SOERS (1972). Estos trabajos consideran al conjunto de la sucesión dividida de muro a techo en las siguientes subunidades: 1, 90-120 m de pizarras, pizarras arenosas y/o areniscas calcáreas que alternan con bancos de caliza (biosparitas) o calizas arenosas; 2, 60-70 m de pizarras y pizarras arenosas con intercalaciones esporádicas de calizas de pequeño espesor; 3, 25-27 m de pizarras y pizarras arenosas micáceas con bancos poco importantes de calizas; 4, 105-110 m de alternancias de pizarras margosas y calizas conchíferas que en su tercio inferior aparecen dispuestas en bancos gruesos; 5, 40-50 m de caliza arcillosa y conchífera en bancos decimétricos; 6, 250 m de pizarras arcillosas de tonos grisáceos que se vuelven más arenosas hacia el techo; 7, 20-30 m de pizarras, calizas conchíferas y bancos delgados de dolomías, que en la parte superior incluyen un banco de dolomía masiva de 8-10 m de espesor; y por último, 8, consistente en 35-50 m. de pizarras margosas con intercalaciones delgadas de caliza (de 20-30 cm) que atenúan su representación o desaparecen cerca del techo visible de la unidad. Los datos concernientes a la fauna fósil de la Formación Cercadillo y a su edad devónica fueron ya anticipados por VERNEUIL y LORIERE (1854), PALACIOS (1879), CASTEL (1881), LOTZE (1929) y SOMMER (1966). Entre los estudios paleontológicos modernos destacan los trabajos de CARLS (1969a, b; 1975), BULTYNCK y SOERS (1971) y BULTYNCK (1971, 1979), que han fijado con precisión la edad de los distintos miembros de la formación. En este sentido, el tramo 1 de la unidad ha proporcionado en su parte inferior y media una fauna de Gediniense inferior alto que incluye trilobites (*Acastella latimarginata* GANDL) y braquiópodos (*Howellella cf. cortazari* CARLS, *Digonus ex gr. roemeri* (KONINCK), *D. vialai* (GOSSELET), *Mutationella barroisi* (ASSELBEGHS), *Lanceomyonia borealiformis* (VON SIEMIRADZKI), acompañados cerca del techo de este tramo por otro trilobites (*Acastella tiro* (RITCHER), *Acastella* sp. 1, *Asteropyginæ*), náutiloideos, tentaculites, algas, briozoos y corales tabulados. Los conodontos encontrados en el conjunto de unidad (BULTYNCK y SOERS, 1971; CARLS, 1969a) incluyen veintiocho formas pertenecientes a once géneros, que indican las zonas *woschmidtii/postwoschmidtii* congruentes con la datación anterior. El miembro 2 de la Formación Cercadillo contiene cerca del techo algunos braquiópodos como *Hysterolites hystericus* (SCHLOTHEIM), *Howellella?* cf. sp. 1 CARLS, junto a conodontos indeterminables a nivel específico. Los primeros indican ya una edad Siegeniense inferior, por lo que el límite Gediniense/Siegeniense se situaría en el tercio superior de la unidad, pudiendo corresponder su parte inferior al

Gediniense superior. En el miembro 3 de la formación se vuelven a encontrar las mismas especies de braquiópodos que acabamos de citar, junto a *Fimbrispirifer charybdis* (BARRANDE), *Retzia adrieni* (D'ARCHIAC y VERNEUIL), *Athyris undata?* (DEFRANCE) y cuatro formas de conodontos pertenecientes a tres géneros. La edad de la unidad es probablemente Siegeniense inferior. Las intercalaciones o tramos calcáreos del miembro 4 de la Formación Cercadillo contienen nuevamente varios niveles con braquiópodos y conodontos. Entre los primeros han sido citados *Fimbrispirifer cf. bischofi* (ROEMER), *Hysterolites hystericus pachypleurus* SOLLE, *Brachyspirifer rousseau* ROUAULT, *Chonetes sarcinulatus* (SCHLOTHEIM), *Strophodonta sedgwicki* (ARCHIAC y VERNEUIL), *Stegerynchus nymphus* (BARRANDE), *Retzia adrieni* (ARCHIAC y VERNEUIL) y *Athyris undata* (DEFRANCE); mientras que entre los conodontos pudieron identificarse una decena de formas pertenecientes a siete géneros. El conjunto indica todavía una edad Siegeniense, pero en opinión de CARLS (1969b, 1975) los niveles basales de la unidad podrían situarse en el límite Gediniense/Siegeniense, ya que el autor correlaciona este tramo con el miembro d2b de la Formación Nogueras de la Cordillera Ibérica, y refiere las citas previas del fósil guía *H. hystericus* en estos niveles más los infrayacentes a *Hysterolites?* cf. sp. 1 (contrastar con BULTYNCK y SOERS, 1971). Por encima del miembro anterior, las calizas del miembro 5 han proporcionado trilobites (*Pseudocryptphaeus michelini michelini* (ROUAULT)), braquiópodos (*Brachyspirifer rousseau* (ROUAULT), *Chonetes sarcinulatus* (SCHLOTHEIM), *Uncinulus maledictus* (BARRANDE)), crinoides, tentaculítidos, corales solitarios y diversos conodontos de la Zona *curvicauda*, que indicarían una edad Siegeniense medio para este tramo. Por otra parte, en la parte alta del miembro 6 CARLS (1969a) refiere una fauna típica del Emsiense inferior basal, lo que permite considerar el límite Siegeniense/Emsiense situado dentro de este conjunto, que en gran parte correspondería al Siegeniense superior pese a no poder caracterizarse con argumentos paleontológicos. Los braquiópodos del Emsiense inferior citados por CARLS (1969a) corresponden a las formas *Arduspirifer arduennensis* cf. *latestriatus* (DREVERMANN), *A. sp. aff. arduennensis* (SCHNUR), *Euryspirifer pellico* (VERNEUIL y ARCHIAC), *Eodevonaria dilatata* (ROEMER), *Subcuspisella mediorhenana* (FUCHS), *Dalejina* sp., *Leptostrophia* sp. y *Cyrtina* sp. El resto del Emsiense se encontraría representado en la unidad 7 y en la parte inferior del miembro 8, que contienen diversas secuencias de conodontos comprendidas entre las zonas *dehiscens* y *serotinus* (BULTYNCK, 1979), junto a algunos niveles con braquiópodos y náutiloideos ortocónicos. Finalmente, las pizarras que configuran el techo de la sucesión han proporcionado restos de braquiópodos, dacrioconáridos, ortocerátidos y goniatites que podrían representar el Devónico medio. En este sentido, la cita de *Anarcestes latiseptatus* (BEYRICH) hecha por SOMMER (1965), fue evaluada por WALLISER (in CARLS, 1969a), quien refiere los nuevos hallazgos a *Mimagoniatites* o *Agoniatites*, y considera poco clara la asignación cronoestratigráfica anterior. Sin embargo, la cuestión ha quedado zanjada tras el hallazgo de conodontos típicos del Couviniense inferior en la parte más alta de la sucesión (BULTYNCK, 1979), que culmina de este modo a comienzos del Devónico medio.

BIBLIOGRAFIA

- ADELL ARGILES, F.; BASCONES ALVIRA, L.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ ALVAREZ, F.; LA MONEDA GONZÁLEZ, E., y RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, A.: «Memoria explicativa de la Hoja núm 460 (Hiendelaencina) del Mapa Geológico de España E.1:50.000». *Inst. geol. min. Esp.*, 47 págs., Madrid, 1981a.
- ADELL ARGILES; BASCONES ALVIRA, L.; MARTÍNEZ ALVAREZ, F.; TENA-DÁVILA RUIZ, M.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; LA MONEDA GONZÁLEZ, E., y RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, A.: «Memoria explicativa de la Hoja núm 461 (Sigüenza) del Mapa Geológico de España E.1:50.000». *Inst. geol. min. Esp.*, 55 págs., Madrid, 1981b.
- ADELL ARGILES, F.; BASCONES ALVIRA L.; MARTÍNEZ, L.; MARTÍNEZ ALVAREZ, F.; TENA DAVILA RUIZ, M.; GONZALEZ LODEIRO, F.; BALLENISSA VICIANA, A., y RODRÍGUEZ GONZALEZ, A.: «Memoria explicativa de la Hoja núm. 434 (Barahona) del Mapa Geológico de España E.1:50.000. *Inst. geol. min. Esp.*, 57 págs., Madrid, 1982.
- APARICIO, A.; GARCÍA CACHO, L., y PEINADO, M.: «Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.*, 86 (4), págs. 416-427, Madrid, 1975.
- Bard, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, P.: «Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne centrale). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 270 (D): págs. 2630-2633, París, 1970.
- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VILLASECA, C.: «Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español». *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, págs. 15-51, Madrid, 1981.
- BISCHOFF, L.: «Ein neues Silur-Vorkommen bei Serracín in der östlichen Sierra de Guadarrama/Zentralspanien. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 147 (2): págs. 218-235. Stuttgart, 1974.
- BISCHOFF, L.; SCHÄFER, G.; SCHMIDT, K., y WALTER, R.: Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien). *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, 28, 27 págs. Münster, 1973.
- BULTYNCK, P.: «Le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne centrale). Deuxième partie: Assemblages de conodontes à *Spathognathodus*. *Bull. Inst. roy. Sci. natur. Belg.*, 47 (3), págs 1-43, Bruselas, 1971.
- BULTYNCK, P.: «Sierra de Guadarrama». En: *Meeting of the Int. Subcom. on Devonian Strat. Guide-book of the field trip*. Serv. Pub. Univ. Oviedo, págs. 32-34, 1979.
- BULTYNCK, P., y PELHATE, A.: «Découverte de la zone à *eosteinhornensis* (conodontes) dans le Synclinorium Médian du Massif Armorique. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 73, págs. 189-196, París, 1971.
- BULTYNCK, P., y SOERS, E.: «Le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne centrale). Première partie: Stratigraphie et tectonique». *Bull. Inst. roy. Sci. natur. Belg.*, 47 (1), págs. 1-22. Bruselas, 1971.
- CAPOTE, R.: *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Ávila*. Tesis doct., Univ. Complutense de Madrid, 289 págs, Madrid, 1972.
- CAPOTE, R., y VEGAS, R.: «El paleozoico de los alrededores de Ávila». *Estudios geol.*, 24, págs. 181-189, Madrid, 1968.
- CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: «Las series anteordovícicas del Sistema Central». *Bol. Geol. y Min.*, 86 (6), págs. 581-596, Madrid, 1975.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VEGAS, R.: «The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif». *Estudios geol.*, 33, págs. 343-355, Madrid, 1977a.
- CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F., e IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M.: «El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central». *Bol. Geol. y Min.*, 88 (6), págs. 517-520, Madrid, 1977b.

- CAPOTE, R.; CASQUET, C., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: «La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central español». *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, págs. 455-469, Madrid, 1981a.
- CAPOTE, R.; PEREJON, A., y VILAS, L.: «Presencia de estructuras estromatolíticas en las calizas cristalinas de Santa María de La Alameda (Provincia de Madrid, Sistema Central Español)». *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, pág. 625-632, Madrid, 1981b.
- CARLS, P.: «Zur Einstufung des Devon der östlichen Guadarrama (Spanien)». *Senckenbergiana lethaea*, 50 (1), págs. 67-79, Frankfurt a. M., 1969a.
- CARLS, P.: «Die Conodonten des tieferen Unter-Devons der Guadarrama (Mittel-Spanien) und die Stellung des Grenzbereiches Lochkovium/Pragium nach der rheinischen Gliederung». *Senckenbergiana lethaea*, 50 (4), págs. 303-355, Frankfurt a. M., 1969b.
- CARLS, P.: «Stratigraphische Übereinstimmungen im höchsten Silur und tieferen Unter-Devon zwischen Keltiberien (Spanien) und Bretagne (Frankreich) und das Alter des Grès Gdoumont (Belgien)». *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1971 (4), págs. 195-212, Stuttgart, 1971.
- CARLS, P.: «Zusätzliche Conodonten-Funde aus dem tieferen Unter-Devon Keltiberiens (Spanien)». *Senckenbergiana lethaea*, 56 (4/5), págs. 339-428, Frankfurt, a. M. 1975.
- CARLS, P.: «The Silurian-Devonian boundary in northeastern an Central Spain». En: *The Silurian-Devonian Boundary. I.U.G.S. Ser. A* (5), págs. 143-158, Stuttgart, 1977.
- CASQUET, C.: «Metamorfismo plurifacial hercínico intermedio de baja presión en el macizo de San Vicente (Sistema Central español)». *Estudios geol.*, 31, págs. 217-239, Madrid, 1975.
- CASQUET, C., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: «Las anfíbolitas de la región de Buitrago del Lozoya (Sistema Central Español)». *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, págs. 121-134, Madrid, 1981.
- CASTEL, C.: «Provincia de Guadalajara. Descripción Geológica». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 8, págs. 157-264, Madrid, 1881.
- DÍEZ BALDA, M. A.: «La sucesión estratigráfica del Complejo esquisto-grauváquico al Sur de Salamanca». *Estudios geol.*, 36, págs. 131-138, Madrid, 1980.
- FEBREL, T., FUSTER, J. M., y DE PEDRO, F.: «Memoria explicativa de la Hoja núm. 484 (Buitrago de Lozoya) del Mapa Geológico de España E.1:50.000». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 103 págs. Madrid (1958).
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: «Significado geotectónico de la formación Gneises de La Morcuera». *Stvdia Geol.*, 7, págs. 87-106, Salamanca, 1974.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J.: *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central, España)*. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 305 págs. Madrid, 1976.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J., y CAPOTE, R.: «La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozoya». *Bol. Geol. y Min.*, 81 (6), págs. 562-568, Madrid, 1970.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J., y CAPOTE, R.: «Los gneises glandulares del Guadarrama Oriental». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 69 (1), págs. 69-80, Madrid, 1971.
- FORTUIN, A. R.: «Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Albarracín (Spain)». *Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 48, págs. 245-261, Amsterdam, 1984.
- FUSTER, J. M., y FEBREL, T.: «Memoria explicativa de la Hoja núm. 509 (Torrelaguna) del Mapa Geológico de España E.1:50.000». *Inst. geol. min. Esp.*, 89 págs, Madrid, 1959.
- FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M., y VILLASECA, C.: «Relaciones entre ortogneises y series volcanosedimentarias en el macizo de El Caloco (Guadarrama Central)». *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, págs. 161-171, Madrid, 1981.

- GARCÍA CACHO, L.: *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis doc., Univ. Complutense, 319 págs., Madrid, 1973.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.: «La existencia de pliegues en el Complejo esquisto-grauváquico de la provincia de Salamanca». *Acta Geol. Hispánica*, 5 (4), págs. 105-108, Barcelona, 1970.
- GARCÍA DE Figuerola, L. C., y MARTÍNEZ GARCÍA, E.: «El cámbrico inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central)». *Stvdia Geol.*, 3, págs. 31-33, Salamanca, 1972.
- GONZÁLEZ CASADO, J. M.; CAPOTE, R., y CASQUET, C.: «Análisis de la deformación en el macizo metamórfico de Honrubia (Sistema Central español)». *Rev. Mat. proc. geol.*, 2, págs. 75-94, Madrid, 1984.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.: «Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, págs. 125-134, O Castro, 1981a.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.: *Estudio geológico-estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis doct. Univ. Salamanca, 324, págs., 1981b.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.: «La estructura del anticlinorio del (Ollo de Sapo) en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central Español)». *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, págs. 535-545, Madrid, 1981c.
- GONZÁLEZ UBANELL, A.: *Estudio geológico del sector occidental de la Sierra de Ojos Albos (Sistema Central Español)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense, 47 págs., Madrid, 1971.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RABANO, I., y PRIETO NOGUEIRA, M.: «Nuevos hallazgos de fósiles en las pizarras ordovícicas de la vertiente meridional de Somosierra (Sistema Central)». *I. Congreso Español Geología (Segovia)*, III, págs. 127-137, Madrid, 1984.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RABANO, I., y ROBARDET, M.: «Estudio bioestratigráfico del ordovícico en el sinclinal del Valle (prov. de Sevilla, SO. de España)». *Mem. e. Notic. Lab. Min. e Geol. Univ. Coimbra*, en prensa.
- HAFENRICHTER, M.: «The Lower and Upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The Ordovician/Silurian boundary in Spain». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 160 (1), pág. 138-148, Stuttgart, 1980.
- HAMMANN, W., y SCHMIDT, K.: «Eine Llandeilo-Fauna aus der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien)». *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1972 (5), pág. 294-299, Stuttgart, 1972.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M., y ROMANO, M.: «The Ordovician System in Southwestern Europe (France, Spain and Portugal)». *Publ. I.U.G.S.*, 11, págs. 1-47. Ottawa, 1982.
- HEDBERG, H. D.: *International Stratigraphic Guide: A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure*. 200 págs., John Wiley, Nueva York, 1976.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: «Graptolitos españoles (recopilados por Rafael Fernández Rubio)». *Notas y Comuns. Inst. Geol. Min. Esp.*, 57, págs. 3-78. Madrid.
- IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M., y ROBARDET, M.: «El Silúrico de Galicia Media (Central) y su importancia en la paleogeografía varisca». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1, págs. 99-115, O. Castro, 1980..
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. E.: *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1/1.000.000 Inst. geol. min. Esp.* Madrid, 1972.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J.: «El Ordovícico en el Macizo Ibérico», págs. 192-246. En COMBA, J. A. (ed.): *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España (1)*. 756 págs. Inst. Geol. Min. Esp., Madrid, 1983.

- LANCELOT, J. R.; ALLEGRET, A., y LEVEQUE, M. H.: «Datation d'intrusions granitiques Précambrtiennes en Europa Méridionale et conséquences sur l'évolution anté-Hercynienne de la croute continentale». *Terra Cognita*, 3 (4), págs. 348-349.
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: «El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 85, págs. 1-127, Madrid, 1975.
- LOTZE, F.: «Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges». *Abh. Ges. Wiss. Göttingen math.-phys. Kl.*, 14 (2), 320 págs., Berlin, 1929.
- MARTÍN ESCORZA, C.: «Estudio mesotectónico en los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (prov. de Avila-Todelo)». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 69, págs. 303-327, Madrid, 1971.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E., y NICOLAU, J. «Los terrenos infraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca)». *Bol. Geol. Min.*, 84 (6), págs. 407-418, Madrid, 1973.
- NAVIDAD, M., y PEINADO, M.: «Facies vulcanosedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español)». *Stvdia Geol.*, XII, pág. 137-159. Salamanca, 1977.
- PALACIOS, P.: «Reseña física y geológica de la parte NO de la provincia de Guadalajara». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 6: págs. 351-352, Madrid, 1879.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, P., y CAPDEVILLA, R.: «Introduction à la géologie de l'Ollo de Sapo. Formation porphiroïde antésilurienne du nord-ouest de l'Espagne». *Notas y Comuns Inst. Geol. Min. Esp.*, 76, págs. 119-154, Madrid, 1964.
- PEINADO, M.: Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español). Tesis doct., Univ. Complutense, 200 págs. Madrid, 1973.
- PÉREZ ESTAUN, A.: «Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la Zona Asturooccidental-Leonesa». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 92, 149 págs., Madrid, 1978.
- PEREJON, A.: «Primer descubrimiento y descripción de Arqueociátidos en la provincia de Salamanca». *Stvdia Geol.*, IV: págs 143-149, Salamanca, 1972.
- PRADO, C. de: *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid*. Junta Gral. Estad., 219 págs. Madrid, 1864.
- RIBEIRO, A., y ALMEIDA REBELO, J.: «Problèmes stratigraphiques et tectoniques de Trás-os-Montes oriental». *Com. Serv. Geol. Portugal*, LIII, págs. 101-105. Lisboa, 1969.
- ROBARDET, M.; VEGAS, R., y PARIS, F.: «El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica». *Stvdia Geol. Salmant.*, 16, págs. 103-121. Salamanca. 1980.
- RODRÍGUEZ-ALONSO, M. D.: «El Complejo esquisto-grauváquico y los materiales ordovícicos al Sureste de Ciudad Rodrigo (Salamanca, España)». *Stvdia Geol.*, XIV, pág. 7-34, Salamanca, 1979.
- RODRÍGUEZ SALAN, A.: *Metamorfismo regional y de contacto en la Sierra de Ojos Albos (Sistema Central Español)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense, 110 págs., Madrid, 1985.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M.; FUSTER, J. M., y de PEDRO, F.: «Memoria explicativa de la Hoja núm. 533 (San Lorenzo de El Escorial) del Mapa Geológico de España E.1:50.000». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 101 págs., Madrid, 1956.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., y GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.: «Memoria explicativa de la Hoja núm. 532 (Las Navas del Marqués) del Mapa Geológico de España E.1:50.000». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 87 págs., Madrid, 1960.
- SCHÄFER, G.: Geologie und Petrographie in östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, 10, pág. 1-207, Münster, 1969.
- SCHRÖDER, E.: «Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentral Spanien)». *Abh. Ges. Wiss. Göttingen math.-phys. Kl.*, N. F., 16 (3), págs. 689-748. Berlin, 1930.

- SOERS, E.: «Stratigraphie et Geologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale)». *Sivdia Geol.*, IV: 7-94. Salamanca, 1972.
- SOMMER, W.: «Stratigraphie und Tektonik im östlichen Guadarrama-Gebirge (Spanien)». *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, 1, pág. 1-59. Münster, 1965.
- TORNOS, F.: *Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense, 152 pp. Madrid.
- TRUYOLS, J., y JULIVERT, M.: «El Silúrico en el Macizo Ibérico», págs. 246-265. En COMBA, J. A. (ed.): *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España (1)*, Inst. Geol. Min. Esp., 656 pp. Madrid.
- VERNEUIL, E. DE y LORIERE, G.: «Aperçu d'un voyage géologique et tableau des altitudes prises en Espagne pendant l'été de 1853». *Bull. Soc. Géol. France (2.ª ser.)*, 11, págs. 661-711, París. 1854.
- VILLASECA, C.: *Evolución tectonometamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama*. Tesis doct., Univ. Complutense, 331 págs., Madrid, 1983.
- WAARD, D. DE: «Palingenetic structures in augen gneis of the Sierra de Guadarrama, Spain». *Bull. Com. Geol. Finlande*, 23, págs. 51-66, 1950.
- WILLNER, A. P.: *Geologische Untersuchungen in der östlichen Sierra de Guadarrama (Zentralspanien)*. Dipl. Arb. Univ. Münster, 2 tomos, 173 págs., 1978.