

EL PRECAMBRICO DEL NEE
DE «OSSA-MORENA»: PLANTEAMIENTO
Y ESTADO DE LA CUESTION, UNIDADES,
BASES PARA SU CORRELACION
Y ESQUEMA EVOLUTIVO

por

P. HERRANZ ARAUJO *

PALABRAS CLAVES: Precámbrico, Beturiense, Alcudienense, Precámbrico Terminal, Columna Sintética, Conjuntos Tectosedimentarios, Unidades Litoestratigráficas, Correlación, Historia Geológica, Macizo Hespérico, Ossa-Morena, Badajoz.

RESUMEN

«Ossa Morena» es un fragmento de una «banda móvil», cuya sucesión precámbrica es muy potente y compleja, e incluye importantes discontinuidades. Comenzamos este trabajo sintetizando la evolución del conocimiento del Precámbrico regional (con especial atención a importantes controversias y al estado actual de la cuestión). Presentamos, después, una propuesta de columna sintética, con macrounidades que tienen distinto significado según el criterio utilizado para separarlas (discontinuidades, ciclos tectosedimentarios, litoestratigrafía); distinguimos y describimos tres grandes conjuntos: «Beturiense», «Alcudienense» y «Precámbrico Terminal», con divisiones sucesivas hasta llegar a diez unidades litoestratigráficas (con rango de formación según los usos habituales en sucesiones precámbricas similares, y con diversos miembros). Por último, planteamos nuevas vías para buscar la correlación con otras zonas móviles de similar evolución, y proponemos un esquema evolutivo, con seis etapas netamente diferenciadas, desde finales del Arcaico hasta comienzos del Cámbrico.

* Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica (Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid). 28040 - Madrid.

ABSTRACT

«Ossa-Morena» (Hesperian Massif) constitutes a sector from a «mobile belt», where precambrian succession of materials is quite complex and considerably thick, with important unconformities here included. Regional Precambrian knowledge evolution is considered in this paper (including the more important controversies and updated views of the problem). A stratigraphical log grouping three different great assemblage, «Beturian», «Alcudian» and «Uppermost Precambrian», is proposed. Each assemblage here described represents different events; available data from field studies allow us separate «unconformity-bounded units», tectosedimentary cycles, and lithostratigraphical units. Ten lithostratigraphical units are considered (at a «formation» level according to Precambrian usage).

Lately, an attempt in correlating to other «mobile belts» of similar evolution is made. Six episodes are clearly differentiated in the geological history of the studied area from archean epoch till Lower Cambrian.

INTRODUCCION

Area de referencia

Los datos propios fundamentales pertenecen a un sector de unos 5.000 Km², situado al NEE de «Ossa-Morena» central, entendida esta última según el esquema de JULIVERT, M., *et al.* (1972). Este sector corresponde la región centro-oriental de la provincia de Badajoz, e incluye una pequeña franja del extremo NW de la de Córdoba (figs. 1 y 2).

Se han tenido en cuenta también datos propios y bibliográficos de una extensa región circundante, que incluye la totalidad de «Ossa-Morena» y la parte más conocida de la vecina zona «Centro-Ibérica».

Finalmente, para tantear posibles paleoconexiones y paralelismos evolutivos, se han tomado en consideración numerosísimas sucesiones precámbricas supuestamente contemporáneas, que la literatura ha descrito en zonas móviles pericratónicas e intercratónicas de un amplio paleoentorno de más de cinco mil kilómetros de radio, que incluye conocidas áreas claves: Terranova, Armórica, N de Africa, etc.

Problema planteado: su evolución histórica y estado de la cuestión

Las exploraciones regionales de mediados del pasado siglo ya pusieron en evidencia el afloramiento en Sierra Morena de materiales meta-

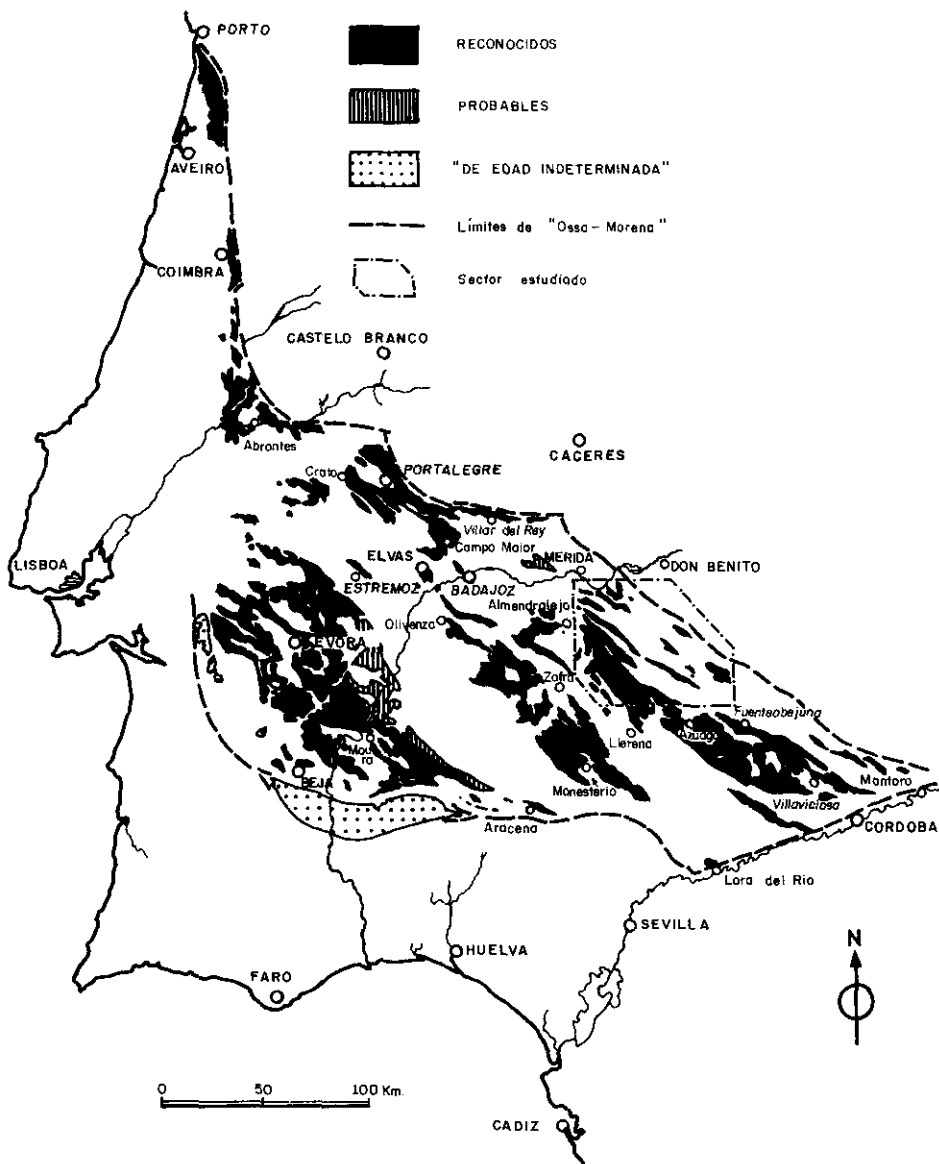


FIG. 1.—Principales afloramientos precámbricos de la zona de «Ossa-Morena», de acuerdo con la bibliografía y datos propios.

mórficos estratificados: LE PLAY, J. (1834 a y b); LUJAN, F. de (1851); GONZALO y TARIN, J. (1878, 1879), etc. Estos materiales, y otros con menor metamorfismo, fueron rápidamente y con acierto atribuidos al «Arcaico» y al «Algónquico».

Posteriormente, la estratigrafía regional entró en una larga etapa caracterizada por el olvido, apenas interrumpido por síntesis reiterativas y trabajos aislados que aportaban escasas novedades.

Hacia 1950 comenzó la cobertura regional, incompleta, de hojas geológicas a escala 1:50.000, por parte del IGME. De modo sistemático, en éstas, y en otros trabajos simultáneos, se implantó la nefasta idea de atribuir al Cámbrico, local y anómalamente metamorfozados, los materiales que los autores antiguos habían adjudicado con acierto al Precámbrico. Dicha idea tuvo amplia difusión y aceptación, de modo que, por una parte, desvió la atención de los precambristas por «Ossa-Morena», y por otra, propició durante más de veinticinco años la aparición de trabajos que negaban enfáticamente la existencia de metamorfismos prehercínicos, o que iban más lejos, al adjudicar el «Estrato Cristalino» del zócalo regional incluso al Devónico.

Ya a mediados de la década del sesenta empezaron a coexistir con esas ideas otras contrapuestas que resucitaban la atribución primitiva al Precámbrico de los materiales con metamorfismo regional generalizado, atendiendo además al contraste de la compleja polideformación de esos materiales con la más sencilla de los paleozoicos (la relación de infrayacencia respecto a Cámbrico Inferior datado no estaba aún clara).

Tras una decidida nota de VEGAS, R. (1968), fue rápida y casi unánime la aceptación de la presencia de Precámbrico en «Ossa-Morena»; otra cosa era llegar a un mínimo acuerdo respecto a la sucesión ordenada de materiales, aunque sólo fuera a escala de grandes tramos litológicos, ya que ésta es una cuestión controvertida y aún abierta. Desde 1970 se han hecho propuestas de sucesiones locales que, a pesar de ser esquemáticas, no han permitido una correlación regional unánimemente aceptada.

Estos problemas tienen unas causas fundamentales: «Ossa-Morena» es un mosaico de bloques alargados en dirección aproximada NW-SE, relacionados entre sí por grandes fracturas hercínicas de dos tipos dominantes: fallas normales o inversas con fuerte componente vertical, y desgarres sinistral con salto lateral plurikilométrico; las primeras, tras el arrasamiento posterior, hacen que bloques contiguos conserven distintos tramos de la columna general, procedentes de niveles tectonometamórficos diferentes, y a veces sin solapes que permitan la conexión; los desgarres, ponen en actual vecindad fragmentos de cuenca originalmente distantes, lo que se traduce en choques de facies entre niveles coetáneos ahora contiguos, o en un moderado diacronismo en-

tre los afloramientos de ambos lados del desgarre si lo que se mantiene es la facies.

Por otra parte, la complicada historia regional incluye sucesivos procesos de plegamiento, fracturación, plutonismo, arrasamiento, alteración, etc., que enmascaran con fuerte «ruido de fondo», o incluso eliminan, los aspectos estratigráficos fundamentales. Las características y modo de conjugarse localmente esos factores, condicionan qué fragmento de la sucesión precámbrica se conserva y aflora en cada sector, y con qué características petrográficas, texturales, y aspectos de campo, se presenta.

También es cierto que la sucesión precámbrica regional es intrínsecamente compleja y muy variable en la horizontal (como corresponde a una «banda móvil»), con múltiples discontinuidades y cambios laterales de espesores y facies, y que suma varios miles de metros (atendiendo simplemente a las potencias residuales tras varias paleoerosiones).

Además, se dan múltiples coincidencias litológicas, secuenciales, texturales, faciales, etc., entre fragmentos de la sucesión precámbrica y paleozoica, lo que propicia la confusión entre ambas, ocasionalmente, por encima del «Beturiense Superior».

Como resultado de la conjunción de los problemas expuestos con otros varios de índole extrageológica, la «infraestructura básica» para conocer el Precámbrico de «Ossa-Morena» está incompleta: no existe aún inventario fiable de todos los afloramientos precámbricos regionales; hay penuria de columnas locales unánimemente aceptadas en su orden de superposición de tramos, edad de éstos, y discontinuidades intercaladas; las correlaciones son por ahora simples comparaciones basadas en los más dispares criterios; se dan aún casos de confusión de sucesiones aisladas precámbricas y paleozoicas (fig. 1).

Atendiendo a aspectos positivos, la cartografía regional avanza rápidamente en el momento actual, basada en el plan MAGNA, en diversas tesis doctorales, y en planes de investigación minera, resultando un control litoestructural aceptable aunque con discrepancias cronoe stratigráficas. Las proposiciones de sucesiones locales tienen ya el factor común de admitir tres grandes conjuntos superpuestos. Han comenzado las primeras dataciones con acritarcos, tras algunos tanteos iniciales poco rigurosos. Las primeras dataciones absolutas han dado edades hercínicas y cadomienses, que sin duda se refieren al metamorfismo local más tardío. Se han esbozado tímidos tanteos de correlación con áreas lejanas (sobre todo Armórica, Tronco Moldanúbico y Precámbrico ruso con acritarcos).

En el sector de «Ossa-Morena» que estudiamos hay propuesta una sucesión precámbrica por J. CHACON, referida al subsector SW, y desarrollada fundamentalmente entre 1974 y 1979 con matizaciones pos-

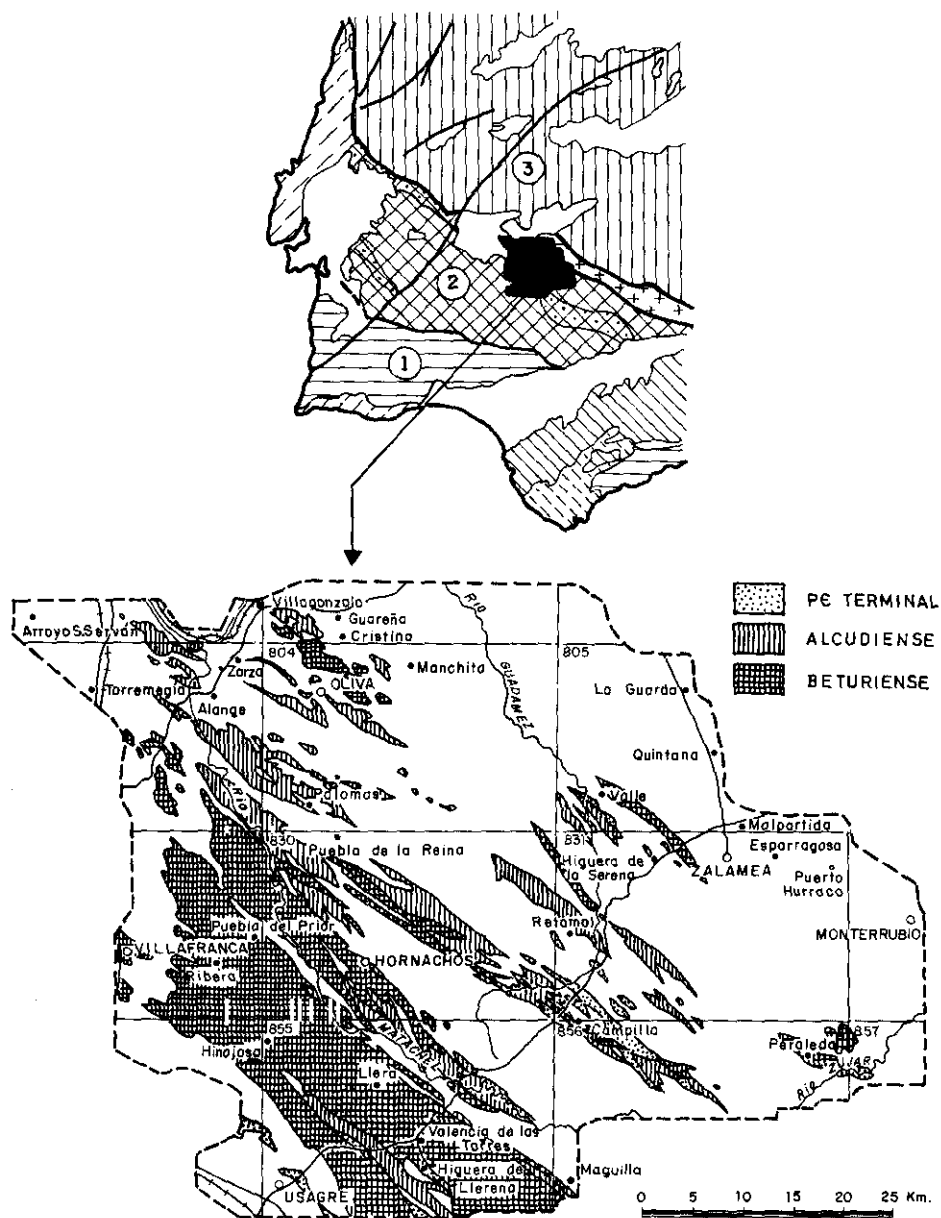


FIG. 2.—Arriba: sobre el esquema de Julivert, M. *et al.* (1972), modificado, que distingue las zonas «Sur-Portuguesa» (1), «Ossa-Morena» (2), y «Centro-Ibérica» (3), se señala el área estudiada.

Abajo: sobre la distribución de hojas del Mapa Topográfico a e. 1 : 50.000 en dicha área, se distinguen los principales afloramientos precámbricos encontrados.

teriores. Mantenemos algunas discrepancias en cuanto a orden de superposición de unidades menores con rango de «formación».

La aportación estratigráfica de BLADIER, Y. (1974) la soslayamos por los gruesos errores que muestra, supeditando los hechos a una teoría, de escuela, que ya nadie admite.

Por parte de nuestro equipo, presentábamos en 1977 una sucesión precámbrica de grandes tramos superpuestos, que fue matizada en 1981, y que básicamente mantenemos en trabajos posteriores. Así, en nuestro reciente trabajo de Tesis (1984), proponemos y estudiamos tres grandes «conjuntos tectosedimentarios», que llamamos «Beturiense», «Alcudiense» y «Precámbrico Terminal», que a su vez subdividimos en otros menores y, finalmente, en diez grandes «formaciones» con diversos miembros, con especial cuidado en cuanto a criterios de superposición, edades relativas, lagunas, y similitudes y diferencias con la vecina «Zona Centro-Ibérica».

Las correlaciones extrapeninsulares tuvieron unas tentativas muy precoces (BARROIS, MACPHERSON, GROTH, etc.); se concretaron más a partir de 1970 (TAMAIN, G., y OVTRACHT, A., 1971 a y b; TAMAIN, G., 1973; CHACON, J., 1979 a y b, etc.); se amplían, en nuestro trabajo antecitado, las posibilidades de correlación con numerosas sucesiones típicas de zonas móviles y áreas pericratónicas del NE americano, Europa y mitad N de Africa.

Del sector de «Ossa-Morena» que hemos estudiado tenemos numerosas sucesiones litoestratigráficas parciales cuya columna sintética aquí se expondrá, aunque tenemos aún gran penuria de dataciones absolutas y micropaleontológicas, y de datos petrológicos y geoquímicos.

En cuanto a otros sectores regionales, las columnas precámbricas son fragmentarias (por la compartimentación en bloques limitados por grandes fallas) y de un detalle generalmente escaso, lo que sólo permite por ahora comparaciones y esquemas a nivel de muy grandes unidades.

Objetivo y métodos de este trabajo

Pretendemos abrir nuevas vías que rompan una situación de estancamiento en el conocimiento del Precámbrico regional. Como juzgamos que esta situación se debe en parte a un escepticismo habitual hacia las columnas de los demás autores en los demás sectores, no solamente vamos a hacer nuestra propuesta local cuidadosamente elaborada, sino que vamos a contrastarla con una amplia selección de sucesiones locales, síntesis y datos importantes, lo que demostraría que «Ossa-Morena» no es una excepción estratigráfica con decenas de co-

lumnas precámbricas incongruentes, sino que responde a un modelo armónico con las típicas variaciones laterales.

La columna sintética local procede de la lectura de cartografía litoestructural propia (a escala aproximada 1:30.000) de un área continua de más de 4.500 Km² y del análisis de casi un centenar de cortes de campo. Se hizo un estudio somero de unas 4.000 muestras, y el estudio petrográfico de más de 300 láminas (en el cual nos ayudó decisivamente la doctora Mercedes PEINADO, con la esporádica intervención de otros miembros del Departamento de Petrología de la UCM).

La correlación interna en «Ossa-Morena», «Centro-Ibérica» próxima, y resto del Macizo Hespérico, se ha basado en el análisis de multitud de columnas contrastadas personalmente en campo (fig. 4 y otras no señaladas).

Las «comparaciones» extrapeninsulares, previas a verdaderas correlaciones, se han basado en un análisis exhaustivo de multitud de sucesiones de áreas móviles, de alta fiabilidad por sus autores y por la calidad de afloramiento. No insistiremos aquí, por razones de espacio, en la discusión y resultados de estas tentativas de «telecorrelación» provisional, que ya permiten tantear sugestivos paralelismos y paleoconexiones.

SUCESION PRECAMBRICA DEL SECTOR ESTUDIADO: UNIDADES PROPUESTAS Y SU DESCRIPCION

Diversos autores y en distintos momentos coinciden en la identificación de los tres macroconjuntos precámbricos regionales que proponemos:

- *Inferior*: polimetamórfico (hasta grado «alto»), con migmatitas, gneises, anfibolitas, cuarcitas, esquistos...
- *Intermedio*: con metamorfismo más bajo, y predominio de metapelitas, metagrauvascas...
- *Superior*: habitualmente arquimetamórfico, volcánico y volcánico-detritico: andesitas...

En nuestro sector, y con validez para un amplio entorno, ya hace tiempo que hemos definido los tres macroconjuntos correspondientes a esos tres regionales:

- *PCb* («Beturiense»): Supergrupo, que previamente hemos considerado «Supersintema» (delimitado por discordancias) y «complejo» litoestratigráfico.

- *PCa* («*Alcudiense*»): Supergrupo? que previamente hemos considerado «supersintema» y «complejo».
- *PCt* («*Precámbrico terminal*»): Grupo?, que primeramente considerábase «sintema», y que todavía es prácticamente un complejo.

Por ahora es incuestionable que el criterio más apropiado de clasificación de estas macrounidades es el genético, de modo que serían «Conjuntos Tectono-Sedimentario-Magmático-Metamórficos» (que de forma más convencional y operativa vamos a llamar simplemente «Conjuntos Tectosedimentarios»).

«Beturiense» y «Alcudiense» no son internamente homogéneos y continuos. Así, en el primero (*PCb*), hemos distinguido dos subconjuntos tectosedimentarios, uno «Inferior» (*PCb-1*) predominantemente ortoderivado, y otro «Superior» (*PCb-2*), fundamentalmente metasedimentario; hay discordancia entre ambos subconjuntos, e incluso una discontinuidad interna dentro de *PCb-2* aconsejaría subdividirlo, aunque desgraciadamente el nuevo embalse de El Molino (Matachel, al S de Hornachos) ha cubierto el mejor afloramiento de esa discordancia.

Del mismo modo, en el «Alcudiense» (*PCa*), todo él metasedimentario, se han separado dos subconjuntos, uno inferior (*PCa-1*) y otro superior (*PCa-2*), si bien el último se conoce aún muy deficientemente.

En cuanto al conjunto «Precámbrico Terminal» (*PCt*), cuyos espesores y complejidad son menores, lo dividimos —por seguir la sistemática— en dos subconjuntos (*PCt-1* y *PCt-2*), también de rango menor que los subconjuntos de *PCb* y de *PCa*.

Estos tres grandes conjuntos reflejan tres grandes etapas de la historia precámbrica regional, y litoestratigráficamente están representados por dos supergrupos y un gran grupo. Los dos primeros se subdividen en dos grupos (aunque quizás *PCb* debiera subdividirse en tres si los límites internos afloraran bien). Se tienen, pues, cinco grupos, que a su vez se han desglosado en diez formaciones, y algunas de éstas en miembros. Formaciones y miembros son aquí unidades muy complejas y potentes comparadas con las de igual rango del Fanerozoico, lo cual es uso admitido en Precámbricos con tectónica complicada y grandes espesores.

Los rasgos definitorios de los grandes conjuntos son los siguientes (fig. 3):

*«*Beturiense*» (*PCb*)

a) El nombre hace referencia a la denominación pre-romana de la región estudiada (*Boeturia* o *Veturia*); fue propuesto por nuestro equi-

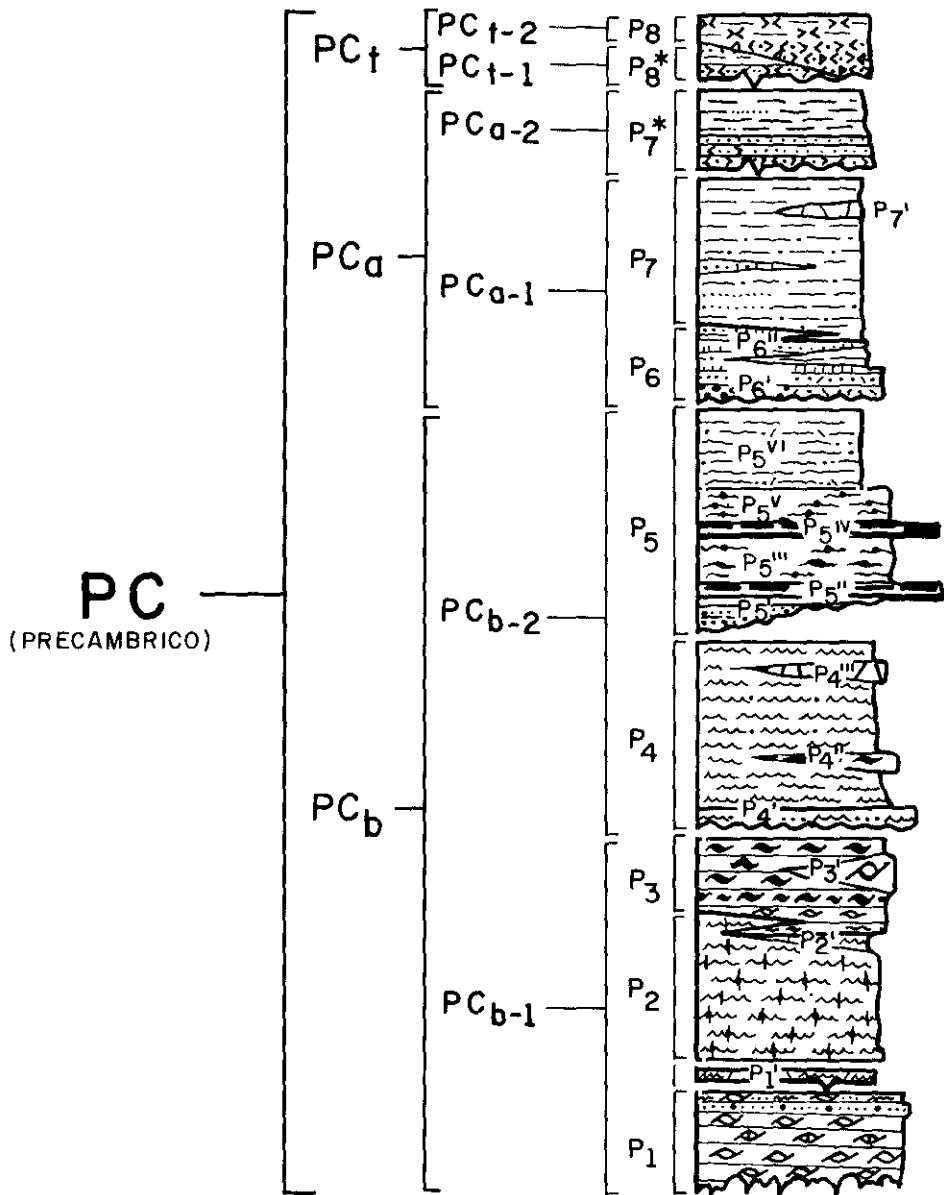


FIG. 3.—Esquema estratigráfico, según una columna sintética del Precámbrico del sector estudiado al NEE de «Ossa-Morena». El significado de siglas y símbolos litológicos se explica detalladamente en el texto.

po en la Reunión sobre los proyectos 2 y 22 del PICG de 1976 en Toledo, y publicado en HERRANZ, P., *et al.* (1977). La terminación «iense» no significa piso, sino algo más complejo; la empleamos por seguir los usos de Precámbrico, aunque quizás fuera más adecuado «Betúrico».

b) Según los aspectos considerados, hemos supuesto sucesivamente esta macrounidad como un «complejo», un «supersistema», un «conjunto tectosedimentario» y un «supergrupo». Consta de dos «sistemas» o «grupos». «Beturiense Inferior» (PCb-1), con tres unidades, P1, P2, P3, y «Beturiense Superior» (PCb-2), con dos unidades, P4 y P5. Ya hemos indicado la posibilidad de que el «Beturiense Superior» pudiera dividirse en dos grupos si el contacto entre P4 y P5 contemplado regionalmente resultara netamente discordante de modo ubicuo.

c) Esta macrounidad carece de antecedentes estrictos. Ya hemos visto al reseñar trabajos precedentes la nomenclatura informal referente a los materiales «beturienses» (frecuentemente con mezcla de otros ígneos o más modernos): «Arcaico», «Estrato Cristalino», Supergrupos de «Arroyo Argallón» y «Río Bembézar», «Serie Negra», etc. En HERRANZ, P. (1983), llamábamos al «Beturiense» (extrapolado al resto de «Ossa-Morena») «Complejo Inferior».

d) El estratotipo, de síntesis, habrá de ser discutido y formado a partir de datos procedentes de varias secciones del eje Porto-Badajoz-Córdoba, núcleo Olivenza-Monesterio y macizo Evora-Beja-Aracena. Nuestra aportación se refiere a una amplia banda SW-NE que corta al eje antecitado a la altura del Matachel Medio, y que cubre también los alrededores de Campillo de Llerena y de Peraleda de Zaucejo.

e) Las características esenciales del conjunto «Beturiense» son las siguientes en cuanto a espesores, litologías y límites:

Potencia total, conservada y visible, muy variable, según los estratotipos parciales que se elijan (entre 4.000 y 5.000 m.). Los espesores parciales conservados de las diferentes unidades que componen PCb creemos que son residuales y que representan sólo una fracción de los espesores originales. Las discontinuidades intercaladas y la de techo (HERRANZ, P., *in lit.*) encerrarían lagunas importantes por suma de hiatos + vacíos erosionales fuertes. Ocasionalmente, la unidad P4 no debe conservar más del 20 % de su potencia inicial, y P5 podría conservar sólo el 50 %. Si se atiende a aspectos cronológicos, la relación entre tiempo total registrado por depósitos y tiempo representado por lagunas sería aún más desfavorable.

Un primer cálculo tendente a cuantificar la magnitud de las lagunas «beturienses» se ha basado en la observación de estos hechos asociados a discontinuidades: saltos de metamorfismo; saltos de «nivel tectónico» (distinta microdeformación); paleoalteraciones profundas; cambios bruscos de paleoambiente sedimentario (impensables como resultantes de un proceso instantáneo); ausencias (por supuesta paleoero-

sión «prediscontinuidad») de términos altos de finales de ciclos (que en buena lógica debiera depositarse como culminación de las macroseuencias infrayacentes a discordancias); comparación con sucesiones análogas, más completas y supuestamente correlativas.

El conjunto «beturiense» consta de numerosos litosomas estratiformes y lenticulares, metasedimentarios, ortoderivados, y de origen confuso. Visto globalmente todo el conjunto, dominan, por orden de espesores, esquistos metasedimentarios, anfibolitas y términos afines, gneises, esquistos ortoderivados, cuarcitas y calizas (muy escasas).

El límite inferior no es accesible por ser la macrounidad más baja. Los límites laterales, como conjunto, exceden del ámbito de «Ossa-Morena», aunque dentro de ésta lleguen a desaparecer por acuñaamiento varias unidades menores. A techo hay discordancia angular suave con la base del Alcudiense.

Se subdivide el «Beturiense», según se dijo, en «Inferior» (PCb-1) y «Superior» (PCb-2). El primero comprende las unidades litoestratigráficas P1, P2 y P3, y el segundo las P4 y P5.

f) Regionalmente está presente el «Beturiense» en todas las grandes estructuras antiformes y *horsts* suficientemente erosionados, si bien en cada sector afloran materiales distintos no sólo por variaciones locales de la columna, sino por efectos tectónicos y erosivos diferentes. Así, por ejemplo, la falta de afloramiento de «Beturiense Inferior» seguro al NE de la gran «Falla de Campillo» podría deberse a una insuficiente erosión respecto al SW. No se han establecido las causas, primarias o secundarias, de la ausencia (por ahora) de materiales «beturienses» en la «Zona Centro-Ibérica» contigua. La superficie total ocupada por materiales asimilables a los del «Beturiense» excede sin duda los 6.000 Km² en «Ossa-Morena».

g) Los aspectos genéticos se mostrarán, por separado, al describir los conjuntos PCb-1, PCb-2 y las unidades en que se desglosa el «Beturiense». Mostraremos también una propuesta de historia precámbrica. Aquí, adelantaremos que el macroconjunto incluiría una etapa con fracturación y magmatismos básico y ácido, otra posterior con sedimentación terrígena, y una tercera (etapa distensiva?) con sedimentación pelítico-silíceo (pelágica?) y magmatismos básicos.

h) Los tanteos de correlación son aún incipientes, pero sucesiones precámbricas con edades y elementos comunes con el «Beturiense» se conocen desde hace tiempo en áreas móviles y pericratónicas. Destacamos algunas sucesiones del E del Escudo Canadiense, Groenlandia, Hébridias-Escocia (Lewisiense), Marcizo Armoricano (Pentevriense), Ante-Atlas, Dorsal Reguibat, Hoggar, SE de Libia, Desierto Oriental de Egipto, W de Arabia y Escudo Báltico.

i) No hay datos directos para acotar la edad del «Beturiense». Por comparación con muchas sucesiones de edad conocida, parece que los

materiales más antiguos no deben rebasar los 2.700 M. A. (Arcaico terminal) y que los más recientes deben tener al menos unos 1.000-1.200 M. A. (parte baja del Proterozoico medio).

j) Las referencias fundamentales al «Beturiense» o su equivalente regional se encuentran en los antecedentes ya expuestos.

«Beturiense Inferior» (PCb-1)

a) El nombre es, lógicamente, una simple precisión del término «Beturiense» ya conocido.

b) Ha sido considerado sucesivamente un «complejo», un «sintema» y un «subconjunto tectosedimentario». Litoestratigráficamente sería un «grupo». Comprende tres grandes unidades litoestratigráficas, P1, P2, P3, de gran espesor y complejas pero que asimilamos a formaciones según los usos en sucesiones precámbricas similares.

c) Los antecedentes como unidad constituyente del «Beturiense» son exclusivamente los ya citados de nuestro equipo. Referencias más o menos concretas a los materiales gneísicos y anfibólicos de «Ossa-Morena» hablan indirectamente de PCb-1 y también las hemos citado antes. La persistente idea de que la «banda blastomilonítica» reflejaba exclusivamente un acontecimiento hercínico (incluso tardío) impidió la individualización estratigráfica del subconjunto y su tratamiento como tal en la bibliografía. Recuérdese que en HERRANZ, P. (1983), a la extrapolación al resto de «Ossa-Morena» de la unidad PCb-1 la llamábamos «Unidad Inferior» del «Complejo Inferior».

d) Los cortes en que se basaría un futuro estratotipo son los de la banda blastomilonítica desde Ribera del Fresno a Higuera de Llerena, con apoyos sustanciales en Mina Pino (NW de Hornachos) y sector de Azuaga. El estratotipo sería, pues, sintético, y si se extiende regionalmente la validez de PCb-1, habrá que tener en cuenta los afloramientos de Olivenza-Monesterio, Lora del Río, Cerro Muriano y Macizo Evara-Beja.

e) En el sector Ribera—Higuera de la banda blastomilonítica, las características esenciales del PCb-1 son las siguientes: comprende los 2.000-3.000 m. más bajos visibles conservados; las tres unidades, que después describiremos, están constituidas, respectivamente, por: ortogneises metagraníticos intensamente deformados; anfibolitas, esquistos y gneises anfibólicos fuertemente linealizados; gneises orto- y paraderivados, muy ricos en plagioclasa albitica y biotita, frecuentemente miloníticos y blastomiloníticos. En cuanto a límites, el inferior no aflora; a techo hemos visto discordancia angular moderada con la base del «Beturiense Superior» PCb-2; lateralmente, los límites exceden del ámbito de «Ossa-Morena», aunque internamente las relaciones de P2 con P3 son de complejísima indentación hasta llegar al relevo total, mien-

tras que P1 es una unidad problemática en su relación con el resto de los materiales, que sólo aflora en determinados «ojales», y que suponemos encajada como «domo gneísico» según se verá.

PCb-1 se divide en esas tres unidades fundamentales ya citadas, y no hemos establecido aún miembros en ellas (salvo P2', esquistoso, y P3' gneis glandular alcalino), aunque se distinguen subtramos litológicos locales, susceptibles de generar nuevos miembros. Además, una problemática y delgada banda esquistosa, P1', intercalada entre P2 y P1, pudiera encerrar la clave de la primitiva naturaleza y significado de P1.

Las características esenciales de las unidades litoestratigráficas en que se divide PCb-1 son las siguientes:

- *Unidad P1.*—Utilizamos preferentemente la sigla cartográfica P1, y también los nombres informales «gneises inferiores» y «gneises de Ribera-Peñarresbala». El nombre formal adecuado sería «Formación Ribera del Fresno». Es una unidad litoestratigráfica aún informal, con rango provisional de «formación» de acuerdo con los criterios usuales en Precámbrico; incluye diferenciaciones litológicas estratiformes continuas que podrán dar «miembros»; por ahora sólo se ha distinguido uno a techo, P1', que paradójicamente guarda una confusa relación genética con el resto. Términos sinónimos o correlativos regionales son, entre otros, «Ortogneis de Ribera del Fresno», «Ortogneises de Llera», «Ortogneis de Las Minillas» y, quizás, «Ortogneis de Aceuchal». Los cortes idóneos para establecer estratotipos están al NW de Hinojosa del Valle. El espesor máximo visible en un mismo corte está próximo a los 500 m., no aflorando nunca el muro por ser la unidad situada más baja físicamente de toda la región. Los 250-350 m. inferiores son de ortogneises ocelares filonitizados, a veces miloníticos, en que domina trituración sobre recristalización. Los porfidoclastos constituyen el 50 a 80 % de la masa y tienen formas elipsoidales o fusiformes, y tamaños habituales entre 5 y 12 mm.; suelen ser de ortosa microclinizada, con maculado, pertitización, trituración, rotación, etc.; los bordes de los porfidoclastos son complejos, y hay relleno de grietas y mirmequitización que se extienden a la matriz. Hay cuarzo de hasta tres generaciones. La mesostasis está constituida fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico, albita (más cálcica en los granos más finos), biotita y micas claras diversas; tiene un bandeo con tendencia lepidoblástica por yuxtaposición de lenticulas microtransposicionales, poliminerales y micáceas; la foliación resultante está polideformada, sin dar crenulación propiamente dicha ni lineaciones claras. Los accesorios más frecuentes son (junto con clorita y otras micas retromórficas), circón, apatito, esfena, granate (precoz, transformado y roto habitualmente), topacio, rutilo, óxidos y opacos. Los 60-100 m. siguientes, superpuestos estratiformemente, tienen tonalidades más rojizas, foliación más neta y

porfidoclastos menores; mayor proporción de micas (sobre todo de moscovita), y más baja cantidad de plagioclasa frente a feldespato potásico (aquí rosado por lo general). Sigue un tramo de unos 20-40 m. caracterizado por el empobrecimiento en feldespatos (sobre todo en porfidoclastos), dando lugar a un gneis de grano medio o fino, incluso con aspecto de cuarzoeskisto grosero; acompañan al cuarzo microlina, albita menuda, moscovita y biotita supeditada, opacos, circón, óxidos y granates clortizados; las tonalidades de campo son amarillentas. Sigue una singular banda estratiforme de 3 a 6 m., que destaca morfológicamente; parece una cuarcita grosera esquistosada; tiene complejas microdeformaciones y recristalizaciones y una cantidad importante de topacios que pueden dar un moteado rosa, así como moscovita precoz microplegada. Siguen 60-120 m. de alternancia irregular de gneises cuarzo-feldespáticos, ortogneises ocelares, esquistos biotíticos pardos, gneises cuarzo-moscovíticos, etc. Finalmente, la subunidad P1', que incluso pudiera estar discordante con el resto, es un paquete de 10 a 70 m. de espesor, que consta de cuarzoeskistos con porfidoclastos feldespáticos aislados, paragneises biotíticos, cuarzoeskistos biotítico-anfibólicos, etc.; en otras áreas consta de monótonos esquistos meta-micrograuváquicos, cuarzoeskistos metapelíticos (biotíticos) y esquistos anfibólicos.

Los límites inferiores y laterales de P1 no son visibles. La naturaleza del límite superior depende de la génesis que se admita y en función de esto sería una discontinuidad estratigráfica o un contacto intrusivo.

Regionalmente parece casi segura la unidad de génesis de tres ojales alineados: Aceuchal-Ribera-Minillas (Azuaga). El afloramiento que nos ocupa sumaría unos 40 Km².

La génesis de P1 es problemática y no la discutimos aquí. Hay datos que inclinan a pensar en un antiguo zócalo y otros que apuntan a un proceso intrusivo posterior al «Beturiense Inferior» y anterior al «Cámbrico». Sintetizando, y de acuerdo con muchos modelos contemplados, nos inclinamos por un «domo gneísico» con muy larga historia, que pudo partir de la removilización profunda de un zócalo granítico, y del ascenso «diapírico», complejísimo y escalonado, como núcleo de la banda blastomilonítica. El cuerpo gneísico está flanqueado por dos grandes fracturas (una de ellas rellena de rocas ultrabásicas), y su foliación y bandeado estratiforme, concordantes, dibujan un perfecto anticlinal asimétrico.

Por conveniencia, y de acuerdo con los usos en Precámbricos poli-metamórficos, seguimos considerando P1 parte del «Beturiense», ya que no tiene «edad», sino «historia», que podría extenderse desde el Arcaico hasta la orogenia hercínica, y está perfectamente imbricada en la serie.

La edad que BLATRIX y BURG calcularon sobre biotitas de esta unidad (331 ± 6 M. A., 40 Ar-39 Ar) podría coincidir con la del vulcanismo viseense de los alrededores, o bien ser la del definitivo ascenso de P1 a niveles tectono-metamórficos superiores.

• *Unidad P2.*—La distinguimos por la sigla cartográfica habitual y por los términos coloquiales sucesivos «Conjunto anfibólico», «Anfibolitas y gneises anfibólicos» y «Tramo anfibólico». Quizás el nombre formal más adecuado sea el de «Formación Hinojosa».

Se trataría de una «formación», a pesar de que todavía es casi un «complejo» de gran espesor. La variabilidad lateral hará difícil el desglose en miembros (por ahora sólo hemos distinguido uno, P2').

Términos regionales parcialmente equivalentes a P2 son, entre otros, el «Tramo de Las Mesas», un tramo de la «Formación Valencia de las Torres» + «Formación del Reventón», parte de la «*Série Leptyno-amphibolique*», etc. (véanse los antecedentes).

El estratotipo, sintético, se basaría fundamentalmente en cortes parciales realizados al NW de Hinojosa del Valle (en la banda blastomilonítica), con apoyo de pequeños cortes al W de Mina Pino (NW de Hornachos) y en el sector Valencia de las Torres-Higuera de Llerena.

El espesor total conservado no es medible directamente; por complicadas deducciones sobre cortes y cartografía se deducen espesores máximos entre 1.300 y 1.700 m. El valor máximo inicial en el ámbito regional quizás alcanzó los 2.500 m. o más. En cuanto al elemento P2', que incluye complejas digitaciones, su espesor oscila entre pocas decenas de metros y varios centenares.

Excluyendo P2', P2 está constituida prácticamente por anfibolitas, ortogneises anfibólicos y esquistos anfibólicos, en variable alternancia de niveles lenticulares o estratiformes de 2 a 70 m. de espesor. Algunas de las litologías más características son:

- Anfibolitas negruzco-verdosas linealizadas o con microbandeado transposicional, ortoderivadas, con hornblenda, plagioclasa alterada, biotita, opacos, apatito, esfena y granates; clorita, calcita y óxidos secundarios.
- Anfibolitas gneísicas o con bandeado blanco/negruzco-verdoso, con anfíboles verdoso-azulados, plagioclasa de muy variable contenido cálcico y epidota abundante. Accesorios: biotita, apatito, granates, cuarzo, óxidos y opacos. Algún resto de piroxeno semi-transformado. Abundantes secundarios.
- Ortogneises anfibólicos, con hornblenda, plagioclasa (albita-oligoclasa), biotita escasa; esfena, óxidos, opacos y clorita. A veces, prehnita secundaria.

- Ortogneises anfibólicos, alcalinos, con tendencia nematoblástica. Los pequeños porfidoclastos suelen ser de feldespato potásico, mientras que el feldespato que frecuentemente los envuelve y el de la mesostasis suele ser albita. Otros componentes frecuentes son hornblenda, esfena, biotita y clorita (secundaria). Accesorios frecuentes son apatito, cuarzo, opacos, alanita y granates.
- Esquistos anfibólicos, grises verdosos, a veces microgneísicos y otras nematoblásticos. Tienen anfíbol verdoso, biotita, epidota, plagioclasa (albita-oligoclasa), esfena y, a veces, feldespato potásico. Accesorios: cuarzo, esfena, opacos idiomorfos. Ocasionalmente, clorita secundaria abundante.

En cuanto a la subunidad P2', incluye:

- Esquistos cuarcíticos y metaarcósicos, con cuarzo, moscovita, biotita, albita, feldespato potásico, óxidos y opacos.
- Cuarzoesquistos grises de tendencia microgneísica y suave crenulación, con cuarzo, feldespato potásico, biotita, plagioclasa y moscovita.
- Esquistos cataclásticos, protogneísicos, con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa más fina, biotita, moscovita, almandino; óxidos opacos y anfíboles como accesorios.

El límite inferior parece transicional desde P1', pero de todas formas habrá que esperar a conocer la exacta génesis de P1 para reinterpretarlo. Los límites laterales se desconocen por quedar bajo cobertera más reciente. El límite superior es una compleja indentación con P3, progresiva hasta el total relevo por esta última.

Aunque, equivalentes a P2 se siguen hacia el SE y SW, probablemente los espesores mayores están en nuestro sector de la banda blastomilonítica, entre Valencia de las Torres y Villafranca de los Barros.

P2, junto con su entorno stratigráfico, podría representar el relleno de un «cinturón de rocas verdes» o de fosas pericratónicas durante una fracturación activa. Parece descartado, por sedimentos acompañantes, un vulcanismo oceánico. Es imprescindible una caracterización geológica masiva, con el tratamiento estadístico habitual, y que tenga en cuenta las transformaciones durante el polimetamorfismo y las posibles relaciones con el grueso dique ultrabásico de Peñarresbala.

En esta unidad hay episodios volcánicos (mayoritariamente submarinos), subvolcánicos, vulcanodetríticos y netamente sedimentarios, a juzgar por los materiales y la geometría del yacimiento.

Por comparación de P2 y niveles suprayacentes con otros supuestamente correlativos y datados de otras áreas, parece posible una edad finiarcaica, hacia los -2.700/-2.500 M. A.

Bibliográficamente, hay que añadir a los trabajos regionalistas ya citados aquellos que describen modelos de «cinturones de rocas verdes», series toleíticas y komatiíticas, y procesos estadísticos para diferenciación geoquímica de magmas originales («análisis factorial discriminante», etc.).

• *Unidad P3.*—Utilizamos informalmente para nombrarla las siglas cartográficas, y el término coloquial «Gneises superiores». La denominación formal podría ser «Formación Canchalosa/Mina Pino», atendiendo a dos áreas en que se dan los afloramientos parciales más expresivos.

Esta unidad es todavía un «complejo», que según los usos en sucesiones precámbricas debe transformarse en «formación». Por ahora sólo hay un miembro claramente diferenciable, P3', que llamaremos «Miembro Higuera de Llerena».

Son múltiples las referencias en el sector estudiado, y en toda la «banda blastomilonítica», a orto- y paragneises de algún modo asociados a series anfibólicas. Destacamos como términos más conocidos que parcialmente equivalen a P3: el «Tramo de Paragneis de Arroyo Argallón», la «Formación Las Grullas» + «Formación Valencia de Las Torres» (*p. p.*), la «Formación Llera», etc. (ver antecedentes).

Se trata de un conjunto sumamente complejo, variable lateralmente de modo que ningún corte aislado daría estratotipo representativo. Los mejores afloramientos para una síntesis se dan al E del Cortijo de La Canchalosa (E de Hinojosa) y en Mina Pino y alrededores (NW de Hornachos).

Las características esenciales son, en esquema, las siguientes: los espesores máximos conservados son próximos a 500 m. y resultan de la suma de múltiples digitaciones encajadas en P2. El «miembro» P3' se presenta en forma de dos lentejones de 5 y 8 Km. de longitud y un espesor que puede rebasar los 150 m. Las litologías más típicas de P3 son:

- Gneises de grano medio, con características intermedias «orto»/«para», y texturas cataclásticas, miloníticas y blastomiloníticas. Tienen porfidoclastos de microlina maclada con bordes mirmequíticos y otros más pequeños de cuarzo, albita, granate, micas diversas, etc. La matriz denota flujo intenso, con cuarzo, biotita, moscovita escasa, plagioclasa albítica y sericita tardía. Se llegan a alcanzar distena y sílimanita de neoformación, junto a la Falla de Higuera/Azuaga. Otros accesorios son apatito, circón y opacos alotrimorfos.
- Ortogneises alcalinos con porfidoclastos gruesos de ortosa y otros menores de plagioclasa sódica y de cuarzo, en todos los ca-

sos con bordes complejos, rotación y trituración. La mesostasis tiene cuarzo, albita-oligoclasa, biotita, epidota y moscovita supereditada. Accesorios: granates cloritizados, turmalina, apatito y hornblenda. Secundarios: clorita, calcita, cuarzo, óxidos y opacos residuales.

- Leptinitas s. l., bandeadas, con fortísimo estiramiento transposicional entre otras microdeformaciones. Muy ricas en cuarzo heterométrico, tienen escasa albita, biotita cloritizada. Accesorios: anfíbol, granate cloritizado, distena, silimanita, opacos, óxidos y moscovita.

En cuanto a P3', que ha sido estudiado monográficamente por CHACON (como «Gneises milonitas de Higuera de Llerena»), respecto a textura, composición, génesis, etc., resumimos:

- Se trata de «gneises glandulares» con grandes porfidoclastos subangulosos, de 1 a 4 cm. (centil 6 cm.), y toda una gradación por debajo hasta formar parte de la mesostasis; los de mayor tamaño suelen ser monocristalinos de ortosa microclinizada, a veces pertítica, con frecuentes bordes mirmequíticos y albita envolvente. Otras glándulas menores son policristalinas, y las hay con inclusiones (cuarzo, plagioclasa, silimanita). Hay datos para demostrar la precedencia de clastos respecto al desarrollo fundamental de la foliación de la mesostasis. Otros porfidoclastos menudos son de plagioclasa y de cuarzo. La mesostasis tiene textura que varía entre milonítica y cataclásica, con microplegado del imperfecto bandeo resultante; tiene cuarzo heterométrico, plagioclasa, mucha biotita y cantidades menores de granate, moscovita, distena y silimanita (local). Accesorios: circón, apatito, rutilo, estauroilita y opacos. Secundarios: micas retromórficas, óxidos, opacos y calcita. No entramos aquí en la compleja historia tectónica y metamórfica de esta subunidad.

El límite inferior y los límites laterales de P3 son una misma cosa, pues el paso desde P2 es una progresiva indentación. Como P4 está discordante sobre P3, hay una evidente laguna a techo, de modo que no se puede precisar cómo fue originalmente el techo de la sucesión, aunque la tendencia aparente sería la de terminar con sedimentación pelítica dominante.

Materiales equivalentes a los de P3 están descritos y los hemos visto en toda «Ossa Morena», tanto longitudinalmente (desde las cercanías de Aveiro hasta las de Córdoba) como transversalmente (banda blastomilotónica, núcleo Olivenza-Monesterio, núcleo Evora-Beja, Lora del Río).

La Génesis de P3 respondería al episodio magmático ácido, tardío, frecuente en los modelos evolutivos de «cinturones de rocas verdes». Tendría episodios subvolcánicos, efusivos (subacuáticos?), vulcanodetríticos y netamente sedimentarios. Queda por demostrar si existió un mecanismo de «granitos de pantalla» del hipotético «cinturón» en la raíz del magmatismo que dio P3.

f) No hay cartografía regional adecuada para medir la superficie ocupada en «Ossa-Morena» por materiales de PCb-1 y sus equivalentes locales, aunque puede hablarse ya de al menos unos 1.500 Km² de afloramiento. No consideramos «beturienses inferiores» los granitoides algo orientados, pero evidentemente más tardíos que P1, que en Olivenza-Monesterio, Alentejo y extremo NW de «Ossa-Morena» cortan claramente las unidades precámbricas más antiguas sin adaptación a sus estructuras. Dejando aparte el caso de P1 (que aparece en una alineación de «ojales» en el mismo núcleo de la banda blastomilonítica), P2 y P3 dominan alternativamente según localidades; así, P2 es hegemónica en el sector Ribera-Hinojosa y cede en espesor e importancia hacia NW (Portugal central), SE (Córdoba), SW (Olivenza-Monesterio) y N (NW de Hornachos).

g) Planteamos la hipótesis genética de que P2 + P3 representen la parte fundamental del desarrollo de un «cinturón de rocas verdes» finiarcaico, o de cualquier otro relleno magmático en un proceso de *rifting* pericontinental. Ya vimos que la génesis y edad de P1 son aún más problemáticas, aunque nos inclinamos por un proceso de desarrollo de «domo gneísico» granítico, al igual que los que se dan en estadios tardíos o póstumos de algunos «cinturones».

h) La correlación interna de PCb-1 en el ámbito de «Ossa-Morena» es relativamente sencilla y segura hasta regiones tan alejadas como el NE de Aveiro (Fradelos). En la vecina «Zona Centroibérica» no parecen aflorar niveles precámbricos tan antiguos. En cuanto a materiales similares de los «complejos» galaicos y del de Morais-Bragança, el problema fundamental para establecer comparaciones está en las contrapuestas ideas que, respecto a sus edades, han tenido quienes los conocen a fondo. Fuera del ámbito peninsular son llamativas las concomitancias en cuanto a materiales y macrosecuencias con sucesiones típicas de cinturones de rocas verdes del Escudo Báltico (Suosalmi Khumo, Finlandia) y de Africa. Destacan las similitudes con áreas extensas del actual N africano, en que aparecen elementos como la banda blastomilonítica de Il Passo y «Serie de Uweinat» (Libia); el «Grupo de Amsaga» y equivalentes del dominio Mauritania-Reguibat; la «Serie de Abu Harik» del N del Sudán y el «Upper Hafafit Group» del desierto oriental de Egipto. En resumen, cuando todavía son imposibles correlaciones estrictas con áreas próximas, son ya interesantes las similitudes en macrosecuencia, litología e historia tectonometamórfica con

áreas distantes, habitualmente periféricas respecto a núcleos de escudos. Si para P1 se considera una u otra de las hipótesis genéticas que veremos, las comparaciones seguirán derroteros distintos, aunque siempre con unidades de las mismas áreas: Escudo Báltico, N de África, Escocia, etc.

i) Los criterios utilizados para calcular la edad de PCb-1 son todos indirectos e imprecisos, ya que no disponemos de dataciones absolutas y éstas serían discutibles por el polimetamorfismo. La edad visense que BLATRIX y BURG calculan en las micas de P1 sería para nosotros la del último impulso importante en la ascensión «diapírica» escalonada del «domo gneísico», que hasta entonces habría estado en niveles tectonometamórficos profundos. En P1 no tendría sentido hablar de edad, pues podría tratarse de un cuerpo con complicada y larguísima palingénesis, quizás originado a partir de un antiguo zócalo arcaico.

j) Por razones de espacio no podemos señalar más referencias directas que las expuestas en la primera parte de este trabajo. Para intentar correlaciones y comparaciones evolutivas con áreas distantes, son suficientes las síntesis estratigráficas más conocidas sobre Hébridas-Escocia, Escudo Báltico, Ante-Atlas, Dorsal Reguibat y cuadrante NE de África.

«Beturiense Superior» (PCb-2)

a) El nombre es una simple precisión sobre el término «Beturiense», más amplio.

b) Según el avance de conocimientos y los distintos criterios de definición, se ha considerado PCb-2 sucesivamente un «complejo», «sintema» y «subconjunto tectosedimentario». Litoestratigráficamente se trataría de un «grupo» con dos grandes unidades, P4 y P5, muy potentes y complejas, que consideramos, no obstante, «formaciones» de acuerdo con los usos en sucesiones precámbricas análogas. Quizás P4 y P5 tengan espesor, complicación, e independencia mutua suficientes como para que en el futuro lleguen a considerarse «grupos» o «subgrupos» pero, por ahora, el contacto discordante entre ambas no es seguro y evidente, salvo en áreas concretas del sector de Hornachos.

c) Los antecedentes concretos del concepto de «Beturiense Superior» son exclusivamente los procedentes de nuestro equipo. Otros conjuntos y agrupaciones de unidades sólo se refieren a una parte de PCb-2, o incluyen a éste y a algo más: «Serie Negra» (concepto y origen confusos, coloquiales, referidos a P5 + P2 + ...), «Formación Atalaya» + «Formación Puebla del Prior» de CHACON, etc. En HERRANZ, P. (1983), hemos supuesto el «Beturiense Superior» ampliable

al resto de «Ossa-Morena» con ciertas matizaciones y bajo el nombre de «Unidad Superior» del «Complejo Inferior».

d) El estratotipo del «Beturiense Superior» es necesariamente de síntesis, ya que dado su gran espesor todas las columnas locales son fragmentarias. Los mejores y más extensos afloramientos de toda «Ossa-Morena» están precisamente en el sector estudiado, aunque se necesitan más datos regionales complementarios: sobre la base y las relaciones de yacencia con el «Beturiense Inferior»; sobre el contacto regional entre las dos unidades P4 y P5; sobre los niveles más altos de P5 que se hayan conservado en la región tras el proceso erosivo prealcudiense. Nuestras columnas fundamentales serían las del Matachel Medio (Puebla del Prior-Mina Pino, Hornachos-Dehesa Yeguas, Cuesta Lobero), fosa del Retín y *horst* de Cortijo Malicia-Cerro de Los Guijos (entre Usagre y Valencia de Las Torres); datos complementarios imprescindibles proceden del E de Campillo de Llerena y de Peraleda de Zaucejo-Río Zújar. Si pretendiéramos extrapolar regionalmente el subconjunto PCb-2, sería necesario ampliar las observaciones parciales al núcleo de Olivenza-Monesterio, banda de Aracena, embalse de Caia y SW de Urro (Alentejo), y la amplia banda que va desde Abrantes al E de Aveiro (NNW de «Ossa-Morena»).

e) Las características generales de PCb-2, aparte de las que se especifiquen al describir sus unidades, son las siguientes: espesor residual habitual de 2.000-2.500 m. (si bien una columna sintética constituida por los espesores parciales máximos de cada subunidad alcanzaría los 4.000 m. al menos). Las litologías dominantes son esquistos metasedimentarios, lo cual sirve de criterio diferencial neto respecto al «Beturiense Inferior» PCb-1, fundamentalmente ortoderivado. Como ya especificaremos al describir P4 y P5, el subconjunto presenta en su parte inferior un neto dominio de esquistos biotíticos (metapelíticos), con intercalaciones menores de esquistos metalimolíticos y metaareniscosos, y cuarcitas, aparte de lentejones locales de gneises y calizas cristalinas. En la parte superior dominan, por orden decreciente de importancia, esquistos metapelíticos y metalimolíticos, esquistos grafitosos metaampelíticos, esquistos metagrauváquicos y ortoderivados, rocas ortoderivadas protogneísicas y cuarcitas listadas (con fracción grafitosa). Hay compleja microdeformación, y polimetamorfismo que, según niveles y localidades, provoca desde simple neoformación de clorita hasta aparición de estauroлита-distena (sin descartar silimanita muy restringida, sólo en el ámbito de la «Falla de Higuera» o de Azuaga). El límite inferior implica discordancia con el «Beturiense Inferior», especialmente patente a escala mesoscópica y cartográfica. La unidad inferior P4 no es ubicua en «Ossa-Morena», e incluso podría faltar al W de nuestro sector (quizás por erosión previa a la sedimentación de P5 y no por ausencia primaria); así, en otros sectores, el «Beturiense Su-

perior» comenzaría por P5 directamente discordante sobre el «Inferior», lo que ha llevado a algunos a suponer incluidos en éste materiales de P5. Veremos cómo esta parte alta del «Beturiense Superior» es fuertemente extensiva respecto a la inferior, de modo que sus límites laterales exceden del ámbito de «Ossa-Morena» (la parte inferior, P4, parece ausente hacia el actual SWW de la región, sin que se pueda precisar si la ausencia es primaria o por erosión previa a P5). En cuanto al límite superior, la discordancia con el «Alcudiense Inferior» suprayacente es angularmente suave pero mantenida: varía, pues, mucho la magnitud de la laguna asociada, pero aun cuando ésta es menor, el último ciclo «beturiense» está fuertemente truncado.

Hemos dividido PCb-2 en dos unidades litoestratigráficas ya citadas, P4 y P5, cuya consideración de formaciones es quizás inadecuada (vistas sus magnitudes) incluso para Precámbrico. No obstante, tectónica y calidad de afloramiento impiden por ahora (y quizás definitivamente) considerar a P4 y P5 como grupos y a sus miembros como formaciones. P4 tendría al menos 8-10 subdivisiones, pero sólo hemos podido separar, por su contraste litológico y singularidad, tres miembros, P4', P4'' y P4''', separados del resto. En P5 hemos distinguido seis miembros, aunque no en todos los afloramientos es inequívoca la identificación de todos ellos: P5', cuarcitas basales (sólo locales); P5'', esquistos metaampelíticos y cuarcitas listadas grafitosas; P5''', esquistos ortoderivados; P5^{IV}, esquistos metaampelíticos y cuarcitas listadas grafitosas; P5^V, esquistos ortoderivados y metagrauvas; P5^{VI}, esquistos metapelíticos y metaareniscosos. Las características esenciales de esas dos unidades, P4 y P5, son las siguientes:

• *Unidad P4.*—Aparte de las siglas cartográficas, hemos utilizado los términos informales «Tramo cuarzo-micacítico» (local) y «Tramo de micasquistos biotíticos» (extrapolado regionalmente). El nombre formal pudiera ser «Formación Cerro Hornachuelos» (la otra posibilidad, «Formación Llera», ya ha sido utilizada previamente para otros materiales próximos a esta localidad).

Se trataría de una unidad con rango de «formación», con varios miembros difíciles de distinguir regionalmente por sus similitudes. No obstante, ya hemos separado por su litología, claramente diferencial, tres subunidades, ya citadas: P4' (cuarcitas basales), P4'' (gneises granatíferos) y P4''' (calizas cristalinas).

Antecedentes (con reservas) de esta unidad son, entre otros, los términos «Tramo de micasquistos de La Albariza» y «Formación La Atalaya».

El estratotipo, de síntesis, tendría los cortes fundamentales en la margen izquierda del valle del Matachel Medio al N de Hinojosa (Ayo.

Botoz-Cerro Hornachuelos) y al N de Llera. Otros cortes auxiliares estarían dispersos (p. e., río Zújar, al E de Peraleda de Zaucejo).

La potencia conservada es muy variable, y quizás la inicial también lo fue. En todo caso, es evidente una intensa denudación previa a la sedimentación de P5 (discordancia con salto de metamorfismo): por ello, los valores son residuales respecto a valores originales probablemente mucho mayores. Actualmente se han conservado potencias oscilantes localmente entre menos de 35 m. y más de 1.100, en función de factores combinados: la magnitud de la erosión de techo previa a P5 y el espesor inicial de P4 (a su vez condicionado por la paleotopografía que fosilizó). Ocasionalmente (Cra. Villafranca-Palomas y SSE de Hinojosa), parece que P4 falta totalmente por la erosión previa a P5.

La sucesión consta de un paquete cuarcítico basal (P4') de escasas decenas de metros como máximo, con fuerte estiramiento, a veces bandeado, muy puro pero con variados accesorios: circones, granates transformados, moscovita, opacos y alguna pequeña distena. Podría corresponder este paquete a las «cuarcitas con distena» regionales y suprarregionales. Siguen de 6 a 10 ciclos truncados de espesores hectométricos que, o bien comienzan por 3-5 m. de cuarcitas similares a las de P4', o por 5 a 40 m. de esquistos metaareniscosos-metalimolíticos que dan paso gradual a bastantes decenas de metros de esquistos metapelíticos-metalimolíticos.

Los esquistos dominantes son biotíticos con abundantes micas retromórficas; tienen bandeado tectónico cuarzo/micáceo muy bien desarrollado, laminar, y una crenulación dominante típica y constante, aunque hay niveles lepidoblásticos (habitualmente plegados ptigmáticamente y con *rods* de cuarzo en las charnelas). Los paquetes metaareniscosos tienen cuarzo polimodal deformado, y cantidades menores de biotita, micas retromórficas y óxidos. Accesorios frecuentes son albita-oligoclasa, turmalina y opacos. Los cuarzoesquistos y micasquistos mayoritarios tienen cuarzo de varias generaciones (aparte del de los citados *rods*), y abundante biotita, moscovita, sericita, clorita y escasa albita-oligoclasa. Accesorios frecuentes: circón, turmalina, estauroлита, opacos.

Los lentejones gneísicos que localmente se intercalan en la sucesión parecen, según casos, orto- o paraderivados. Los englobamos como miembro provisional bajo las siglas y nombre P4'' («Mb. gneísico Espartal-Retín»). Se distinguen tres litologías fundamentales:

- Ortogneises alcalinos, en casi todo similares a los de P1, que caso de constituir una intrusión-apófisis de ésta, demostrarían su carácter intrusivo relativamente precoz o, al menos, una removilización y gneisificación *lit par lit*.

- Leucogneises granatíferos, quizás vulcanodetríticos en origen, con albita-oligoclasa, biotita, feldespato potásico, gruesos granates y clorita secundaria.
- Esquistos gneísicos granatíferos, metasedimentarios, ricos en biotita cloritizada y albita-oligoclasa. Micas retromórficas tardías.

Finalmente, el miembro P4'', sólo identificado en el Zújar al E de Peraleda y apenas estudiado, consiste en calizas cristalinas (varios lentejones de unos metros de espesor), negruzcas, magnesianas, con carbonatos y óxidos de hierro, alguna mica y opacos. No conservan estructuras orgánicas o sedimentarias.

Siempre hay polimetamorfismo (grado medio habitual), que no consideramos aquí.

El límite inferior es una neta discordancia con el «Beturiense Inferior». Los límites laterales exceden del sector estudiado y quizás la unidad fue ubicua en el ámbito de «Ossa-Morena». A techo parece faltar, según se dijo, un tramo de sucesión quizás mucho mayor que el conservado, aunque si los niveles de Peraleda son más altos que los del Matachel (en lugar de cambio lateral de ellos), el vacío erosional del techo de P4, considerada regionalmente, sería menor que el supuesto.

La sucesión P4 parece corresponder a varios impulsos transgresivos sobre una plataforma extensa y con aporte de terrígenos maduros; el área madre sería extensa, arrasada y ya metamórfica, en buena parte ortoderivada, y con escasa actividad volcánica. Podría significar la fase de relleno tardío subsecuente a un «cinturón de rocas verdes», o más bien un proceso independiente, de formación de «aureolas» o «prismas de acreción sedimentaria» adosados a la periferia de núcleos precámbricos antiguos.

La correlación extrarregional es difícil por la variabilidad lateral de P4, salvo que las «cuarcitas basales», P4', sean las ubicuas «cuarcitas con distena».

Si se diera esa identidad, como las «cuarcitas con distena» se han supuesto relacionadas con un episodio climático interglacial isócrono hacia los -2.200/-2.100 M. A., correspondería a esas cifras la cota inferior de edad, en concordancia con el resto de nuestras deducciones. El fin de la sedimentación pudo estar entre -2.000 y -1.800 M. A., según la edad definitiva que se admita para la crisis tectónica (y glacial?), que podría llamarse «hudsoniense s. l.».

• *Unidad P5.*—Aparte de las siglas cartográficas, hemos utilizado los términos informales «Tramo de las Cuarcitas Negras» y «Tramo de Esquistos Carbonosos». El nombre formal adecuado sería «Formación Matachel Medio».

Se trataba de un potente complejo al que por seguir la sistemática supondremos «formación», a sabiendas de que más bien debiera considerarse «grupo», ya que los seis «miembros» distinguidos no son elementos sencillos.

Esos miembros son, de muro a techo:

<i>Siglas</i>	<i>Nombre formal</i>	<i>Nombre coloquial previo</i>	<i>Estratotipo</i>
P5'	«Mb. Dehesa Yeguas»	«Cuarцитas basales»	SW Hornachos
P5''	«Mb. Valliciego»	«Barras bajas»	NW Hornachos
P5'''	«Mb. Ayo. Fuente Honda»	«Alternancias inferiores»	SW Hornachos
P5 ^{IV}	«Mb. Cerro de las Bombas»	«Barras altas»	NE Puebla Prior
P5 ^V	«Mb. Chaparral/Calaveras»	«Alternancias superiores»	S Hornachos/ N Oliva
P5 ^{VI}	«Mb. Cortijo del Recorvo»	«Facies P7»	WSW Llera

Tiene esta unidad antecedencia común con P4 en los primeros exploradores regionales que describen los esquistos del Matachel-Llerena. Recientemente, varios términos confusos se inspiran en P5, aunque sólo la incluyen parcialmente: «Fm. Puebla del Prior», «Fm. Usagre (*sensu* VEGAS), «Fm. Bodión», «Fm. Dehesa del Marqués» (*p. p.*), «Fm. Torrecillas» (*p. p.*) «Fm. Tentudía» (*p. p.*), «Complejo Vulcanosedimentario» (parte inferior), etc. El confuso término «Serie Negra» regional se inspiró fundamentalmente en materiales correlativos con P5.

El estratotipo de síntesis se realiza con los cortes a que hacen referencia los nombres de los «miembros», con apoyo de datos aislados (Guijos, al E de Usagre; Peraleda de Zaucejo; Rubiales, al SW de Maguilla, etc.).

Las características esenciales de P5 son las siguientes:

Los espesores, deducidos, son residuales respecto a los valores iniciales, quizás mucho mayores (el miembro superior P5^{VI}, el más potente, fuertemente erosionado, pudo ser enormemente grueso y sustentar encima otros elementos totalmente perdidos). Los valores residuales visibles de P5 oscilan entre unos 300 y unos 2.500 m., repartidos así:

P5'	...	Entre	0 y casi	100 m.
P5''	...	»	10	» 400 m.
P5'''	...	»	100	» 600 m.
P5 ^{IV}	...	»	30	» 900 m.
P5 ^V	...	»	100	» 700 m.
P5 ^{VI}	...	»	50	» 1.100 m.

Resumiendo globalmente los aspectos litológicos, el miembro P5' es detrítico basal muy rico en cuarzo; los miembros P5'' a P5^v se caracterizan por la presencia de materia carbonosa y sedimentación condensada con episodios volcánicos; el miembro P5^{vi} es una potente sucesión de materiales finos terrígenos. Las características concretas de cada miembro son las siguientes:

- P5' contiene metamicroconglomerados arcósicos, metaarcosas, cuarcitas micáceas y esquistos metapelíticos y metalimolíticos. Predominan los bancos delgados y las ritmitas finas, pero con fuerte continuidad lateral. Los términos de tendencia cuarcítica suelen tener aparte del cuarzo (poligénico, heterogranular en conjunto, a veces anguloso y de origen volcánico, siempre polideformado), moscovita de neoformación, plagioclasa subangulosa y micas sericíticas retromórficas tardías (en superficies). Accesorios frecuentes: turmalina angulosa, feldespato potásico, circón, granates (en esqueleto), biotita, apatito, óxidos, opacos y clorita secundaria. Los términos esquistosos (metalimolitas y metapelitas arcósico/grauváquicas), tienen cuarzo, fina plagioclasa detrítica, moscovita abundante, y sericita de retromorfosis tardía. Accesorios: biotita de neoformación (local), turmalina, circón, restos de microgranates cloritizados y óxidos.
- P5'' contiene cuarcitas listadas blanqui/negras y esquistos metaampelíticos fundamentalmente. Las cuarcitas tienen láminas oscuras de grano muy fino, con una fracción original y otra de segregación, y láminas claras, habitualmente segregadas según esquistosidad, pero frecuentemente sedimentarias y de grano algo más grueso; las láminas negruzcas deben su tonalidad a pequeñas proporciones de grafito, a matriz micácea (que fue arcillosa) y a opacos variados pero que no hemos identificado. En conjunto hay transposición precoz y, ocasionalmente, lineaciones de crenulación y estructuras mullionares. Los niveles esquistosos intercalados muestran fuerte laminación; éstos, y los restantes de P5'', son metaampelíticos, negruzcos, lustrosos, con tendencia lepidoblástica como resultado final de la multideformación que incluye transposiciones; suelen dominar las micas retromórficas tardías como acompañantes del cuarzo, aunque hay con frecuencia moscovita y biotita de neoformación. Otros componentes menores son grafito, circón, turmalina y opacos diversos. Minoritariamente, hay metaliditas oscuras poco bandeadas y muy recrystalizadas, cuyo origen vulcanosedimentario «distal» es probable (al igual que el de algunas «cuarcitas» listadas?). Asimismo, cuarzoesquistos y filitas grises (con plagioclasa, óxidos y poca materia carbonosa) pudieran significar una oleada de terrígenos finos.

- P5^{III} es una complejísima y variable alternancia de materiales ortoderivados con metasedimentarios fuertemente supeditados. Son litologías más representativas:
 - Ortogneises alcalinos, que incluyen gneises cuarzosos, proto-gneises miloníticos, gneises anfibólicos nematoblásticos, microgneises esquistosos y anfibolitas linealizadas o esquistosas. Son los componentes más generalizados: plagioclasas (albita y albita-oligoclasa), anfíbol sódico, epidota, esfena y cuarzo. Accesorios frecuentes: feldespato potásico, circón, granate, biotita, apatito y opacos. Secundarios: clorita, óxidos, calcita y diversas micas retromórficas.
 - «*Metasills*» básicos, que pueden provenir de cuarzodioritas, cuarzogabros, dioritas y gabros. Son componentes más frecuentes plagioclasas calcosódicas, hornblenda, actinolita, cummingtonita, epidota, biotita cloritizada, clinzoisita y cuarzo. Accesorios frecuentes: micas blancas, esfena, ilmenita, leucóxeno y opacos. Secundarios: calcita, clorita, óxidos, etc.
 - Metabobas y metagrauvasas volcanodetríticas inmaduras, de origen básico, intermedio, e incluso ácido, y composición muy variable y compleja. Suelen predominar como componentes: albita, anfíboles calco-sódicos, plagioclasa, cuarzo, moscovita, epidota y biotita. Accesorios más frecuentes: esfena, circón, apatito, opacos y turmalina. Secundarios abundantes: clorita, calcita, micas retromórficas diversas, óxidos y opacos residuales.
 - Esquistos metasedimentarios (incluidas filitas), con escasa materia carbonosa, muy ricos en cuarzo (fino pero heterométrico), que habitualmente llegan a tener moscovita, biotita y pequeños granates de neoformación. Los accesorios más frecuentes son diversas plagioclasas, circón, turmalina, materia carbonosa y opacos. Secundarios: óxidos, opacos residuales, clorita y diversas micas retromórficas.
 - Ocasionalmente (Dehesa Yeguas) se han visto lentejones carbonatados, de escasos centímetros de espesor y sin continuidad lateral; quizás puedan interpretarse como oficalcitas asociadas a niveles esquistosos ortoderivados.
- P5^{IV} consta de cuarzoesquistos metaampelíticos, cuarcitas listadas, cuarcitas negras, metalimolitas negras y metaliditas oscuras. En los cuarzoesquistos destaca la compleja deformación y la presencia de algún clasto de origen volcánico; suelen ser componentes dominantes: cuarzo fino heterogranular, moscovita y biotita incipiente. Accesorios: grafito intersticial, opacos no identificados,

ilmenita, anfíbol alterado y plagioclasas detríticas; secundarios: micas tardías, óxidos, clorita. Las cuarcitas listadas son similares a las de P5^v, aunque quizás con más aporte de cuarzo volcánico, grano más fino, y alternancia más viva con los materiales acompañantes: son éstos fundamentalmente metalimolitas oscuras (similares a las cuarcitas, pero con grano más fino, más lajosas y grafitosas) y metaliditas escasamente laminares, oscuras, compactas.

- P5^v es una compleja e irregular alternancia, muy variable de unos a otros afloramientos, que comprende niveles ortoderivados (incluso intrusivos), meta-vulcanodetríticos, y, en menor proporción, metasedimentarios de grano fino-muy fino. Así, son algunas litologías características:
 - Ortogneises porfíroides masivos, procedentes de gabros y andesitas porfídicas, con textura variable, que constan de plagioclasas cálcicas, epidota, anfíboles transformados, y clorita y calcita secundarias. Accesorios: alanita, apatito, opacos.
 - Esquistos anfibólicos (metatobas y metagrauvas), compuestos por plagioclasas calcosódicas, anfíboles muy variados (y frecuentemente transformados), cuarzo, y circunstancialmente, epidota o esfena. Accesorios frecuentes: apatito, circón, granates residuales, opacos y leucoxeno. Secundarios: calcita, clorita, micas tardías y óxidos.
 - Cuarzoesquistos y microgneises, con cuarzo heterométrico (heredado + segregado), abundante clorita secundaria, moscovita, biotita incipiente (local) y plagioclasa fina (heredada y alterada). Accesorios: feldespato potásico, opacos y circón. Secundarios: calcita, óxidos, clorita y micas fengíticas tardías.
 - Anfibolitas masivas, granoblásticas, porfíroides o nematoblásticas. Plagioclasas calcosódicas epidotizadas, anfíboles verdes y parduzcos, epidota abundante. Secundarios: opacos residuales, clorita, óxidos, micas retromórficas incoloras y calcita.
- P5^{vi}, potente sucesión de cuarzoesquistos y filitas con numerosas intercalaciones de metaareniscas supeditadas. Algunas litologías típicas son:
 - Micasquistos y cuarzoesquistos biotíticos grisáceos, con bandeo tectónico incompleto y restos de laminación sedimentaria. Localmente alcanzan a tener estauroлита e incluso andalucita, aunque lo habitual es la neoformación de moscovita, biotita y granate. Hay cuarzoesquistos heredados y segregados (ambos multideformados), moscovita, biotita y ocasionales plagiocla-

sas. Son accesorios frecuentes granates, turmalina, esfena y opacos. Secundarios: cloritoide, micas blancas retromórficas, dudosas zeolitas.

- Metaareniscas y metacuarzo-vacas, grises y pardas, con fuerte estiramiento entre otras microdeformaciones. Laminación inicial (arena/limo) casi obliterada por transposición imperfecta de micropliegues. Cuarzo heterogranular poligénico, polideformado y resuturado; moscovita, biotita y granates precoces (locales). Accesorios: turmalina, esfena, opacos. Secundarios: óxidos, micas fengíticas tardías.

Atendiendo ya a los límites de P5, el inferior es para nosotros una neta discordancia con salto metamórfico sobre P4, aunque localmente (Cra. Villafranca-Palomas/SE de Hinojosa/...) podría descansar directamente sobre «Beturiense Inferior». El zócalo tendría morfología de penillanura con valles excavados; el relleno precoz de esos valles sería la subunidad P5', mientras que la extensión sobre la penillanura estaría a cargo de P5". Los límites laterales excederían con mucho a «Ossa-Morena», caracterizándose precisamente P5 por su ubicuidad y persistencia lateral de facies y espesores. A techo, pensamos que P5^{VI} representa (a pesar de su considerable espesor) la parte baja, residual, de una sucesión potentísima de la que «sólo» quedaron varios cientos de metros tras la erosión previa al «Alcudiense» (que descansa encima en discordancia suave pero generalizada, mediando paleoalteración y pequeño salto metamórfico).

La génesis de P5 es un problema interesantísimo que hemos planteado por primera vez recientemente y que hay que considerar a escala universal. Se trataría, fundamentalmente, del relleno sincrónico de extensísimas cuencas, con depósitos de baja energía, varias condensaciones e interrupciones, abundancia de materia orgánica (en contraste con las sucesiones inmediatas a techo y muro), y frecuentes episodios volcánicos intracuenca. Las cuarcitas listadas y liditas son elementos diferenciales (ubicuos) respecto a otras series. Encajamos provisionalmente P5 en una etapa distensiva, con dispersión de los núcleos antiguos, *rifting* según un retículo intercontinental con el vulcanismo submarino típico, y transgresión probablemente debida a eustatismo postglacial. Este cuadro (que después ampliaremos) dejaría de ser válido para P5^{VI}, en que ya los terrígenos, en sedimentación rítmica, serían sinorogénicos y reflejarían una persistente inestabilidad en el área madre.

Regionalmente, es fácil la correlación del conjunto P5; por elementos, plantean problemas P5', restringida a posibles paleovalles, y P5^{VI}, que aunque pudiera ser elemento ubicuo, es fácil de confundir en cam-

po con fragmentos de las sucesiones «alcudienses» e incluso paleozoicas (p. e., del «Cambro-Ordovícico»).

Suprarregionalmente, están presentes en casi todas las «zonas móviles» de un amplio paleoentorno series proterozoicas inferiores altas/medias bajas, con características esenciales similares a las de nuestra P5.

En cuanto a edad, sólo añadiremos a lo que luego se expone para todo el conjunto PCb-2, que entre P5^v y P5^{vi} podría intercalarse una laguna cronológicamente importante, lo que significaría un P5^{vi} bastante más joven que el resto (Proterozoico Medio alto?), aunque habrá que esperar a dataciones directas fiables.

Las referencias extrarregionales a algo parecido a P5 son múltiples y asombrosas. Destacamos aquellos trabajos que se refieren a la «Fm. Guntflint» (Ontario) y a sucesiones parecidas del Brioveriense armoricano, del Precámbrico II de Marruecos, y del NE de Africa («*Bayuda Fm.*» —N del Sudán— e «*Intermediate Series*» —E de Egipto).

f) Los aspectos regionales más importantes ya se han adelantado parcialmente (en PCb, PCb-2 y P5). Destaquemos la ubicuidad y la gran continuidad lateral de facies de P5: hay afloramientos dispersos por toda «Ossa-Morena», incluidas áreas extremas, como la región de Aveiro o la de Aracena. Constituye un enigma la falta aparente de afloramientos de PCb-2 o su equivalente en áreas antiformes denudadas de la vecina «Zona Centro-Ibérica», a pesar de que en áreas mucho más alejadas sí existen materiales similares; podría deberse este hecho a un cambio de facies precisamente hacia dicha zona, a un insuficiente alcance de la erosión de modo que nunca llegue al sustrato del Alcudienense, o a la confirmación de nuestra hipótesis (HERRANZ, P., 1984, inéd.), que supone «Ossa-Morena» y «Centro-Ibérica» aproximadas tectónicamente desde paleoposiciones distantes, en un fenómeno de deriva y sutura fundamentalmente cámbrico superior. La superficie regional ocupada por PCb-2 es al menos de unos 4.000 Km², en un 80 % correspondientes a P5 y sus equivalentes.

g) En cuanto a aspectos genéticos, apenas acaba de plantearse el problema y formular las primeras hipótesis en esquema (HERRANZ, P., *op. cit.*). En esencia, P4 y equivalentes representarían el relleno con terrígenos de extensas plataformas adyacentes a las áreas periféricas de escudos, o quizás significarían el relleno póstumo de depresiones residuales ligadas a anteriores «cinturones de rocas verdes», lo que concuerda con las fases póstumas admitidas en los modelos habituales de éstos. Los primeros perfiles de cuenca que hemos esbozado apuntan al desarrollo de un prisma de sedimentos adosados al núcleo cratónico, aunque no sabemos si enlazaría en áreas distales con otro prisma contrapuesto. En cuanto a P5, cierra una importante laguna, con

discordancia basal cuya importancia varía mucho localmente; representa un cambio ambiental y sedimentario fortísimo y al parecer generalizado a escala global. En nuestro trabajo de Tesis discutimos ampliamente la posibilidad de que P5 represente localmente un proceso generalizado transgresivo, asociado a un *rifting* intercontinental que volvería a separar los núcleos cratónicos; tampoco se desecha la posibilidad de un proceso transgresivo postglacial. En definitiva, el relleno ampelítico dominante, con condensaciones e interrupciones netas, tendría al menos dos etapas de somerización (aunque en medio submareal) que dieron lugar a los dos miembros con cuarcitas listadas. Las dos etapas distensivas fundamentales darían los dos miembros con vulcanitas básicas. Finalmente, tras un impulso regresivo (rápido?), el miembro más alto, de gran espesor, representaría una etapa confusa en su significado pero que, en definitiva, supone el cambio a depósitos terrígenos, persistentes, de más alta energía, reflejo quizás del comienzo de una etapa compresiva.

h) La correlación de la unidad inferior P4, por su fuerte variabilidad, es difícil incluso a escala local; si las cuarcitas basales P4' resultaran equivalentes a las cuarcitas con distena ya identificadas por OROZCO y PASCUAL más al SE, se plantea el caso aún inexplicado de la existencia de cuarcitas con distena, casi simultáneamente, en áreas dispares, como el E del Escudo Norteamericano, el Báltico y de algunos puntos de los africanos; sus edades aproximadas estarían hacia los 2.200-2.100 M. A. y, si según se vio en P4, esas cuarcitas reflejan un proceso climático, la isocronía estaría justificada. La unidad P5 tiene equivalentes en bandas móviles precámbricas (e incluso áreas periféricas de cratones) en un paleoentorno de miles de kilómetros de radio. No obstante, parece que el *rifting* generalizado que condicionó el retículo de cuencas sería diacrónico. Dentro de la Península, sólo el «Tramo de la Caldera», parte del «Complejo Nevado-Filábride» y las metapelitas grafitosas de la Sierra de Baza (todo ello en las Béticas) recuerdan vivamente la parte esencial de P5. En el Macizo Armoricano destacarían, por su similitud, las series de «micasquitos y cuarcitas grafiticas» y los «esquistos y ftanitas de Vendée»; en el Macizo de Bohemia habría que fijarse en el «Grupo Variado»; el «Grupo Jatuliense» báltico sería más antiguo que P5, pero en buena parte similar; la famosa «Formación de Guntflint» (Ontario) parece equivalente a buena parte de P5, pero también es precoz respecto a ésta; las comparaciones con el Ante-Atlas se refieren al Precámbrico II; al N del Sudán habría que fijarse en la «Formación Bayuda», y al E de Egipto en las «Series Intermedias» por las numerosas analogías. Por fin, son numerosas las sucesiones proterozoicas, intercratónicas o pericratónicas, de África central y austral, que tienen similitudes con P5 y edad compatible con la suya.

i) Hay una edad de 550 ± 10 M. A., 40 Ar/39 Ar, sobre moscovita del núcleo «beturiense superior» de Peraleda (BLATRIX, P., y BURG, J. P., 1981), edad que sin duda corresponde al metamorfismo cadomiense y marca el comienzo de la fuerte exhumación cámbrica. En cuanto a las numerosas dataciones de F. MITROFANOV y B. TIMOFEIEV, basadas en acritarcos y recogidas por J. CHACON en varias publicaciones, no vamos a extendernos aquí por los conocidos reparos que su validez suscita, y por la imprecisión respecto a los niveles concretos que suministraron el material fósil. Si se admiten dichas dataciones, los miembros metaampelíticos de P5 (P5^{II} y P5^{IV}) corresponderían al Rifeense inferior; el miembro P5^{IV}, o la parte baja de P5^{VI}, podría ser Rifeense medio-bajo; la parte alta del miembro P5^{VI} representaría al Rifeense medio-superior. CHACON, J., *et al.* (1981), en esquistos biotíticos (j) indudablemente correlativos con parte de P5, pero del núcleo Olivenza-Monesterio, citan la presencia de *Protosphaeridium Scabridum* Tim., y *Protosphaeridium* sp. y *Orygmatosphaeridium* sp. en lilitas/metagrauvas y pizarras oscuras, respectivamente; deducen edad Rifeense *s. l.* (probablemente medio-inferior) o también Proterozoico superior bajo, siempre con exclusión de Vendicense. En cuanto a la unidad inferior P4, si se admite que la base P4' es correlativa con las «cuarcitas con distena», y que éstas son casi isócronas globalmente (2.200 a 2.100 M. A. aprox.), la unidad podría corresponder al primer gran episodio sedimentario proterozoico, entre la ruptura continental finiarcaica (\approx 2.500 M. A.) y la etapa de plutonismo/orogénesis de 2.100-1.900 M. A. P4 correspondería a una parte del Proterozoico inferior no muy grande, ya que pudieron bastar pocos millones de años para depositarse el fragmento de la sucesión conservado. Combinando los datos expuestos sobre P5 con las correlaciones provisionales con series datadas, esta parte superior de PCb-2 podría comenzar hacia -1.700 M. A. (Proterozoico Inferior alto) o quizás ya en el Proterozoico Medio basal, y podría terminar con el Proterozoico Medio más alto.

j) Por la ubicuidad de PCb-2, la práctica totalidad de la bibliografía regional de «Ossa-Morena» cita de algún modo los materiales de este subconjunto o sus correlativos, aunque, según autores, se hayan considerado «Arcaico», «Proterozoico», «Serie Negra», «Alcudiense», «Precámbrico Terminal», «Cámbrico metamórfico» e incluso «Devónico» metamorfozado o afectado por un «metasomatismo» muy peculiar.

*«Alcudiense» (PCa)

a) El nombre «Alcudiense» es una denominación provisional en «Ossa-Morena», que utilizamos con el fin de no complicar más la ya abigarrada nomenclatura precámbrica. Como se verá, existen fundados

motivos para suponer que esta macrounidad PCa sea correlacionable, o al menos equivalente, con la original del valle de Alcu^dia.

b) Inicialmente, y todavía en buena parte, se trataría de un complejo. Como unidad delimitada por discordancia sería un supersistema, que encierra una discontinuidad interna aún mal caracterizada. Como macrounidad litoestratigráfica sería un supergrupo constituido por dos grupos. Interpretado como conjunto tectosedimentario, engloba dos subconjuntos.

c) El término y el concepto de «Alcudiense» fueron utilizados por TAMAIN, G. (1970), y OVTRACHT, A., y TAMAIN, G. (1970), sin propuesta formal, aunque posteriormente y de modo habitual, el propio TAMAIN lo extiende a «Ossa-Morena», aunque desvirtuado al englobar en el mismo materiales netamente «beturienses». En HERRANZ, P. (1983), llamábamos prudentemente «Complejo Intermedio» a la extrapolación a toda «Ossa-Morena» del concepto local de PCa. La conocida «Serie de Azuaga» parece tener un fuerte solape con éste también. No podemos entrar aquí en un tema monográfico cual sería el de analizar la copiosa nomenclatura informal centroibérica que hace referencia a macrounidades equivalentes a la nuestra en alguna de sus partes («Complejo esquistoso-grauváquico», «Esquistos de Alcu^dia», «Hispaniense»...).

d) El estratotipo del Alcudiense genuino no ha sido establecido, y dicho establecimiento llevaría años, pues habría que sintetizar a partir de numerosos fragmentos de columna dispersos en miles de kilómetros cuadrados de dentro y fuera de Alcu^dia. Para nuestro «Alcudiense» paralelo, habrían de considerarse localmente los afloramientos parciales de numerosas áreas: fosa del Retín (sector de Higuera de Llerena), Matachel Medio-Chaparral-Sierra Velita (SE de Hornachos), Umbria Montañeses (NW de Hornachos), banda Puebla de la Reina-Campillo, NW de Palomas, Retamal, y anticlinorio de Oliva de Mérida. Otras columnas parciales en el ámbito de «Ossa-Morena» serían las de Azuaga, Roca de la Sierra (N de la provincia de Badajoz), así como las de Urra y Sardoal, ya en territorio portugués.

e) El Alcudiense original no ha sido descrito detallada y formalmente. La caracterización, no obstante, es ya inequívoca, como puede verse en la síntesis que con datos ajenos y de nuestro propio equipo hizo SAN JOSE, M. A. (1980, inéd.).

Atendiendo al «Alcudiense» equivalente (?) de «Ossa-Morena», las características esenciales son éstas:

Espesor total conservado imposible de precisar, aunque puede hablarse de valores máximos de unos 3.000 m., repartidos entre unos 2.300 m. del «Alcudiense Inferior» (Pca-1) y unos 700 m. del «Superior» (PCa-2). Las litologías dominantes —que después se verán con más de-

talle al describir unidades— son, para PCa-1, cuarcitas y metaconglomerados en la base (P6) y esquistos metapelíticos, metagrauvacas, metaareniscas y cuarcitas en el resto (P7); en cuanto a PCa-2, alternan metaarcosas o metaareniscas/cuarcitas con metapelitas y metalimolitas, dominantes progresivamente hacia techo las granulometrías más finas con una leve intercalación carbonatada; PCa-2 está representado litoestratigráficamente por una sola unidad (provisional), P7*. El límite inferior del «Alcudiense» de «Ossa-Morena» es persistentemente una discordancia angular suave, que cierra una importante laguna cuyo vacío erosional, variable, es siempre considerable, de modo que puede existir salto de metamorfismo y microdeformación (habitualmente obliterado o enmascarado por procesos posteriores). Lateralmente, creemos haber localizado una línea paleogeográfica, casi NWN-SES, en buena parte coincidente con el núcleo de «Ossa-Morena» y jalonada por vulcanoclásticos y detríticos basales gruesos, tal que al SWW de la misma quizás existió un área continental y el «Alcudiense Inferior» no se depositaría. El «Alcudiense Superior», aunque menos potente, pudo ser extensivo y alcanzar áreas más suroccidentales, descansando directamente discordante sobre «Beturiense» (algunos afloramientos del núcleo Olivenza-Monesterio ?). El contacto interno entre PCa-1 y PCa-2 incluye discordancia angular, laguna no cuantificada, y en todo caso, salto metamórfico casi inapreciable. A techo hay discordancia poco importante y aún mal caracterizada con el «Precámbrico Terminal» vulcanoclástico: son escasos y dudosos los contactos encontrados en nuestro sector, y caracterizar el límite superior del «Alcudiense» requerirá otras observaciones en «Ossa-Morena». Son, curiosamente, frecuentes los contactos discordantes con lo que llamamos «Cambro-Ordovícico».

f) A escala de Macizo Hespérico, si se admite la correlación con el Alcudiense típico, parece que se confirma la existencia de un área emergida hacia el SW peninsular actual, mientras que podrían ser testigos lejanos de una sucesión ubicua en el resto, afloramientos como los de Lugo-León, Demanda y N de la Cordillera Ibérica. La relación Alcudiense Inferior/Superior es un problema que acabamos de plantear localmente y que entra como uno de los objetivos prioritarios de nuestro equipo en la «Zona Centro-Ibérica». En cuanto a superficie ocupada por afloramientos «alcudienses» en «Ossa-Morena», se acercaría a los 2.000 Km², mientras que en todo el Macizo Hespérico, el Alcudiense seguro y otros afloramientos dudosos sumarían más de 80.000 Km².

g) Es prematura toda hipótesis seria respecto al significado tectosedimentario y ambiente sedimentario para la sucesión «alcudiense» de «Ossa-Morena». Las primeras investigaciones apuntan a encajar el subconjunto inferior (PCa-1) en un modelo de margen pasivo con importante fracturación, y el subconjunto superior (PCa-2) en un proceso transgresivo con fuerte componente eustático.

h) Las correlaciones del «Alcudiense» de nuestro sector se dirigirían, en el ámbito de «Ossa-Morena», hacia el SE (Azuaga-Sierra Albarrana-El Vacar-Obejo) y hacia el NW (N de Badajoz, Portugal central y noroccidental), aunque con un doble problema: la similitud de algunas facies y secuencias de PCa-1 con otras del «Beturiense» terminal (unidad P5^{VI}), y de las de PCa-2 con otras «cambro-ordovícicas». Hacia el SW ya hemos indicado la ausencia (quizás primaria) de materiales equivalentes. Hacia el NE, no hay conexión física aflorante con el Alcudiense seguro, superior o inferior, de la «Zona Centro-Ibérica», pero son muchos los datos que apuntan a una correlación o por lo menos a un paralelismo evolutivo: facies, espesores, alguna megasecuencia, edades fuertemente solapantes, etc.; hay que tener en cuenta que el apretado plegamiento hercínico \approx NW-SE, y los dsgrarres sinistral de similar dirección, han puesto en actual vecindad (menos de 15 Km) afloramientos alcudieneses de «Ossa-Morena» y «Centro-Ibérica» muy separados en el momento de la sedimentación. Las comparaciones extrapeninsulares son aún muy problemáticas y se centran en la potente sucesión esquitoso-grauváquica del Alcudiense Inferior. Macroscópicamente, son numerosas las coincidencias en facies, espesores y edades aproximadas, con conocidas sucesiones brioverienses medias y superiores (Macizo Armoricano), del Longmyndiense (S Islas Británicas), del Karataviense (NE europeo) y, sobre todo, de la cadena panafricana (Adrar de Iforas/Gurma, Mali).

i) Los acritarcos del Alcudiense Inferior alto del puente de Valdeazques (Almadén) y de la Serie de Azuaga (ya en «Ossa-Morena») dan, según MITROFANOV y TIMOFEIEV, una edad rifeense; faltan descripciones formales de los ejemplares hallados, y una exacta y detallada ubicación en la columna, lo que hace tomar con reservas la validez de esas y otras dataciones regionales. Por comparación con numerosas sucesiones y procesos extrarregionales de edad conocida, parece lo más probable que PCa comenzara a depositarse a finales del Proterozoico medio (hacia $-1.000/-900$ M. A.?) o principio del superior, concluyendo la sedimentación dentro del Vendiense, sin más precisión ($-610/-570$ M. A.?).

j) Las referencias bibliográficas al «Alcudiense» de nuestro sector (e incluso de toda «Ossa-Morena») son incipientes, y se deben prácticamente a trabajos de nuestro equipo, y de TAMAIN y colaboradores. Se han descrito sucesiones equiparables a la de PCa, aunque adjudicándolas erróneamente a la «Serie Negra» o al Paleozoico. En el ámbito centroibérico son múltiples los trabajos referentes al Alcudiense, aunque salvo excepciones, como la de BOUYX, las descripciones son esquemáticas. Sin entrar a reseñar publicaciones concretas, llamamos la atención sobre las investigaciones realizadas en el tercio NE de Portugal por nuestros vecinos (universidades de Coimbra, Lisboa, Aveiro...), en

Salamanca/Cáceres (Universidad de Salamanca: DIEZ-BALDA, RODRIGUEZ ALONSO...), en Montes de Toledo (Universidad de Madrid: nuestro propio equipo...) y en Alcudia (BOUYX, TAMAIN, OVTRACHT, CRESPO, REY...).

«Alcudiense Inferior» (PCa-1)

a) El nombre es una simple precisión respecto al término «Alcudiense».

b) Con criterios diferentes, se ha considerado sucesivamente un «complejo», un «sintema» y un «subconjunto tectosedimentario» del «conjunto» PCa. Litoestratigráficamente se prevé una categoría de «grupo» cuando se conozca detalladamente, y estaría al menos compuesto por dos formaciones, P6 y P7 (esta última excepcionalmente potente).

c) Los antecedentes concretos del concepto de Alcudiense Inferior (el genuino centro-ibérico) están incluidos en trabajos referidos a la totalidad del Alcudiense. De los autores que han fijado su atención en la existencia de dos subunidades en el ámbito centroibérico, destacan BOUYX, E. (1970), y CRESPO, V., y REY, J. (1971), entre los partidarios (como nosotros mismos) del contacto discordante mientras que TAMAIN, desde CRESPO, V., y TAMAIN, G. (1971), es partidario del contacto tectónico entre ambas subunidades. No podemos entrar aquí a discutir qué parte de cada concepto global («Alcudiense», «Hispaniense», «CXG», «Xistos das Beiras», etc., etc.) representa al «Alcudiense Inferior» según nuestra opinión. Refiriéndonos ahora al supuesto equivalente PCa-1 de «Ossa-Morena», hay que señalar que ha sido habitualmente incluido en la «Serie Negra» junto con el «Beturiense» terminal; los términos «Esquistos y filitas superiores» (propio de nuestro equipo), «Serie de Azuaga» (DELGADO-QUESADA) y «Formación Dehesa del Marqués» (CHACON) engloban, junto con otros materiales, buena parte de PCa-1.

d) Un estratotipo, sintético, habría de recurrir a los mismos cortes señalados para la totalidad del conjunto PCa, con especial atención a los de Umbria Montañeses y Chaparral, al NW y SE de Hornachos respectivamente.

e) Los espesores máximos conservados serían de unos 2.300 m., pero se trata de un valor poco fiable por estar basado en la suma de múltiples fragmentos dispersos de la sucesión regional. Es muy probable que hacia el NE ese espesor sea ampliamente superado. En todos los casos se trata de valores residuales, por la erosión previa al «Alcudiense Superior». Las litologías dominantes son, según se vio, cuarcitas en la base (P6) y esquistos en el resto (P7). El límite inferior es a su vez el de PCa en buena parte de «Ossa-Morena», y por tanto representa

suave discordancia que cierra una laguna importante y variable; añadamos que el sustrato lo constituyen niveles sucesivos del «Beturiense» terminal, y que este sustrato presenta varios metros de paleoalteración, incluso con removilización e incorporación a la base de PCa-1. Este proceso no llevaría asociada rubefacción, sino oxidación de materia orgánica y transformación de máficos; su estudio se verá perturbado por la existencia de metamorfismo (bajo o muy bajo) superpuesto. PCa-1 no llegaría a depositarse al SW de «Ossa-Morena», y no lo hemos identificado en los macizos de Evora-Beja-Aracena y Olivenza-Monesterio. Hacia el NE, PCa-1 se extendería ampliamente, aunque no sabemos si existía conexión física con el Alcudiense Inferior genuino centroibérico. El límite superior, con PCa-2, significaría moderada discordancia angular, con importante laguna todavía mal conocida.

Las características fundamentales de las dos unidades litoestratigráficas de PCa-1, P6 y P7, son éstas:

• *Unidad P6.*—La distinguimos por las siglas cartográficas. En anteriores trabajos la considerábamos, junto con P7, constituyente de los «Esquistos y filitas superiores» (o del «Complejo Intermedio» con perspectiva regional). Se propondrá el nombre «Formación Arroyo Tarra-gón» (6,5 Km. al SES de Hornachos), aunque quizás llegue a ser más adecuado el de «Fm. Mampar-Umbría Montañeses» (10,5 Km. NW de Hornachos). Dos miembros de difícil separación serían «Mb. Cuesta Lobero» (SE Hornachos) y «Mb. El Redrojuelo» (Cra. Villafranca-Palomas), respectivamente señalados como P6' y P6''.

Se trataba de un pequeño complejo, que con criterios habituales en Precámbrico puede considerarse «formación». De los dos miembros provisionales que se apuntan, P6'' tiene el carácter de elemento transicional entre P6 y P7 típicas.

Carece de antecedentes locales (y en el ámbito de «Ossa-Morena») debido, sobre todo, a la errónea adjudicación habitual al Paleozoico.

No hay un estratotipo único y representativo, aunque los parciales correspondientes a la nomenclatura antes expuesta son bastante expresivos. Están sin resolver la adjudicación litoestratigráfica y de edad de los afloramientos del SW de Higuera de Llerena.

Las características esenciales de P6 son las siguientes:

Espesores habituales entre 200 y 400 m. Posible inexistencia primaria en el extremo SW del sector estudiado. Valores extremos mínimo y máximo próximos a 10 y a 600 m., respectivamente. P6'' es de difícil identificación y medida: en algunos cortes no está diferenciado y en otros duplica el valor de P6'.

Litológicamente, P6' típico consta de dos tramos cuarcíticos de 40 a 70 m., separados por otro menos potente con alternancia de cuarcitas y filitas; en los tres tramos los niveles son delgados o medios, de gran

continuidad lateral. El inferior incluye conglomerados con clastos de cuarzo dispersos estirados hasta dar lenticulas, microconglomerados, cuarcitas feldespáticas y cuarcitas; la granulometría decrece fuertemente de muro a techo, donde las cuarcitas son casi metalimolitas silíceas, se intercalan progresivamente filitas, y puede haber bandeado arena/limo que da cierto aspecto de cuarcitas listadas. El tramo medio apenas aflora; consta de filitas con intercalaciones de cuarcitas y metalimolitas silíceas. El tramo superior es una parcial réplica del inferior, aunque con ausencia de las granulometrías más gruesas de aquél; tiene cuarcitas feldespáticas, metaarcosas, y ritmitas laminares cuarcita/metalimolita silícea. En cuanto a componentes habituales, el tramo inferior contiene cuarzo poligénico (incluso volcánico) heterométrico y multideformado, plagioclasa sódica, feldespato potásico y moscovita; accesorios: esfena, epidota, biotita (local, de neoformación), circón, turmalina, rutilo y opacos diversos; tardíos o retromórficos: clorita, micas fengíticas, cuarzo, calcita, adularia. En el tramo medio, cuarzo moscovita, biotita (local) y plagioclasas sódicas; granates (locales), turmalina y opacos; en áreas de metamorfismo menor, clorita, micas incoloras; secundarios: cuarzo segregado, carbonatos, óxidos. En el tramo superior de P6', la mayoría de los componentes coinciden con los del inferior, con cuarzos de origen volcánico, plagioclasas, feldespato potásico, y los accesorios más escasos (dominando opacos idiomorfos y rutilo).

La subunidad P6'', como tramo transicional, tiene paquetes similares a la parte alta de P6' cada vez más delgados y aislados, entre esquistos similares a los de P7 que llegan a dominar completamente. Así, hay niveles «cuarcíticos», con cuarzos poligénicos (alguno volcánico), micas (heredadas, de neoformación precoz y retromórficas tardías), entre las que destaca habitualmente moscovita; accesorios frecuentes: opacos, circón, turmalina, óxidos y clorita secundaria. Los niveles «esquistosos», de grano fino y alterados, tienen cuarzo poligénico, profusión de micas menudas de distinto origen y plagioclasa accidental; según metamorfismo local, hay biotita, micas incoloras o clorita; accesorios frecuentes suelen ser turmalina y opacos.

En lo que respecta a límites, P6 comienza con una neta discordancia sobre P5 con salto metamórfico pequeño pero variable localmente; en la base quedan englobados, como matriz, restos de la banda de paleoalteración desarrollada sobre P5. Hacia el actual SWW se ha deducido ausencia primaria de P6 y un área emergida relativamente próxima. Hacia el NE, P6 se acuñaría en favor de P7, más distal; P6'' muestra una complejísima indentación con P7, hasta desaparecer hacia techo y hacia el NE. El límite interno P6''/P6' es artificial: allá donde se pasa de los dos paquetes cuarcíticos gruesos basales a la indentación compleja P6/P7.

Genéticamente, P6 respondería a depósitos redistribuidos por una extensa plataforma proximal, quizás a partir de abanicos o deltas coalescentes, con un área madre arrasada pero con unos efímeros aparatos volcánicos ácidos pericosteros. El cuadro sería el ya indicado para PCa-1, es decir, de comienzo de sedimentación en un posible aulacógeno asociado a un margen pasivo.

La correlación regional podría establecerse con algunos niveles cuarcíticos de la confusa «Fm. Azuaga». En el N de Badajoz las correlaciones son más seguras con las unidades de SANTOS y CASAS: La «Unidad Las Chozas» equivaldría a P6', y la «Unidad Detrítica superior», a P6". La base de la «Serie de Urra», que vimos guiados por F. GONÇALVES, presentaría facies de las más proximales y netamente vulcanodetríticas a pesar de sus transformaciones; allí creemos haber identificado cantos de cuarzo trifacetados que podrían indicar eolización y posterior transporte. Fuera de la Península, los mejores intentos de correlación se refieren al conjunto PCa-1 y no sólo a su base, aunque son frecuentes sucesiones detríticas basales en el Macizo Armoricano, Islas Británicas, Terranova, Spitsbergen, periferia del Escudo Báltico y todas las zonas móviles de la mitad N del actual continente africano.

La edad del comienzo de la sedimentación se intercalaría entre —1.100 y —900 M. A., basándonos en comparaciones con series análogas, posiblemente contemporáneas, y también asociadas a vulcanismo ácido. No sirven de mucho las confusas e incipientes dataciones regionales con acritarcos.

No cabe hablar de edad del final de la sedimentación de P6, ya que el paso a P7 es gradual (por indentación diacrónica) y el «límite» P6/P7 arbitrario.

La bibliografía regional describe unidades equivalentes a P6, aunque habitualmente consideradas paleozoicas. En cuanto a las áreas extrapeninsulares, según indicamos para PCa y PCa-1, cualquier síntesis estratigráfica basta para ver que son numerosas las sucesiones que, hacia el límite Proterozoico Medio/Superior, comienzan con depósitos similares a los de P6 incluso en el aspecto de la relación con vulcanitas ácidas.

• *Unidad P7.*—Aparte de las siglas cartográficas, hemos empleado antes los términos informales «Esquistos y filitas superiores» y «Complejo Intermedio» (con criterio regional), si bien incluían también a P6. En el futuro podremos emplear el término formal «Formación Solana Cruces» (12,5 Km. al NW de Hornachos), referido a un corte parcial de los más expresivos.

Se trata todavía de un «complejo» que por su gran espesor podría dar lugar a un «grupo», pero que por su gran monotonía y dificultad

de subdivisión supondremos una «formación». Sólo se ha distinguido una confusa subunidad carbonatada que por ahora llamamos P7.

No hay citas regionales referidas concretamente a P7 (o equivalentes) como unidad diferenciada. De algún modo sus materiales se han incluido con otros en diversas macrounidades informales: «Serie de Azuaga», «Serie Negra», «Fm. Dehesa del Marqués», «Tramo del río Retín», «filadios», «Fm. de Urra», «Unidad La Naterona», etc. Si se demostrara la correlación segura con los «Esquistos de Alcuñia», que en la vecina «Zona Centro-Ibérica» sirvieron para establecer el concepto de Alcuñense, habría esa antecedencia extrarregional.

El estratotipo será difícil de conseguir por coincidir un gran espesor (nunca contenido en un solo corte) y un predominio de materiales blandos y de escaso afloramiento. Los cortes del S y SW de Higuera de Llerena (Ahijaderos, Egido, Vicarías) tienen el fallo de su dudosa edad. En el Matachel Medio, al S y SE de Hornachos, en Chaparral-Angostura-La Matilla-La Lapilla, falta la parte alta, pero hay afloramientos relativamente buenos. En Solana Cruces, 12,5 Km. al NW de Hornachos (y alrededores), el problema es el mismo, pero se ve muy bien el paso desde P6. Los extensos afloramientos de Retamal, W de Palomas, etc., son de problemática adjudicación a P7. En la región de Oliva aparecen niveles altos pero en afloramientos pequeños y dispersos. De todas formas, aunque se consiguiera la correlación segura con Alcuñia, el estratotipo ideal seguiría estando allí.

El espesor máximo visible en la mitad SW de nuestro sector está próximo a los 1.000 m., mientras que en la mitad NE (es decir, al NE de la falla sinistral de Campillo) se alcanzarían los 2.300 m. Se trata de valores trabajosamente deducidos y poco fiables, a los que se llega por un procedimiento casi estadístico a partir de multitud de datos parciales (cortes y lecturas de mapas sobre todo). En conjunto está claro un aumento de espesores de SW hacia NE.

En campo, P7 es una sucesión monótona de filitas y esquistos metapelíticos (de grado bajo o muy bajo), con tonalidades de alteración grises verdosas, grises satinadas o caquis, masivos o con laminación tenue y fina. En tramos irregularmente distribuidos (más frecuentes hacia el muro), hay intercalaciones metaareniscosas (paquetes de escasos milímetros a 2-3 m. de potencia), grauváquicas/micrograuváquicas (de unos decímetros a bastantes metros) y también cuarcíticas oscuras (de pocos decímetros a 4-5 m.). Localmente (SWS de Oliva) se han encontrado calizas cristalinas impuras como intercalación aislada. Por el gran espesor, y envergadura de los macropliegues, P7 ha ocupado en los sucesivos orógenos niveles estructurales y metamórficos muy distintos: cada afloramiento tiene una historia y no se puede tipificar el resultado; hay desde esquistos con biotita y pequeños granates de neoformación hasta pizarras satinadas que apenas sobrepasan las condiciones

de anquimetamorfismo; hay esquistos con dos finas crenulaciones (incluso linealizadas levemente); otros con textura lepidoblástica; algunos, con *kinks* tardíos como estructura más característica, etc.

En los afloramientos del Retín (SW y S de Higuera de Llerena) dominan filitas, pizarras metapelíticas negruzco-verdosas, satinadas, y metalimolitas grauváquicas, con metaareniscas impuras y cuarzo-vacas (muy aisladas, heterométricas). En conjunto son componentes principales: cuarzo (poligénico y heterométrico), clorita secundaria, moscovita heredada, plagioclasa detrítica muy alterada, microclastos de cuarcitas y esquistos, cloritoide (rara vez) y biotita (de contacto, local). Accesorios más frecuentes son diversos opacos, materia carbonosa, circón y turmalina. Tardíos secundarios (retromorfismo, alteración, etc.) son cuarzo, clorita, caolinita, óxidos, carbonatos, caolinita, micas fengíticas, zeolitas, etc.

En el Matachel Medio (SE de Hornachos), en la base de una sucesión análoga a la anterior, destaca un tramo con metamorfismo anómalamente alto: hay esquistos brillantes, lepidoblásticos, con flujo tardío asociado a retromorfismo que oblitera microdeformaciones previas; predominan cuarzoesquistos moscovíticos con granates automorfos acompañados de sombras de presión; hay crenulación, con esquistosidad de flujo tardía a la que se asocian las micas fengíticas. También es patente la microtransposición precoz que se resuelve en agregados lenticulares con granos muy estirados de plagioclasa, cuarzo, biotita cloritizada, etc. Accesorios más comunes son circón y sulfuros metálicos. Secundarios frecuentes: óxidos, micas incoloras, faldespato potásico, opacos diversos, carbonatos, etc.

En la banda contigua al NE de la Falla de Campillo, los esquistos que acompañan a cuarcitas bandeadas en la base de P7 son negruzco-verdosos, monótonos, y tienen por componentes fundamentales cuarzo fino, heterométrico y poligénico, moscovita heredada, plagioclasa (muy localizada), clorita de neoformación, micas incoloras retromórficas tardías. Accesorios frecuentes: opacos, materia carbonosa, circón. Secundarios: óxidos, calcita. Llega a haber microtransposición precoz: rara vez se desarrolla crenulación incipiente. En esta región hay intercalaciones minoritarias de grauvacas muy silíceas, esquistosadas, ricas en micas secundarias de grado muy bajo; cuarcitas bandeadas por intercalación de láminas limolíticas oscuras; cuarcitas muy recrystalizadas y compactas, negruzcas por la presencia (escasa) de clorita, opacos y materia carbonosa.

En cuanto al lentejón (?) del SWS de Oliva, apenas aflorante, está constituido por calizas masivas, compactas, de grano fino, no bandeadas, negras y pardas oscuras, recrystalizadas fuereamente y con agregados cristalinos más gruesos, estirados. Tiene materia carbonosa, carbonatos y sulfuros de hierro, así como hidróxidos y arcillas marrones

residuales. Hay evidente efecto de contacto plutónico, y el espesor aflorante es de al menos 30 m., siendo calcoesquistos verdosos las litologías confinantes.

Los límites regionales son los ya señalados para PCa-1, es decir: probable extinción primaria hacia el SWW (núcleo de «Ossa-Morena» emergido o cubierto por otra facies distinta, proximal). Aumento de distalidad y espesores hacia el NE o NEE, aunque no sabemos si existió conexión con los «Esquistos de Alcudía», o si éstos representan la sedimentación en otro aulacógeno paralelo, con posterior aproximación tectónica. Hacia SE y NWN parece probable la continuidad en todo el ámbito de «Ossa-Morena» al menos, con moderados cambios de facies por el paralelismo con el borde de cuenca.

P7 ocupa unos 200 Km² dentro del Sector estudiado, más de 1.200 en el total de «Ossa-Morena» y al menos 50.000 su hipotética equivalente de todo el Macizo Hespérico.

La génesis, dentro del cuadro supuesto para PCa-1, respondería fundamentalmente a depósitos terrígenos, muy abundantes, en plataforma distal con subsidencia mantenida, quizás procedentes de aparatos deltaicos más costeros, tras intensa redistribución por corrientes importantes. Hay secuencias turbidíticas Td-e, y alguna Ta-b aparentemente más proximales, así como largos períodos con sedimentación pelítica monótona y condensaciones. Dentro del esquema de margen pasivo, parece posible un régimen fluvioglacial en algunos aportes, sin poder precisar si se debería a crisis climática, o más bien a glaciarrismo por relieve en el orógeno activo de la parte más alejada del área madre (donde además habría un vulcanismo intermedio o básico). La escasez de calizas podría estar justificada por la turbidez o por la excesiva profundidad.

Los tanteos de correlación son los ya expuestos para todo el conjunto PCa-1, llamando una vez más la atención hacia la «Serie de Gourma» (Mali).

Los problemas de la datación por acritarcos se exponen para la totalidad de PCa y de PCa-1, donde se refleja el escaso rigor metodológico y cronoestratigráfico de los datos existentes. Estando también inmaduras las correlaciones con series datadas, se puede no obstante presentar, por múltiples datos convergentes, una máxima probabilidad de acotación de P7 entre —900 y —680 M. A. (Proterozoico superior no muy alto), aunque quizás dentro de ese lapso de tiempo bastaron unas decenas de millones de años (al principio, en medio, o al final) para toda la sedimentación de la unidad.

No precisamos referencias a series análogas por falta de espacio. Nos remitimos a la bibliografía estratigráfica sobre áreas con series equivalentes a PCa-1.

f) No se ha encontrado la línea de costa del momento de transgresión máxima sobre el macizo del SW, aunque parece que cortaba «Ossa-Morena» según una traza aproximadamente NWN-SES; nada se sabe sobre la costa opuesta, que quizás excedió en paleoposición al ámbito del actual Macizo Hespérico. Los sedimentos reflejan un aumento de distalidad en sentido SW-NE. La superficie ocupada en «Ossa-Morena» por PCa-1 y sucesiones correlacionables es de al menos 1.500 Km², mientras que si se atiende al Alcudiense Inferior centroibérico, la superficie de afloramiento podría acercarse a los 60.000 Km².

g) Consideramos PCa-1 desarrollado en un margen pasivo de tipo atlántico, posiblemente combinado con un sistema de compartimentos equiparables a aulacógenos. La parte distal del área madre sería un orógeno de lento desarrollo, con vulcanismo básico o intermedio asociado; la parte media sería una plataforma previamente arrasada; la parte proximal pericostera tendría intensa fracturación y un episodio volcánico ácido precoz. Se acumularon grandes espesores de detríticos, con depósitos de plataforma dominantes en la base, y turbidíticos de distalidad media y alta predominantes hacia arriba.

h) En el ámbito de «Ossa-Morena», aparte de las correlaciones basadas en la práctica continuidad física, damos por sentada la práctica equivalencia con parte de la «Serie de Urra» y las «Grauvacas de Sardoal» (Portugal), así como con el conjunto del N de Badajoz formado por «Unidad Los Chozos» + «Unidad Detrítica Superior» + «Unidad La Naterona», de SANTOS, J. A., y CASAS, J. (1980). La correlación con la parte inferior del «Complejo esquistoso-grauváquico» centroibérico es un problema prioritario aún irresuelto. Las comparaciones con sucesiones similares extrapeninsulares las hemos hecho a escala global para todo el macroconjunto PCa, ya que rara vez las descripciones de las sucesiones descienden al detalle de separar e individualizar unidades equiparables a PCa-1 y PCa-2.

i) Ya hemos visto en PCa las limitaciones de la utilización de acritarcos (por ahora sólo esbozada) para datar la sucesión. Los géneros *Orymatosphaeridium* y *Protosphaeridium* del S de Almadén (clasificación de MITROFANOV y TIMOFEIV) sólo especifican una edad rifeense para el Alcudiense Inferior típico. En la vecina «Fm. Azuaga», CHACON, J. (1979 a y b) transmite el hallazgo por los citados autores de:

Ethmosphaeridium tungusum TIM.
Leosphaeridium cf. *tenuissima* EISHOLD
Orymatosphaeridium distributum TIM.
Phyconycites sp.
Protosphaeridium sp.

que significarían Rifeense medio (sobre todo parte inferior). En cuarcitas suprayacentes encuentran:

Protosphaeridium discum TIM.
Protosphaeridium tuberculiferum TIM.

que indicarían edad rifeense, con exclusión de la superior y vendiense. Fiabilidades aparte —por tratarse de referencias importadas—, el problema fundamental está en saber si las muestras han sido tomadas en «Beturiense» terminal (subunidad P5^{VI}) o en «Alcudiense Inferior» (unidad P7), ya que da una acusada similitud de facies y secuencias entre ambos fragmentos de sucesión.

Por comparación con numerosas sucesiones extrarregionales datadas, pensamos que el comienzo de la sedimentación de PCa-1 debió intercalarse entre -1.100 y -900 M. A. (con una mayor probabilidad después de -1.100, arrancando de la etapa de inestabilidad general), y que pudo terminar con máxima probabilidad entre los -680 y -650 M. A., quizás como resultado de la regresión generalizada a escala global que muchos postulan. Utilizando otra escala, cronoestratigráfica, PCa-1 comenzaría en las postrimerías del Proterozoico Medio o principios del Superior (?), se desarrollaría fundamentalmente a lo largo de éste, y terminaría antes del Vendiense.

j) No hay aquí espacio para señalar más referencias bibliográficas que las expuestas para PCa. Insistimos en el interés de toda descripción referente a potentes y monótonas sucesiones rítmicas, con predominio de esquistos y grauvacas, repartidas por zonas móviles intercratónicas, y de las que se conocen o suponen edades proterozoicas medias-altas a superiores no muy altas.

«Alcudiense Superior» (PCa-2)

a) El nombre tiene el mismo origen que el término «Alcudiense», más amplio.

b) Con sucesivos criterios hemos ido considerando esta unidad como un «complejo», un «sintema» y un «conjunto tectosedimentario». Prevemos una próxima categoría de «grupo», aunque de momento no hemos comprobado la validez regional de las subdivisiones litoestratigráficas locales. De momento preferimos pensar en una formación potente y compleja, provisional, que luego describiremos (P7*), y que representaría a toda PCa-2.

c) En «Ossa-Morena» no hay antecedentes estrictos que formalicen alguna unidad equivalente a PCa-2. En principio se planteó una posible equivalencia con el «Tramo del Eneinalajo» (DELGADO-QUESADA, M.,

1971). Dentro del sector estudiado, parte de la «Formación de Sierra Velita», y quizás el «Tramo del Retín» (CHACON, J., 1979 a y b), pudieran considerarse sinónimos de nuestra unidad.

d) El estratotipo sería de síntesis, con datos de Cortijo Potrico-Sierra Velita (SE de Hornachos), Cortijo de El Aguila (SW de Puebla de la Reina), Tallisca-Charneca (SE de dicha población), y Peña Castillo (E de Campillo).

e) Los espesores máximos conservados está próximos a 700 m. y no hay datos para cuantificar el primer vacío erosional de techo. Ya hemos señalado que niveles detríticos cuarzofeldespáticos de grano medio dominan hacia muro y metapelitas hacia techo; después concretaremos aspectos litológicos al describir la unidad litoestratigráfica básica correspondiente, P7*.

El límite inferior de PCa-2 es confuso, pero deja ver al menos una discordancia angular a todas las escalas (cartográficas, meso- y microtectónica), menos patente cuando la laguna cerrada por la base es pequeña (sustrato PCa-1) que cuando es grande y descansa directamente sobre «Beturiense Superior» alto. Ya hemos dicho que incluso al SW del eje Badajoz-Córdoba (SW de Higuera de Llerena) y hasta en el núcleo Olivenza-Monesterio (SW de Monesterio, parte de «Formación de Tentudía») hay sucesiones que por macrosecuencia, litologías y posición estratigráfica parecen correlacionables con PCa-2, lo cual podría interpretarse como indicio de una mayor extensión que la de PCa-1: casi toda «Ossa-Morena» habría quedado cubierta, resultando en tantas áreas con yacencia directa de PCa-2 sobre «Beturiense» tras importante laguna. Las facies basales de Sierra Velita indican la posibilidad de que hacia el S o SW quedara un área emergida próxima; en consonancia, hacia el actual NE se pasa a predominio de facies progresivamente distales que incluyen sedimentación pelítica persistente, a veces en medio anóxico y con condensaciones: no se vislumbra, pues, hacia allí una línea de costa próxima. Carecemos de datos propios o bibliográficos sobre la prolongación de PCa-2 hacia NW y SE, y por tanto ignoramos si «Ossa-Morena» comprende los límites laterales en dichos sentidos. En cuanto al límite superior, con el «Precámbrico Terminal», rara vez se observa en nuestro sector, pero parece implicar pequeña laguna y sólo intercalación de leves ajustes tectónicos.

PCa-2 está representado litoestratigráficamente por una sola unidad, P7*, que describimos:

• *Unidad P7**.—Sólo hemos utilizado las siglas cartográficas, cuyo asterisco señala la absoluta provisionalidad, partiendo de la unidad P7: hasta hace poco, considerábamos que se trataba simplemente de la parte alta de esta última, o la confundíamos con un «Cambro-Ordovícico» atípico. Coloquialmente no distinguimos entre «Conjunto Alcu-

diense Superior» (PCa-2) y P7* por la equivalencia antecitada de ambos. Prevedemos el futuro nombre formal más probable de «Fm. Cortijo Potrico-Sierra Velita» o el de «Fm. Cortijo del Aguila», según el estratotipo que se elija.

Se trataría de una potente formación en la que se distinguen un tramo basal, que incluye los paquetes con granulometría más gruesas, y otro tramo más potente, de grano progresivamente fino. El paso de uno a otro tramo es gradual, lo que impide la apetecible subdivisión de P7* en dos miembros; paradójicamente, en la parte baja se pueden distinguir bien varios paquetes litológicos, pero su validez lateral es muy escasa en sentido SW-NE.

Los antecedentes, incluso informales, son prácticamente inexistentes, pues la sucesión contrasta poco con los materiales confinantes, precámbricos más bajos o paleozoicos, y ha sido habitualmente asociada y confundida con unos o con otros. Exceptuamos el término «Fm. Sierra Velita» de CHACON, bastante ajustado a P7*. Particularmente, habíamos utilizado el término impreciso «Infracámbrico» en afloramientos próximos a la Falla de Campillo.

El establecimiento de un estratotipo representativo presenta el problema fundamental de la variabilidad lateral de facies, sobre todo en sentido SW-NE, en que se gana distalidad. Los cortes más expresivos son los de Cortijo Potrico y Sierra Velita (al N de Valencia de las Torres), Cortijo de El Aguila (SW de Puebla de la Reina), La Tallisca y La Charneca (SE de la misma localidad) y Peña Castillo (al E de Campillo). Cada uno de estos cortes muestra facetas distintas e importantes de la evolución lateral de P7*, pero ninguno representa bien a la unidad por sí solo.

Las características fundamentales de P7* son las siguientes: los espesores máximos visibles alcanzan unos 450 m. al SW de la Falla de Campillo y unos 600 m. al NE de la misma. Los valores deducidos serían superiores en un 20 %. En ningún caso bajarían los espesores mínimos de 300-350 m.

Se trata de una sucesión transgresiva con varios impulsos iniciales hasta la estabilización, cuyo esquema ya vimos al considerarla como conjunto PCa-2. Esto se materializa en tres o cuatro ciclos truncados iniciales y otro definitivo mucho más persistente cuyo fin no es visible: en Potrico-Velita alternan paquetes pluridecamétricos de metamicroconglomerados y metaareniscas con otros metapelíticos a los que se pasa rápidamente; hacia arriba se pasa a una monótona sucesión de esquistos metapelíticos y metalimolíticos con escasas y delgadas intercalaciones cuarcíticas. Los microconglomerados originales serían muy heterométricos, con granos angulosos y gran proporción de matriz arcillosa (ahora fuertemente transformada); podría hablarse de verdaderas «diamictitas» en algunos niveles, que llegan a incluir cantos de cuar-

zo sub-redondeados de hasta 6 cm., aislados. Los niveles duros más característicos suelen variar entre arcosas y cuarzovacas de aparente origen vulcanodetrítico parcial y verdaderas cuarcitas; se trata de rocas muy cuarzosas, con plagioclasas (albita y albita-oligoclasa), feldespato potásico y moscovita como componentes principales, heredados; la abundante matriz (salvo en cuarcitas) debió ser lutítica y está transformada en micas incoloras de muy bajo grado, pequeñísimas y orientadas. Accesorios frecuentes son biotita parda heredada, rutilo, circón y opacos. Secundarios: óxidos y calcita. Hay fuerte estiramiento generalizado, con texturas entre cataclásticas y protomiloníticas. En cuanto a los materiales de grano fino —cuarzoesquistos y filitas—, presentan tonalidades grisáceo-verdosas, fuerte estiramiento, y frecuentes *kinks*; se trata de metapelitas y metalimolitas de grado muy bajo, habitualmente laminares, con abundante cuarzo (fino pero heterométrico), micas fengíticas orientadas, posible biotita heredada y alterada, algo de clorita, escasa plagioclasa (muy menuda) y óxidos.

En Cortijo de El Aguila, al SW de Puebla de la Reina, dominan metamicroconglomerados, metaareniscas y metapelitas, en irregular alternancia que hacia techo desemboca en monótonos esquistos metapelíticos. Hay interferencia local de esquistosidades que marca un esbozo de lineación. Aquí dominan continuamente las tonalidades negruzcas-azuladas, que pasan a color ceniza por alteración. Los microconglomerados tienen clastos de hasta 3 mm., angulosos o subangulosos, con marcada heterometría, y presentan pátina criptocristalina verdoso-grisácea; la matriz, abundante y heterogénea, tiene micas incoloras de grado muy bajo (procedentes de arcillas), óxidos y opacos; las características «diamictíticas» parecen también aquí probadas. Las metaareniscas y cuarcitas tienen matriz arcillosa transformada a micas incoloras, opacos y leve cantidad de materia carbonosa, y mantienen las tonalidades oscuras. Los esquistos presentan una fina disyunción astillosa por interferencia de esquistosidades; tienen restos de bandeado laminar (limo/pelita), siendo cuarzo y sericita sus componentes fundamentales; accesorios más frecuentes: biotita heredada, circón, turmalina y opacos; secundarios: óxidos y cuarzo segregado.

En Tallisca-Charneca (SE de Puebla de la Reina), la sucesión recuerda a la de El Aguila. Hay microbrechas, microconglomerados, arcosas, cuarcitas feldespáticas, areniscas, limolitas y pelitas, todo ello esquistosado dos veces al menos y con esbozo de lineación, y metamorfismo que oscila entre el grado muy bajo y el anquimetamorfismo avanzado. Hay cuarzo heterométrico y heteroanguloso, poligénico; abundantes micas fengíticas procedentes de la matriz arcillosa; moscovita heredada, plagioclasas albiticas, *cherts* transformados, con óxidos tardíos, y piritita y materia carbonosa como accesorios. En la parte más alta visible de la sucesión se intercala un nivel lenticular de calizas (2 a 5 m. de

espesor, con bandeado claro/oscuro según la distinta proporción de micas, materia carbonosa, arcillas transformadas y opacos.

En Peña Castillo (E de Campillo), la sucesión es quizás la más distal, con mayor predominio en espesor de los niveles metapelíticos, mientras que los detríticos más gruesos son cuarcitas en barras estrechas; la base es metaarcósica y metamicroconglomerática similar a la de otros cortes; en el resto dominan filitas azuladas (de tendencia lepidoblástica) con intercalaciones aisladas de cuarcitas grises/azuladas con esbozo de lineación, siendo componentes dominantes cuarzo heterométrico anguloso o subanguloso, plagioclasas alteradas, micas fengíticas microcrenuladas, moscovita y alguna biotita parda alterada, con circón, opacos y turmalina como accesorios, aparte de óxidos tardíos secundarios.

Como P7* es la unidad litoestratigráfica que representa a la totalidad del conjunto PCa-2, hay varios aspectos que se tratan referidos a éste, a saber: límites verticales y horizontales, génesis, correlación, edad, bioestratigrafía y referencias bibliográficas.

f) En el resto de «Ossa-Morena», la existencia de un equivalente al Alcudiense Superior es un problema que acabamos de plantear y que por lo tanto no ha sido tratado previamente. Por ello, no hay datos publicados respecto a espesores, litologías, límites y edad. En cuanto al Alcudiense Superior genuino, no parece aflorar en la parte de la «Zona Centro-Ibérica» contigua a nuestro sector (ausencia erosiva ?), pero domina más al NE (Montes de Toledo Occidentales...), donde constituye tema de investigación actual prioritario de nuestro equipo, y donde consta fundamentalmente de pizarras, grauvacas, areniscas, microconglomerados, conglomerados, calizas y dolomías. En el Macizo Hespérico, la superficie total que suman los afloramientos de PCa-2 y Alcudiense Superior seguro, puede alcanzar los 20.000-30.000 Km², mientras que en «Ossa-Morena» se carece aún de mapas que distingan el conjunto para calcular el área ocupada.

g) PCa-2 parece corresponder a una importante etapa transgresiva con cuatro o cinco pulsaciones iniciales importantes, seguidas de otra definitiva y persistente que da el gran espesor de pelitas de la parte superior. En el comienzo hay depósitos heterométricos (dentro de granulometrías medias y finas) y después depósitos pelíticos con síntomas de condensación. El cuadro podría responder a una transgresión eustática postglacial de acuerdo con modelos comúnmente admitidos.

h) La correlación de PCa-2 en «Ossa-Morena» es apenas posible por falta de datos bibliográficos que separen y definan sucesiones análogas; ya hemos visto que a techo de la vecina «Fm. Azuaga» y en parte de la «Fm. Tentudía» (Monesterio) hay sucesiones que por edad y litología pueden corresponder localmente a PCa-2. En el ámbito centro-

ibérico, de donde procede el término Alcudiense Superior, éste fue dividido inicialmente en «Serie Conglomerática» y «Serie de Hinojosa», si bien están todavía por establecer los límites cartográficos regionales de la macrounidad y las unidades de que consta en cada sector. En las habituales áreas de referencia extrapeninsulares (Armorica, Terranova, SW de Islas Británicas, Caledónides escandinavas, Spitsbergen, Ante-Atlas, Cadena Farusiense, etc., etc.) aparecen sucesiones de «edad vendiense, *s. l.*» con múltiples elementos comunes con PCa-2, pero por ahora cabe más hablar de «similitudes» o «equivalencias» que de telecorrelaciones en sentido estricto.

i) En cuanto a bioestratigrafía, CHACON, J. (1982), cita en la «Fm. Sierra Velita» la existencia de «microfitofósiles de especies conocidas en el Vendiense y Rifeense Superior», sin precisar más. De acuerdo con las últimas dataciones del «Precámbrico Terminal» inmediatamente suprayacente, y teniendo en cuenta las edades de procesos similares de otras áreas móviles y bordes de escudos, parecen cotas seguras entre las que se puede intercalar PCa-2 las de -680 y -610 M. A., aunque pudieron bastar escasos millones de años dentro de ese margen para la sedimentación de la sucesión conservada. Se podría hablar, pues, de un Sturtiense terminal y quizás de una parte sustancial del Vendiense (en la escala de HARLAND y otros), lo cual concuerda con la edad generalmente admitida para el Alcudiense Superior genuino.

j) No cabe aquí la enorme lista de referencias bibliográficas del Macizo Hespérico o extrapeninsulares que reflejan la importancia global del proceso generador de PCa-2 y equivalentes. En las postrimerías del Precámbrico hemos visto que hay una tabulación de modelos evolutivos, y «Ossa-Morena» entraría en el mismo grupo que aquellas zonas en que hay una sucesión detrítica potente, a partir de -650 M. A., aproximadamente (transgresión postglacial ?), sigue un conjunto volcánico y volcanoclástico con predominio andesítico, y en discordancia con éste un «Cámbrico Inferior» marino.

*«Precámbrico Terminal» (PCT)

a) Utilizamos este término y siglas (o también el más completo de «Precámbrico Terminal Volcano-detrítico») de modo coloquial, sin carácter definitivo ni rigor cronoestratigráfico de detalle, puesto que sabemos que en otros sectores de «Ossa-Morena» hay mejores afloramientos para establecer estratotipos, y además hay materiales efusivos y volcano-detríticos más altos que los nuestros y posiblemente precámbricos todavía.

b) Se trata por ahora de un «complejo», también equiparable a un «sintema», a pesar de que la discordancia basal no se observa bien en

nuestro sector. Prevedemos una futura categoría de «grupo», sin descartar la de «supergrupo» si llega a aislarse y conocerse bien la unidad inferior. Distinguimos ya en PCt dos unidades: la inferior, antecitada (PCt-1), aún bastante confusa y con origen en vulcanismo ácido; la superior (PCt-2), que refleja un vulcanismo básico e intermedio; podrían considerarse «intertemas» o «mesotemas», aunque la discontinuidad entre ambas es aún problemática; litoestratigráficamente, corresponderán al menos a dos «formaciones» (P8* y P8), si bien ya se han distinguido en P8 por ahora al menos tres miembros (P8', P8'' y P8'''), que por su importancia y génesis diferencial quizás alcancen el rango futuro de «formación».

c) No existen antecedentes formales de la unidad ni en el sector estudiado ni en el resto de «Ossa-Morena». No obstante, son numerosos los nombres locales y las descripciones informales que se refieren a sucesiones afines en buena parte a PCt: «Serie de Malcocinado», «Conglomerado de Sotillo», «Formación Sotillo», «Grupo de Sotillo», «Andesitas de la Sierra de Córdoba», «Conjunto Vulcano-Sedimentario», «Materiales precámbricos terminales», «Complejo Superior», etc., etc. El término formal «Fm. San Jerónimo» de LIÑAN, se refiere a un área lejana (junto a Córdoba) y tiene problemas en su límite inferior. Precisamente, unidades como la «Formación Torrecillas», la «Formación Tentudía» y el «Complejo Vulcanosedimentario» serían para nosotros conceptos inadecuados, por su carácter híbrido («Beturiense Superior» ortoderivado + «Precámbrico Terminal», separados por una sutil discontinuidad entre facies similares). En cuanto a los porfiroides «transicionales» precámbrico-cámbricos adosados al núcleo Olivenza-Monesterio, suponemos que son niveles más modernos que los más altos de PCt aflorantes en nuestro sector.

d) El estratotipo regional, necesariamente sintético, planteará el problema fundamental de la variabilidad lateral de los materiales volcánicos, de modo que, aunque el vecino sector de Río Sotillo parezca el más adecuado para un corte patrón, no es representativo por sí solo de las múltiples facetas que presenta el vulcanismo finiprecámbrico de «Ossa-Morena». En nuestro sector habría que considerar al menos los afloramientos del N de Llerena y los de Campillo; fuera del mismo, los de la Sierra de Córdoba y los de Segura de León, Bodonal, etc.

e) Las características esenciales de PCt son las siguientes: espesor local desconocido, pues nunca hemos visto simultáneamente muro y techo, ya que en nuestro sector se trata de afloramientos residuales o que constituyen el núcleo de ojales antiformes en que no aparece la base. En el extremo S del sector se han deducido espesores de al menos 500 m., dentro de la unidad PCt-2 y sin que llegue a aflorar PCt-1 ni sepamos si existe en profundidad. En el E y centro (Puebla de la Reina-Campillo), ese espesor se reduce a la mitad o menos, pero

allí P_{Ct}-1 está debajo, con espesores que pueden llegar a unos 350 m. Así pues, en el mismo punto, nunca se superan los 600 m. visibles para P_{Ct}, aunque esa cifra, tanto local como regionalmente, quizás suponga la mitad o menos de los valores originales. Las litologías, que después veremos, comprenden fundamentalmente vulcanodetríticos ácidos en P_{Ct}-1, y andesitas y detríticos asociados en P_{Ct}-2, todo ello muy transformado, pero sin alcanzar nunca ni siquiera el grado «bajo» de metamorfismo. En cuanto a límites, el interior no aflora al S de nuestro sector, y correspondería por lo menos a una paraconformidad con P_{Ca}-2 en el centro y E del mismo; en la región de Córdoba y de Olivenza-Monesterio parece que hay neta discordancia, incluso con salto metamórfico, respecto a equivalentes al «Beturiense Superior» alto. Los límites laterales suelen quedar ocultos bajo materiales paleozoicos, aunque es indiscutible que existen dos bandas volcánicas aproximadamente de NW a SE y separadas unos 35 Km. (la de Usagre y la de Puebla-Campillo), cuyas prolongaciones hacia el SE son claras, aunque desconocemos si llegan o llegaron a unirse hacia allí en una sola; hacia el NW se pierde P_{Ct} antes del Alentejo, quizás por erosión previa al Cámbrico (o posterior ?). Transversalmente a las alineaciones, de SW a NE, el rápido acuñaamiento original es todavía patente. El límite superior no se conserva: pudieron existir términos ácidos equivalentes a los de Bodonal-Cala, pero la fase cadomiense principal con pliegues casi N-S, y el posterior arrasamiento con paleoalteración previa al Cámbrico basal, eliminarían esos materiales y buena parte de los de P_{Ct}.

f) Regional y suprarregionalmente señalamos como importantes la continuidad y la facilidad de correlación de afloramientos de NW a SE, en contraste con la variabilidad y discontinuidad en la dirección conjugada. En nuestra Tesis hemos planteado una hipótesis paleogeográfica avalada por múltiples datos, según la cual «Ossa-Morena» tendría dos bandas volcánicas separadas por la faja blastomilonítica Porto-Badajoz-Córdoba; esas bandas serían un fragmento de una larga cadena volcánica finiprecámbrica quizás doble; de ahí la continuidad de las vulcanitas en sentido NW-SE, y la ausencia de las mismas en la vecina «Zona Centro-Ibérica».

g) La génesis de P_{Ct}, con el simple análisis macrosecuencial y evolutivo, presenta como más probables dos mecanismos: el de un complejo margen activo, o el de un arco insular con todo su cuadro tectono-metamórfico asociado. Ya hay múltiples datos sobre la evolución cadomiense de la región: estructuración de dos bandas metamórficas (blastomilonítica y Peraleda), desarrollo levemente diacrónico de dos bandas volcánicas alternantes con aquéllas (Usagre y Campillo), paso del mar abierto de una posición nororiental a otra meridional o suroriental; nos falta conocer la evolución vertical del quimismo de P_{Ct} y la comparación del de ambas bandas, cara a comprobar si existió

un proceso de subducción con superficie de Benioff de buzamiento nororiental, que nos atrevemos a plantear como hipótesis. Es probable que esos datos geoquímicos ya existan, visto el interés reciente de varias empresas y organismos por las vulcanitas regionales en función de las menas metálicas que contienen.

h) La correlación regional es relativamente fácil en conjunto, por serlo la identificación de los materiales en campo, aunque existen excepciones, como ocurre con metavulcanitas «beturienses» superiores y cámbricas, con las que es frecuente la confusión; en cambio, la correlación de detalle sólo se podrá hacer por procesos, no por unidades menores. Así, los sinónimos de PCt ya citados podrían suponer un primer intento de correlación macroscópica. La correlación entre las dos bandas es muy difícil, e ignoramos si llegan o llegaron a conectar físicamente más al SE. En la «Zona Centro-Ibérica» llama la atención, precisamente, la ausencia de un proceso volcánico similar al reflejado por PCt, y esto es un tanto más a favor de la hipotética sutura cámbrica superior de esa zona con «Ossa-Morena». En el marco intercontinental hemos visto unas similitudes asombrosas de vulcanismos finiprecámbricos de Terranova, Gales-SW de Inglaterra, Macizo Armoricano y Atlas Occidental, de modo que suponemos una gran paleocadena volcánica, quizás con trazado doble, forma simétrica a la de una S y miles de kilómetros de longitud, que uniría las áreas antecitadas incluyendo «Ossa-Morena».

i) No hay todavía dataciones absolutas directas; la edad de 550 M. A. \pm 10 dada por BLATRIX y BURG en el «Beturiense» de Peralda la consideramos de «cierre» del metamorfismo cadomiense local y comienzo de la emersión persistente de dicha área. Por la infrayacencia de PCt en discordancia bajo el Cámbrico Inferior datado (intercalándose plegamiento, anquimetamorfismo, arrasamiento y paleoalteración con rubefacción, lo que lleva un tiempo), suponemos que las vulcanitas son netamente previas a la base de ese Cámbrico. Por comparación con las sucesiones volcano-detriticas datadas del resto de la hipotética cadena, se puede suponer para PCt una edad probablemente intercalada entre 650 y 580 M. a., ocupando sólo una pequeña parte de ese lapso; quizás la banda de Campillo (sin discordancia neta bajo Cámbrico) sea más joven y llegue casi a los 550 M. A. En conjunto, sólo se debiera hablar de vulcanismo intravendiense, más bien tardío que precoz.

j) Sin precisar referencias concretas, llamamos la atención sobre trabajos extrarregionales referentes a áreas con sucesiones volcánicas finiprecámbricas asombrosamente parecidas a las nuestras, p. e.: el «*Flysch Volcanique*» de Terranova y las «*Hadrynian Volcanics*»; sucesiones del «*Uriconiense*» y del «*Charniense*» británicos; vulcanitas de Trégor y Douarnenez en el Macizo Armoricano; vulcanitas del Precámbrico III del Atlas, etc. ,etc.

«Precámbrico Terminal Inferior» (PCT-1)

a) El nombre informal y siglas se derivan de los utilizados para PCT.

b) Se trata por ahora de una entidad estratigráfica mal conocida: un pequeño «complejo», que con otros criterios puede considerarse «intertema» o «mesotema», así como un «conjunto tectosedimentario» menor; litoestratigráficamente puede que constituya en el futuro un pequeño «subgrupo» o más bien una «formación» medianamente compleja.

c) Carece de antecedentes concretos, ya que habitualmente sus materiales se han considerado conjuntamente con los restantes de PCT, o han sido adjudicados a un Precámbrico mucho más bajo, al «Infra-cámbrico» o al Paleozoico.

d) El estratotipo habría de componerse a partir de cortes parciales en la región de Campillo: en el borde NW del mismo pueblo y en los parajes próximos de Las Machicas, Los Cerrillos, La Morala, Colmenar de Torres y Los Canchos-Guadamez.

e) El espesor máximo visible se aproxima a 350 m. Las litologías son muy variadas, pero casi todas relacionadas de algún modo con vulcanismo ácido próximo o lejano (se verán al describir la única unidad P8*). El límite inferior aflora confusamente y correspondería a una paraconformidad o suave disconformidad con PCa-2. Lateralmente, lo más importante es la rápida desaparición de PCT-1 en dirección SW-NE, de modo que prácticamente se asocia a la banda Puebla-Campillo, de pocos kilómetros de anchura, y probablemente se pierde por acuñaamiento rápido hacia SW y NE. En dirección NW-SE es más persistente la unidad, pero se pierde bajo cobertera reciente. Pudiera estar ausente de modo primario en la banda del SW (Usagre), pero no hay datos por no aflorar allí la base de PCT. El límite superior, con PCT-2, parece ser habitualmente paraconforme o por indentación progresiva; como mucho se llegaría a una suave disconformidad local. Los aspectos litológicos se verán en la unidad litoestratigráfica P8* que a continuación se describe:

• *Unidad P8**.—No hemos utilizado nombre formal. Dentro de las siglas cartográficas, el asterisco señala el carácter de provisionalidad y el subíndice 8 hace referencia a la Unidad P8, de la cual ésta que nos ocupa se desglosa. Hemos utilizado términos informales, «Precámbrico Terminal vulcanodetrítico de Campillo de Llerena» y «Vulcanitas de Campillo». La denominación formal futura podría ser «Formación Vulcanodetrítica de Campillo de Llerena».

Se tratará probablemente de una unidad con rango de «formación», cuyos miembros empezamos a vislumbrar. Como representa litoestra-

tigráficamente a la totalidad del conjunto «Precámbrico Terminal» inferior (Pct-1), ya hemos visto allí de qué otros modos puede considerarse esta situación con diferentes criterios taxonómicos.

No hay antecedentes en cuanto a nomenclatura y descripción, porque los materiales constitutivos de P8*/Pct-1 han sido, según casos, ignorados, atribuidos al Precámbrico, a la «Serie Negra», Devónico, Carbonífero, etc.

El estratotipo, sintético, vimos que para P8*/Pct-1 (y para los futuros miembros quizás) habrá de establecerse en los alrededores de Campillo de Llerena, sin descartar otros sectores más surorientales, que apenas conocemos, en el NWW de la provincia de Córdoba.

Ya vimos que Pct-1 llega a alcanzar los 350 m. visibles, y cómo parece restringirse a una pequeña banda alargada de SW a SE, muy efímera de SW a NE y próxima en ubicación a la futura Falla de Campillo (hercínica y quizás con antecedencia remota). Hay límite inferior confuso (ausencia de fuerte discordancia?) y posible paraconformidad o paso gradual a techo. Veremos aquí algunos aspectos litoestratigráficos. Aún no bien establecida la secuencia, parecen dominar tres tramos: uno de «aspecto» cuarcítico; otro con esquistos cuarcíticos y filitas en fina alternancia, y un tercero con vulcanitas y vulcanosedimentarios transformados. Dentro de las decenas de litologías concretas distinguidas, destacamos:

- Esquistos cuarcíticos blancos con aspecto de marfil, de grano muy fino y evidencia de transformaciones a partir de *cherts*. A veces son laminares por intercalación de bandas más oscuras (por impurezas, opacos y micas). Puede alcanzarse el 98 % de cuarzo (muy deformado y resoldado) con muy finas micas fenélicas de neoformación. Accesorios escasos: plagioclasa, piritita idiomorfa, moscovita detrítica, opacos no identificados. Algunos niveles pasan a verdaderas metaliditas claras. Posible origen en tobas o cineritas resedimentadas.
- Cuarzitas blancas esquistosas que pasan verticalmente de masivas a laminares. Son una variante más compacta y de grano algo más grueso de los esquistos anteriores. Coexisten cuarzo detrítico y *chert* recristalizado. En ocasiones se llega a una fina textura milonítica. Accesorios son micas incoloras de diversa génesis, pirititas, circones y rutilos.
- Cuarzoesquistos y filitas, metapelíticos, de grado bajo y muy bajo, con deformación compleja que incluye transposición precoz y bandeo tectónico incipiente. Micas incoloras de neoformación y otras retromórficas tardías, segregaciones de cuarzo y abundancia de opacos. Algún circón.

- Esquistos ortoderivados, con una gran variedad, procedentes de la transformación de riolitas a dacitas probablemente submarinas. Otros proceden de verdaderas ftanitas, de masas estratiformes de *cherts*, de jaspilitas o de masas arcillosas ligadas a vulcanitas. Los medios ópticos son insuficientes para el estudio de estos materiales, sobre todo por la fina granulometría. Han llegado a verse en algunos niveles cuarzos procedentes de *cherts*, en una masa criptocristalina, con epidota, plagioclasa sódica, micas, óxidos y sulfuros metálicos y otros opacos, aparte de las venas de calcita tardías.

No hemos podido todavía establecer una secuencia segura ni ver unos contactos claros de muro y techo, lo que justifica la provisionalidad de P8*. En los alrededores de Campillo —área tipo— los afloramientos son discontinuos y un apretado sistema de escamas vergentes al NE provoca repeticiones y ausencias, a la vez que hay evidencias de vulcanismos de otras edades (probablemente cámbrico, quizás silúrico —más dudoso— y posiblemente «devono-carbonífero»).

Las primeras hipótesis sobre génesis, correlación y edad, las mostramos referidas al subconjunto PCt-1, que P8* representa litoestratigráficamente en su totalidad.

f) En cuanto a aspectos regionales (límites, variaciones, etc.), está casi todo por hacer, empezando por ver si tiene validez general esta unidad provisional detectada localmente. Así, interesa saber si existe bajo PCt-2 en la banda volcánica suroccidental, y si se prolonga en dirección al N de Córdoba en la banda del NE. En definitiva, habrá que investigar si PCt-1 significa una rareza local, o si representa de modo general un conjunto de vulcanitas ácidas precoces, tan frecuentes en sucesiones análogas penicontemporáneas de otras áreas.

g) Los aspectos genéticos macroscópicos los hemos visto en PCt. En cuanto a aspectos de detalle, podríamos suponer un vulcanismo ácido precoz y transitorio, en buena parte subacuático, en un mar epicontinental o cuenca retroarco, con el continente adyacente arrasado y prácticamente inactivo en cuanto a aporte de terrígenos. Daría progresivamente paso este cuadro a la etapa fundamental con vulcanismo andesítico dominante (PCt-2, sinorogénico y sinmetamórfico, generador de relieves, con desarrollo de ignimbritas, coladas y vulcanodetríticos).

h) En cuanto a correlación, hay que señalar que, salvo errores en la bibliografía regional, son más frecuentes las vulcanitas ácidas en sectores extrapeninsulares de la cadena (Gales, Atlas...) que dentro de la propia «Ossa-Morena». Por otra parte, las vulcanitas ácidas que se adosan a parte del núcleo Olivenza-Monesterio suponemos que son más tardías que las de PCt-1.

i) Ya hemos visto los criterios especulativos respecto a la edad de PCt. Si fuera cierto un fenómeno caómiense de subducción hacia el NE, cabría la posibilidad de un diacronismo entre las dos bandas de vulcanismo, de modo que al estar PCt-1 en la más moderna (la del NE,) su edad podría ser similar a la de PCt-2 de la otra banda.

j) No hay referencias locales o regionales de esta unidad, por la novedad que constituye nuestra propuesta de la misma.

«Precámbrico Terminal Superior» (PCt-2)

a) El nombre informal y siglas derivan de los utilizados para PCt.

b) Se trata de una sucesión que aflora de modo fragmentario y disperso en el sector estudiado. De momento debe considerarse un «complejo»; a falta de demostrar que la base constituya una discontinuidad neta, puede considerarse un «intertema» o «mesotema». Con criterio genético, se trataría de un «conjunto tectosedimentario» menor. Litoestratigráficamente, habrá que atender a otros afloramientos de «Ossa Morena» para decidirse por considerar PCt-2 como un «grupo» con al menos tres formaciones, que llamamos, P8', P8'' y P8''' o, alternativamente, definir una sola formación (P8) con categoría de miembros para esas subunidades.

c) Los antecedentes son comunes con los de PCt, ya que hasta ahora no se habían hecho subdivisiones de este último conjunto. Localmente habría que referirse, pues, a la «Fm. Torrecillas» de CHACON (con matizaciones) y a nuestros «Materiales Precámbricos Terminales». Regionalmente sirven las mismas referencias y nomenclatura vistas para PCt.

d) El estratotipo de PCt-2 habrá de ser sintético y fundamentalmente basado en cortes ajenos a nuestro sector (N de Llerena, Río Sotillo, Malcocinado, Sierra de Córdoba, etc.). Se plantea aquí el problema de la conexión o independencia entre las vulcanitas de la banda del SW (Usagre) y la del NE (Campillo): si no hay enlace —siquiera genético— al SE y fuera del sector estudiado, habría que pensar en dos unidades, y por lo tanto en dos estratotipos. Para PCt-2 genuino (es decir, el del SW) hay tres cortes parciales: Higuera-Los Labrados (N de Usagre), Pedro Cobo (NE de Usagre) y Cortijo del Lagarto-Dehesillas (N de Llerena). Para PCt-2 referido al anterior (banda del NE), los fragmentos de sucesión para sintetizar el estratotipo están muy dispersos en el área da Campillo: NW del mismo casco urbano, Machicas-Huerto de los Cojitos (al NWW de la población), Arroyo Andihuela (al N), Colmenar de Torres (al ESE) y Sierra Chica-Mingorrubio (NEE). La enorme variabilidad lateral congénita de sucesiones volcánicas hace que cada cor-

te local fragmentario sea poco representativo de lo que ocurre sólo a unos cientos de metros en niveles coetáneos.

e) El espesor máximo visible en el sector no supera los 300-350 m., si bien una simple ojeada a sectores vecinos (E de la Hoja de Zafra y N de la de Llerena) advierte de que ese valor puede ser superado ampliamente (más de 600 m.); incluso, se observa que al acercarse a los aparatos efusivos deducidos (clastos ignimbríticos más gruesos, ensanchamiento vertical de coladas, aumento de cristalinidad original...) los espesores crecen desmesuradamente, como reflejando alineaciones de conos coalescentes. Una primera estimación para esas áreas vecinas permite suponer en ellas espesores que podrían superar los 1.000-1.500 m. fácilmente. Las litologías, que después veremos, responden fundamentalmente a un vulcanismo andesítico, con términos diabásicos aislados y, por el contrario, alguno más ácidos. Hay gruesos aglomerados e ignimbritas, coladas, cuerpos subvolcánicos y niveles vulcanoclásticos proximales y distales. El límite inferior no aflora en la banda del SW, pero observaciones regionales permiten pensar en una discordancia sobre sustrato erosionado que puede llegar a ser «Beturiense Superior». En la banda NE, la base parece sellar una discontinuidad menor en unos casos, y ser transicional por indentación con PCt-1 en otros. Los límites laterales NW y SE exceden del área estudiada, mientras que en dirección SW y NE ambas bandas volcánicas se acuñarían rápidamente, pasando a vulcanodetríticos finos previamente. A techo hay un proceso erosivo subsecuente a otro de plegamiento (patentes ambos en la banda SW, confusos en la NE), de modo que no sabemos cómo terminó el depósito de la unidad. Ya hemos dicho que al SW y SE, fuera del sector, hay sucesiones de origen volcánico, ácidas, consideradas transicionales a la sedimentación cámbrica.

Las características de la única unidad litoestratigráfica que representa a todo el subconjunto PCt-2 son:

- *Unidad P8.*—Hasta ahora hemos preferido utilizar las siglas cartográficas, ya que todo nombre con implicaciones geográficas es inadecuado porque los mejores afloramientos y el futuro estratotipo están sin duda fuera del sector estudiado. Hemos empleado sucesivos términos informales: «Vulcanitas precámbricas terminales de Usagre-Llerena», «Precámbrico Terminal volcánico», etc. Como en la banda volcánica del SW del sector no aflora el subconjunto PCt-1, allí PCt-2 equivale a la única formación P8, y ambos representan, por tanto, la totalidad de PCt local; hay, por tanto, nomenclatura informal común para PCt, PCt-2 y P8 en dicha banda. Si tuviéramos que dar nombre formal, propondríamos «Formación andesítica de Pedro Cobo» (NE de Usagre).

PCt-2 vimos que podría considerarse un «complejo», que analizado con diversos criterios podría dar un «intertema» o «mesotema», un

«conjunto tectosedimentario» menor, etc. Litoestratigráficamente, PCt-2 equivale a P8, y todavía no hemos decidido si se trata de una formación con tres miembros (P8', P8'' y P8'''), o si se trata de un pequeño grupo, y esos tres miembros deben considerarse formaciones.

Los antecedentes en nomenclatura y concepto son los ya vistos para PCt-2.

El estratipo será probablemente ajeno al sector estudiado si se le quiere dar valor regional. Se plantea si hay correlación segura entre P8 de la banda del SW (Usagre-N de Llerena) y P8 de la banda NE (Campillo), de modo que un estratotipo del SW sea transferible al NE. Además, incluso a lo largo de cada banda, la variabilidad lateral de los materiales efusivos da cortes muy distintos y poco representativos del resto.

Ya vimos en PCt-2 que el espesor visible dentro del sector es cercano a 350 m. y que ese valor se duplica en áreas próximas y se cuadruplica regionalmente. Observaciones y cálculos provisionales al S de nuestra zona permiten estimar al menos 300 m. visibles para P8', unos 150 m. para P8'' y al menos 150 conservados de P8'''. En la supuesta P8 correlativa de la banda de Campillo se ven unos 300 m. residuales de una serie más potente; de este último valor corresponderían unos 100 m. a P8', cerca de 80 a P8'', y aproximadamente 120 a P8'''.

Los aspectos litoestratigráficos, por subunidades, son esencialmente éstos:

— P8': está compuesta por coladas de variable espesor (de menos de 1 m. a más de 10) y por cuerpos intrusivos casi superficiales, lenticulares o estratiformes, en su mayoría andesíticos *s. l.* Al NE de Usagre dominan cuerpos estratiformes negruzcos (verdosos o violáceos por paleoalteración), masivos o bandeados, con frecuencia porfídicos; matriz recristalizada pero con restos de orientación pilotáxica, que suele estar constituida por plagioclasas (muchas maclas polisintéticas), máficos cloritizados, epidota dispersa y óxidos de Fe, Mn, Ti, etc. Los fenocristales más gruesos son de plagioclasa (variablemente cálcica), habitualmente maclada y con bordes complejos y muy transformados. Según niveles, se trataría desde metaandesitas porfídicas hasta metaespirititas. Al N de Usagre (Matagorda-Perdiguera) hay un gran cuerpo rocoso masivo, apenas bandeado y con escasos restos de texturas fluidales, que interpretamos como subvolcánico; la matriz está recristalizada y consta de abundantes máficos cloritizados, epidota, plagioclasas calcosódicas, abundantes opacos, óxidos diversos, carbonatos tardíos y apatitos zonados (ocasionalmente). Los porfídoclastos son de plagioclasas trituradas (o agregados), orientados consecuentemente con la leve esquistosidad que dibujan las cloritas. La naturaleza andesítica es patente. En cuanto a los afloramientos del N de la Hoja de Llerena (Cjo. Lagarto-Las Dehesillas), hay una potente sucesión de metavulca-

nititas negruzcas (verdosas o violáceas por paleoalteración), con texturas de recristalización diversas; destacamos un tramo porfiroide masivo, apenas esquistosado: los máficos se transforman en agregados ferruginosos, abundante clorita y óxido de manganeso residual; quedan anfíbol alterado y restos dudosos de piroxeno primario transformado; epidota y opacos accesorios; calcita y cuarzo secundarios, tardíos; los fenocristales son de plagioclasa, frecuentemente maclados y con bordes anubarrados. Se trataría de metaandesitas porfídicas albitizadas.

En la región de Campillo destacan esquistos porfiroides y protogneises verdosos, con textura cataclástica o protomilonítica a veces: la matriz tiene clorita, albita, opacos y cuarzos aislados. Los porfidoclastos, transformados y estirados, de plagioclasa calcosódica, con inclusiones de clinzoisita a veces, y con frecuentes halos de epidota secundaria. Se trataría también de materiales andesíticos *s. l.*

— La subunidad P8" aflora al N de Llerena (fuera del sector estudiado) y consta allí de unas «brechas» orientadas según la S_0 que pueden considerarse, según niveles, una ignimbrita o un aglomerado resedimentado, intercalándose algún esquistos y calcoesquistos vulcanodetrítico fino. Hay heterometría acusada, fragmentos poligénicos y formas subangulosas o angulosas. Los macroclastos son de metaandesitas (masivas, granudas o porfídicas) y en menor proporción, de cuarzoquistos, diabasas e incluso vulcanitas ácidas. La matriz es también heterométrica y poligénica, con fracción cinerítica incluso, y está muy transformada; el desequilibrio químico con los clastos se manifiesta sobre todo por la compleja aureola de reacción de éstos con la matriz. En cuanto a los afloramientos de la banda NE (en el mismo borde NW del pueblo de Campillo), no los hemos estudiado a fondo, aunque destaca un poligenismo más claro, con clastos y bloques no sólo de vulcanitas (diabásicas, andesíticas, dacíticas), sino también de rocas sedimentarias y metasedimentarias, de modo que se trataría más bien de un grueso conglomerado brechoide parcialmente vulcanoclástico.

— La subunidad P8''' aflora al NNW de Llerena (fuera de zona), en el borde SW de la fosa del Retín (SWW de Higuera de Llerena) y, si la correlación es cierta, inmediatamente al E de Campillo (ya en la banda volcánica del NE). Está representada esta subunidad por una monótona sucesión de esquistos, verdoso-grisáceos por alteración, parcialmente ortoderivados, pero, sobre todo, vulcanodetríticos de grano muy fino; tienen abundante proporción de carbonatos secundarios difusos, al menos en parte procedentes de plagioclasas calcosódicas; en algunos casos, las segregaciones dan lentejones carbonatados de varios centímetros de grueso y algunos decímetros de longitud; son muy ricos en clorita y epidota secundarias, plagioclasa residual casi albitica, cuarzo, opacos, y micas incoloras de muy bajo grado asociadas a deformación dúctil tardía. Se trataría fundamentalmente de vulcanodetríticos

distales y, quizás en parte, de cineritas precipitadas sobre medio acuoso y resedimentadas.

Los límites de P8 los hemos tratado ya como límites del subconjunto PCt-2. Del mismo modo, los aspectos genéticos ya han sido vistos en líneas generales. Litoestratigráficamente falta una cartografía detallada, seguida del estudio geoquímico de cada cuerpo rocoso para que podamos definir regionalmente la relación de P8 con P8* y con otros sustratos, y para poder reconstruir en esquema la geometría de las dos bandas volcánicas originales, que ya empezamos a entrever como dos larguísimos prismas subparalelos alargados de NW a SE, como corresponde a dos cadenas volcánicas lineales.

Ya hemos tanteado para PCt correlaciones posibles dentro de una larga cadena sinuosa, con hitos fundamentales en Gales, Armorica y Atlas. Antes de avanzar en ese sentido habrá que cartografiar y establecer las sucesiones de toda «Ossa-Morena», caracterizarlas geoquímicamente, y datarlas radiométricamente (para una mayor precisión que la dada con acritarcos por LIÑAN y PALACIOS). La ausencia de algo similar a P8 en la vecina «Zona Centro-Ibérica» la interpretamos causada por la distribución lineal de la unidad paralelamente al contacto de zonas y por un posible acercamiento de éstas ya posterior (sutura cámbrica?). De todos modos, nuestro equipo va a investigar en las sucesiones finiprecámbricas de los Montes de Toledo la presencia de niveles que reflejan un vulcanismo remoto similar al de P8, pues por lejanas que fueran las paleoposiciones de ambas zonas, un acontecimiento efusivo de tal magnitud (con episodios subaéreos claros) debió tener algún tipo de manifestación centroibérica (niveles cineríticos finos, vulcanodetríticos distales muy maduros, etc.).

Los datos existentes respecto a edad, bioestratigrafía y referencias bibliográficas son los expuestos para el conjunto PCt-2.

f) Regionalmente está casi todo por hacer: en cuanto a límites, interesa saber dónde tiene debajo algo equivalente a PCt-1 y dónde no, y en el segundo caso, cuál es la edad y naturaleza del sustrato y cuáles las relaciones de yacencia con el mismo (recordamos que cuando el sustrato es metavolcánico, hay quienes no lo separan de PCt-2). Los límites laterales originales indicarían la distribución del vulcanismo cadomiense, si existían una o más bandas efusivas iniciales, y la relación espacial con las bandas metamórficas contemporáneas (con objeto de caracterizar el orógeno). El límite vertical indicará en qué áreas hubo una gran laguna previa al Cámbrico y en cuáles hubo movilidad y vulcanismo mantenidos dando sucesiones «de tránsito». Finalmente, desconocemos si existe algún estudio geoquímico integral extendido a toda «Ossa-Morena» y a toda la vertical de la sucesión andesítica. La superficie ocupada en la región por PCt-2 y equivalentes es de al menos unos 1.000 Km².

g) Ya hemos visto las hipótesis provisionales sobre génesis y cuadro tectonomagmático al describir PCt. En cuanto a mecanismos locales concretos, ya hemos distinguido para las tres subunidades provisionales otros orígenes: P8', lávico; P8'' aglomerático-ignimbrítico; P8''' vulcanosedimentario. Además, hay cuerpos aparentemente subvolcánicos, intruidos en la misma sucesión PCt. En el caso concreto de la banda SW, los cuerpos plutónicos (cuarzodioríticos s. l.) de Guijos /.../ Ahillones, finiprecámbricos, estarían asociados en profundidad a la génesis de PCt, según un modelo que recuerda al de KUNO, aunque éste sea considerado obsoleto.

h) Hay problemas de correlación a tres escalas. Dentro del sector estudiado, quedan por establecer las relaciones entre PCt-2 genuino de la banda SW (Usagre-N de Llerena) y materiales similares de la banda NE (Puebla-Campillo). En el ámbito de Ossa-Morena» falta la cartografía adecuada de todos los grupos de afloramientos importantes (Sierra de Córdoba, Río Sotillo, etc.) y sus conexiones físicas, así como conocer la distribución de las unidades verticalmente confinantes (PCt-1 por abajo, porfiroides de Cala /.../ por encima), así como de las relaciones de PCt-2 con ambas. Extrarregionalmente, habrá que esperar a la caracterización geoquímica y dataciones absolutas para precisar las similitudes que hemos esbozado.

i) Ya hemos discutido la acotación de edad al hablar de PCt, basada sobre todo en comparaciones con sucesiones similares datadas y supuestas sincrónicas, y en la existencia, por encima, de una laguna previa a la sedimentación cámbrica que supone un dilatado lapso de tiempo (por los procesos que significa: orogénesis, metamorfismo, arrasamiento, paleoalteración). Las dataciones de LIÑAN, E., y SCHMITT, M. (1980), en la Hoja de Villaviciosa de Córdoba (cianofíceas con oncolitos y estromatolitos) dan edad rifeense para unos lentejones calizos, pero suponemos que pueda tratarse de materiales «alcudieneses» o «beturienses» situados bajo la sutil discordancia basal de la «Fm. San Jerónimo» (equivalente a PCt-2). Más recientemente, LIÑAN, E., y PALACIOS, T. (1983), con *Bavlinella faveolata*, *Octoedrysium*, etc., dan para esa formación una edad vendiense segura. Ya hemos indicado la posibilidad de una subducción en sentido actual SW-NE, lo que haría que la banda NE tuviera un vulcanismo más joven que la del SW. Avalan esta teoría la menor importancia de la laguna del techo y quizás la posible penicontemporaneidad del vulcanismo de Campillo y el contiguo metamorfismo de Peraleda (550 ± 10 M. A., según BLATRIX y BURG).

No entramos en el problema del límite Precámbrico-Cámbrico, que puede abordarse con diferentes criterios (sobre todo bioestratigráficos) y cuya discusión tiene bastante de «diálogo de sordos». Señalemos que, cronológicamente, se adaptan más a nuestros datos provisionales y co-

rrrelaciones unas edades jóvenes para dicho límite (de unos 530-540 A. M., como las de ODIN y otros) que las próximas a los 570 M. A. (como las de las escalas de Cambridge o de la Sociedad Geológica de América).

Ya dedujimos en PEREJON, A., *et al.* (1981) que la presencia por encima de las vulcanitas del SW de arqueociatos cámbricos (no de los más antiguos conocidos), en niveles inmediatamente suprayacentes al tramo detrítico basal de la sucesión «cámbrica», indicaban que ésta, de rápida sedimentación, es realmente cámbrica en su totalidad. Como la base de este tramo inferior cámbrico engloba clastos de PCt-2 previamente plegado, diagenizado, arrasado y rubefactado, y esta secuencia de procesos consumiría bastante tiempo, es probable que todo PCt-2 será «pre-cámbrico» (sin poder asegurar taxativamente que una parte sea cámbrica de acuerdo con alguna de las escalas cronoestratigráficas en liza). El problema es más complejo en otras áreas de «Ossa-Morena» en que se habla de series transicionales; quizás en ellas el vulcanismo fue más persistente, y puede que incluso las andesitas cámbricas de nuestro sector sean la confirmación póstuma de la longevidad del proceso efusivo.

j) Las referencias bibliográficas a PCt-2 y equivalentes regionales se han expuesto al describir PCt y en la selección de antecedentes.

MARCO ESTRATIGRAFICO PRECAMBRICO REGIONAL: ALGUNOS DATOS Y SUCESIONES EN SECTORES CLAVES Y COMPARACION CON LOS NUESTROS

Nos interesa señalar que la sucesión que hemos descrito no constituye una rareza o anomalía en el contexto regional. Por el contrario, creemos que está perfectamente integrada en dicho marco, si bien destaca claramente un hecho: la variabilidad de la columna precámbrica es bastante fuerte según actuales transversales SW-NE, mientras que la continuidad es más patente según direcciones conjugadas SE-NW. En la vertical, la variabilidad local es más acusada a partir del límite «Beturiense Superior»/«Alcudiense» hacia arriba.

Lo antedicho puede contrastarse y matizarse con ayuda de una selección de datos locales de diversos autores, dispersos por casi toda «Ossa-Morena» (fig. 4), que a continuación reseñamos con nuestra sucesión como referencia. Utilizamos el orden cronológico, por comodidad y por poner de manifiesto la antigüedad de algunos conocimientos frecuentemente olvidados.

★1. MACPHERSON, J. (1879) (1883-84): delimita tres grupos de afloramientos «arcaicos» en Sierra Morena: Badajoz-N de Córdoba (in-

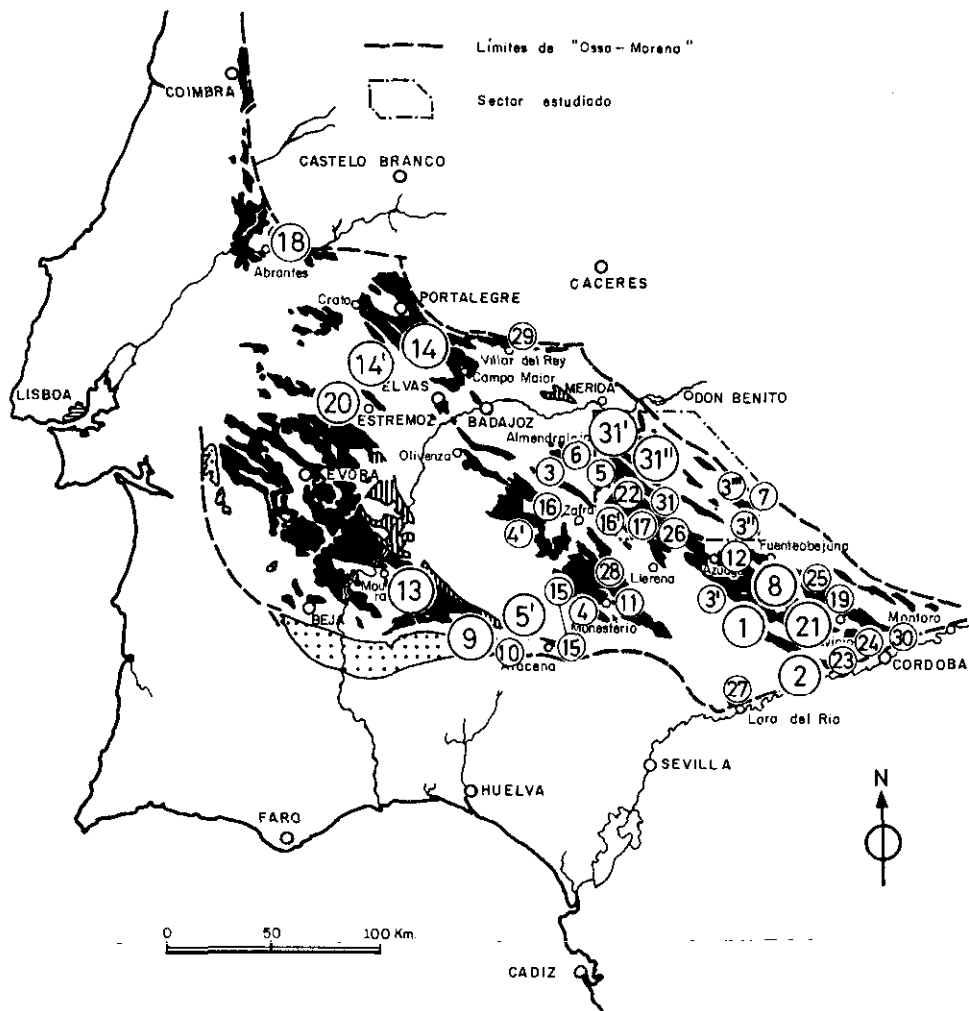


FIG. 4.—Sobre el mapa de afloramientos de la fig. 1 se indica la situación aproximada en que se centran las observaciones de algunos autores, que hemos seleccionado para confeccionar un esquema estratigráfico del Precámbrico de «Ossa-Morena». En ese esquema contrastamos e intentamos encajar nuestros datos. Los números de los círculos corresponden a los que preceden a la reseña de cada autor en el texto.

cluye los nuestros), S de Badajoz-Guadalquivir, y Portugal-N de Huelva; señala la existencia de metamorfismo y plutonismo previos al Cámbrico (que suscribimos y que muchos han negado hasta la actualidad); supone historia tectónica común (a pesar de su diferente cristalinidad) de los filizados y pizarras lustrosas superiores azoicas («alcudienses» + «beturienses terminales»?) con los terrenos «arcaicos inferiores» («beturienses»); describe macroconjuntos equiparables a los que proponemos regionalmente, bien caracterizados y en correcto orden de superposición (aunque sin incluir en su esquema las vulcanitas terminales, que sólo considera localmente). El resumen regional del propio MACPHERSON, J. (1983), es claro exponente de sus aciertos: [...] «Por la rápida ojeada que hemos hecho de los principales afloramientos de Andalucía, se ve que esta formación —el "Arcaico"— se separa en tres distintos horizontes. El más superior —nuestro "Beturiense" terminal— está representado por un espesor en algunos sitios considerable de filitas. A éste sucede un inmenso espesor de pizarras talcosas —nuestro "Alcudiense"— mientras que el infrayacente e inferior —la práctica totalidad de nuestro "Beturiense"— está representado por un complejo de rocas de alto interés. Es este horizonte de la formación arcaica vario en extremo; su facies y materiales cambian con rapidez y en todas partes se observa la misma anomalía. Mientras que en el Cerro del Hornillo vemos al gneis y las micacitas dominantes, al par que en Almadén de la Plata se reparten la primacía las calizas y las anfíbolitas.»

★2. CALDERON, S. (1886): describe materiales «arcaicos» entre la Sierra de Peñaflor y Puebla de los Infantes (área limítrofe Sevilla-Córdoba): señala la presencia de calizas y cipolinos (con diverso metamorfismo) alternantes con micacitas y acompañadas de anfíbolitas e intrusiones básicas diversas («Beturiense Inf.»).

Durante más de sesenta años —salvo excepciones como la de HERNANDEZ-PACHECO, E. (1902)— se pierde progresivamente interés por la región: las síntesis (MALLADA, etc.) repiten una y otra vez los mismos datos y se afianza progresivamente la idea de la ausencia regional de Precámbrico. Recuérdense, p. e., los trabajos de algunos discípulos de LOTZE y de él mismo, que eluden materiales de esa edad o los adjudican sin especial énfasis al Cámbrico.

★3. HERNANDEZ-PACHECO, F. (1953), en una desafortunada nota, opta decididamente por considerar de edad cámbrica el «Estrato Cristalino» regional; el metamorfismo diferencial respecto al Cámbrico datado se debería a procesos locales. Esta idea se muestra explícita o implícitamente en las numerosas hojas geológicas regionales a esca-

la 1:50.000 realizadas por ROSO DE LUNA, I., y HERNANDEZ-PACHECO, F., en los años cincuenta.

FABRIES, J. (1957) (1963) —3'—, se adhiere a esa idea del «Estrato Cristalino» de edad cámbrica; otros autores posteriores, como FEBREL, T. (1963) (1978) —3"—, y SANCHEZ CELA, V. (1971) /.../ (1978) —3"—, llegan más lejos al suponer los protolitos incluso de edad devónica, afectados por metamorfismos o metasomatismos hercínicos.

★4. ALIA, M. (1963): aún considera cámbrica inferior una sucesión del SW de «Ossa-Morena» que incluye cuarcitas, pizarras, pizarras arenosas y grauvacas, con acompañamiento de *cuarcitas negras* y espesor total visible de unos 800 m. Se refiere a algo equiparable a nuestro «Beturiense superior» alto y que progresivamente dio origen al *término coloquial* «Serie Negra». Su colaborador VEGAS, R. (1968) —4'—, es el primero en resucitar decididamente la idea de la existencia regional de Precámbrico, basado en un amplio afloramiento de «Serie Negra» bajo el porfiroide de Bodonal-Segura, aunque habla de «tránsito» en lugar de discordancia neta.

★5. BARD, J. P. (1967): en el fragmento de la banda blastomilonítica entre Ribera del Fresno y Valencia de las Torres, señala el origen ortoderivado de algunas de sus unidades, por *écrasement* de antiguos granitos, o por procesos similares a los de los «*Olló de Sapo*», con clastos feldespáticos premetamórficos. Elude entrar a discutir la edad. Posteriormente —5'—, en su Tesis (BARD, J. P., 1968), tras VEGAS, ya habla de Precámbrico, sin precisar por qué cambia de idea. Soslaya prácticamente la banda Badajoz-Córdoba y se centra en el núcleo Olivenza-Monesterio, en cuyos flancos habla de un potente complejo esquisto-areno-grauváquico, separado de los niveles calizos cámbricos por capas intermedias, detríticas y porfiroides (más bien cámbricas basales); el complejo sería Precámbrico reciente. Realiza este autor un esquema de cuenca con área distal hacia el W, a nuestro juicio simplista, y erróneo al utilizar elementos de correlación de edades diferentes. En trabajos posteriores, BARD y sus colaboradores (p. e., BLADIER, Y., 1974) dan un excesivo protagonismo a fenómenos asociados a desgarres hercínicos en la conformación de las unidades precámbricas de la «banda blastomilonítica».

★6. BARD, J. P., y FABRIES, J. (1970): al clasificar los que llaman granitoides hercínicos de Sierra Morena, engloban en el grupo «G₀» los granitos alcalinos y granodioritas, gneisificados y más o menos blastomiloníticos, de Ribera del Fresno, Almendralejo y Aceuchal». Estos yacimientos se caracterizan por las formas alargadas de afloramiento y

la foliación subconcordante con las rocas metamórficas que los engloban.

★7. LLOPIS, N., *et al.* (1970): en la antifirma de Peraleda, muestran la existencia de una importante discordancia, que incluye salto de metamorfismo, entre una sucesión vulcanodetrítica plegada (NW a SE) y otra subyacente de micasquistos multideformados (con directrices dominantes casi NS). Aciertan en la edad «ante-Precámbrico IV» del zócalo, aunque suponen precámbrica la cobertera, que realmente es «ordovícica basal».

★8. CAPDEVILA, R., *et al.* (1971): consideran el Paleozoico inferior ampliamente discordante sobre un Precámbrico de afinidades brioverienses, previamente deformado y metamorfozado en una orogenia cadomiense. La penillanura postcadomiense queda cubierta por coladas andesíticas similares a las del «Precámbrico III» de Marruecos antes de la sedimentación del Cámbrico.

★9. BARD, J. P. (1971): supone en el SW hespérico un modelo de ortotectógeno hercínico inspirado en el de DEWEY. Parte de ese modelo son bandas metamórficas principales, cuyo metamorfismo se ha visto después que era prehercínico (aparte de que existen otras dos bandas más en cierto modo homologables).

★10. GUTIERREZ ELORZA, M. (1970): describe afloramientos «infracámbricos» (sin discordancia, bajo Cámbrico seguro) en el SW de «Ossa-Morena». La «Serie de Aracena», con más de 2.000 m. de espesor, incluye pizarras con *sills* de diabasa, pizarras blancas arenosas, areniscas, pizarras micáceas, esquistos anfibólicos (con actinolita y hornblenda), anfibolitas y gneises hernbléndicos, y calizas cristalinas. El conjunto está intensa y complejamente plegado, con variable metamorfismo; le sigue hacia arriba una «Serie de Tránsito» (esquistos y arcosas gruesas), y a ésta, una «Formación Cuarzo-Feldespática» ya netamente cámbrica.

★11. CADAVID, S., y GUTIERREZ ELORZA, M. (1971): dan una sucesión esquemática en el NE del núcleo Olivenza-Monesterio (Puebla del Maestre) relacionada por falla con el Cámbrico adyacente. Distinguen un conjunto inferior que consta de una monótona sucesión, a veces rítmica, con esquistos, cuarcitas, calcoesquistos, lentejones calizos y *sills* de diabasas; el espesor podría alcanzar los 5.000 m. El conjunto superior (tan sólo unos 200 m.) es fundamentalmente arenoso (subarcosas dominantes), equigranular frente a los conglomerados y micro-

conglomerados de la base del Cámbrico, lo cual es criterio discriminante, aparte de que los conglomerados de Fuente de Cantos/Calzadilla tienen clastos de los niveles infrayacentes.

★12. DELGADO-QUESADA, M. (1971): da la sucesión precámbrica del sector de Azuaga y un amplio entorno (región limítrofe de Badajoz, Córdoba y Sevilla). Define unidades con rango de grupo a formación, en aceptable orden de superposición, lo que constituye la aportación mayor a la estratigrafía precámbrica regional desde MACPHERSON. En resumen, distingue este autor, de muro a techo:

A) «Tramo de cuarcitas y arcosas de Sierra Albarrana» (unos 400 m., que nosotros suponemos por encima de B).

B) Formación blastomilonítica»:

a) Tramo de paragneis de Arroyo Argallón (espesor no especificado).

b) Tramo de Las Mesas (espesor no concreto; fundamentalmente ortoanfibólico).

C) «Tramo de micasquistos de La Albariza» (espesor no especificado; esquistos cuarzofeldespáticos dominantes).

D) «Formación de Azuaga» (espesor máximo visible superior a 2.500 m.; pizarras, con cuarcitas y grauvacas supeditadas).

Señala DELGADO-QUESADA en los tramos precedentes metamorfismos que van desde la neoformación de silimanita-almandino hasta la anquizona, variables localmente, aunque a grandes rasgos decreciendo en grado de muro a techo de la columna. Le escapan las discontinuidades mayores y en cambio señala repetidos pasos transicionales.

E) «Tramo de El Encinalejo» (espesor no especificado; cuarcitas y pizarras; edad dudosa).

F) «Tramo de Malcocinado» (espesor no especificado; arcósico/porfiroide).

G) «Formación Sotillo» (200 m. la parte conglomerática; lavas y piroclásticos dominantes; composición andesítica y latítica dominante). Los conglomerados, situados al techo, suponemos que señalan ya el comienzo del ciclo cámbrico. Para DELGADO-QUESADA, el «tránsito Precámbrico-Cámbrico se efectúa dentro de esta formación.

La sucesión de DELGADO-QUESADA enlaza físicamente con la nuestra. B sería «Beturiense Inferior»; A, C y parte de D, Superior; parte de D, «Alcudiense Inferior»; E, «Alcudiense Superior» o más bien Paleozoico, y F y G representarían el «Precámbrico Terminal» y base del Cámbrico.

★13. CARVALHOSA, A. B., y CARVALHO, A. M. G. (1971): en la región de Moura (núcleo de Evora-Beja) señalan la presencia de rocas cristalofílicas, azoicas, epimetamórficas, de composición diversa. Separan un conjunto (que suponen cámbrico, pero cuyas litologías concuerdan más con las típicas del «Beturiense» extrapolado) y que de muro a techo incluye:

- 1) Rocas carbonatadas, en paso gradual a:
- 2) Sucesión vulcano-sedimentaria cuarzo-feldespática (que incluye ortoleptinitas).
- 3) Complejo de esquistos negros y metaliditas, con metagrauvas y rocas verdes subordinadas.
- 4) Complejo de esquistos satinados, muy silíceos y plegados, con intercalaciones de rocas verdes (metavulcanitas básicas).

★14. GONÇALVES, F. (1971), en su Tesis, hace un inventario, con descripciones esquemáticas, de los principales afloramientos precámbricos del sector portugués de «Ossa-Morena»: Assumar, Arronches, Referta de Arronches, Mosteiros, Abrantes-Ferreira de Zézere, Elvas, Estremoz, Evora y Bajo Alentejo. Se trata siempre de sucesiones fragmentarias, cuyas litologías se reparten entre los elementos comunes en nuestro sector: diferentes gneises, materiales anfibólicos, esquistos, cuarcitas, etc. En una posterior guía de excursión (Grupo de Ossa-Morena, 1980) —14'—, GONÇALVES muestra un esquema general con tres macrounidades asimilables a las nuestras, aunque les asigne rango inferior:

- 1) «Formación de Campo Maior»: paragneises feldespáticos y otros. Correspondería a parte de nuestro «Beturiense Inferior» (en el cual las anfibolitas —esporádicamente presentes en Portugal— llegan a dominar).
- 2) «Serie Negra del SO peninsular»: serie rítmica de esquistos y grauvas oscuros, con intercalaciones de metaliditas muy características y de calizas cristalinas poco potentes. Los niveles inferiores de la Serie Negra (anfíbolitas, leptinitas y micacitas) los supone de transición a los gneises. Por nuestra parte, interpretamos esta «Serie Negra» como fundamentalmente equivalente al «Beturiense Superior» alto; esos «niveles inferiores» serían, en unos casos, equivalentes a los de este último, pero en otros se trataría del conjunto leptino-anfibólico propio del «Beturiense Inferior» y acompañante de los gneises.
- 3) «Formación de Urra», en el flanco NE del anticlinorio Crato-Córdoba, descansando en discordancia, erosiva por lo menos,

sobre la «Serie Negra». Está constituida por arcosas con facies porfiroides y conglomeráticas (y vulcanitas?) a las que se superponen esquistos y grauvacas. Esta última «formación» equivaldría a nuestro «Alcudiense Inferior»), y de modo más seguro, al genuino centroibérico.

Falta un equivalente portugués al «Precámbrico Terminal» volcánico y volcanoclástico del sector español (suponemos que por una mayor erosión previa a la sedimentación cámbrica).

★15. HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1971): en su tesis doctoral (SW de «Ossa-Morena») distingue dos dominios con afloramientos precámbricos y las siguientes sucesiones de muro a techo:

— Dominio norte (núcleo Olivenza-Monesterio):

- 1) Tramo pizarroso-cuarcítico: pizarras y cuarcitas en ritmo *flysch* con intercalaciones de liditas negras y grauvacas; cuarcitas negras con vetas de cuarzo exudado, replegadas. Espesor superior a 1.500 m.
- 2) Tramo pizarroso grauváquico con cuarcitas (con frecuencia negras veteadas) y *sills* de diabasas. Espesor por encima de 2.500 m.
- 3) Tramo de pizarras, arcosas y grauvacas, y lentejones calcáreos. Más de 800 m. En discordancia erosiva, se superpone una sucesión ya parcialmente cámbrica («Capas de Bodonal-Cala»), con cuarcitas, riolitas, pizarras, grauvacas, calizas y conglomerados que pasan a porfiroides.

Los tramos 1 y 2 corresponderían a nuestro «Beturiense Superior» alto, mientras que el 3 equivaldría a la base de nuestro Cámbrico, junto con elementos muy altos del «Precámbrico Terminal» que están ausentes en el sector NE de «Ossa-Morena».

— Dominio sur (Corteconcepción-Umbría, al N de Huelva):

- 1) Formación inferior: pizarras grises con intercalaciones de cuarcitas negras, bandeadas, con cuarzo de exudación.
- 2) Formación de pizarras grises oscuras a negras, a veces bandeadas, con bancos de cuarcitas ocasionalmente ferruginosas.
- 3) Formación superior: pizarras silíceas negras bandeadas, con intercalaciones de grauvacas y esquistos grauváquicos; a techo, intercalaciones de arcosas y subarcosas.

El espesor total visible en el dominio sur sería de 400-450 m. El Cámbrico, *tras discontinuidad*, comienza con una serie detrítica basal con porfiroides.

★16. VEGAS, R. (1974): en el anticlinal de Burguillos (núcleo Olivenza-Monesterio) describe su «Formación Bodión», que de muro a techo consta de:

- 1) Pizarras grises cuarzofeldespáticas finamente bandeadas, con cuarcitas negras supeditadas. Niveles psamíticos, y lentejones de diabasas y de calizas (La Calera).
- 2) Tramo grauváquico (niveles laminares y otros masivos), con pizarras arcillosas negras supeditadas.
- 3) Tramo pelítico: pizarras micáceas grises y lechos secundarios de cuarcitas negras a veces microbandeadas.
- 4) Tramo volcánico, de composición traquiandesítica.

Supone VEGAS un espesor total próximo a 6.000 m. Nuestras observaciones regionales aconsejan equiparar los tres primeros tramos al «Beturiense Superior» alto, y el cuarto, al «Precámbrico Terminal».

En el centro de la banda Badajoz-Córdoba —16'— distingue este autor:

- 1) «Formación Llera»: conjunto inferior compuesto por leptinitas, gneises lineares, anfibolitas y gneises glandulares. Equivaldría al «Beturiense Inferior».
- 2) «Formación Usagre»: conjunto asimilable al descrito en Burguillos, confuso y heterogéneo, pues incluiría elementos «beturienses superiores», «alcudienses» y «terminales».

★17. CHACON, J. (1974): distingue en el sector central de la banda Badajoz-Córdoba las siguientes unidades:

- 1) «Formación de Las Grullas»: rocas cataclásticas gneísicas y metapelíticas, con anfibolitas locales, y cuatro tramos cuyos metamorfismos y deformaciones estudia: Tramo 1.—Milonitas y ultramilonitas brechificadas (100 m.). Tramo 2.—Milonitas y protomilonitas (300 m.). Tramo 3.—Gneises milonitas (250 m.). Tramo 4.—Gneises blastomilonitas (1.500 m.). Esta formación equivaldría al «Beturiense Inferior» alto. CHACON centra su trabajo en la génesis secundaria (deformación + metamorfismo).
- 2) «Formación de Valencia de las Torres»: gneises cuarzo-feldespáticos anfibólicos y moscovíticos, gneises cuarcíticos bandeados, cuarcitas feldespáticas y anfibolitas (todo cataclástico).

Equivaldría al tránsito entre el «Beturiense Inferior» bajo y el alto.

- 3) «Formación de El Reventón»: rocas carbonatadas y calco-silíceas metamorfozadas y milonitizadas (equivaldría al núcleo del «Beturiense Inferior» bajo).
- 4) «Ortogneis de Ribera del Fresno» (nuestra unidad «beturiense inferior» P1).
- 5) «Formación de La Atalaya»: micasquistos y cuarcitas con granate y biotita (nuestra unidad «beturiense superior» P4).

En el que llama «sector de Usagre» distingue, además:

- «Formación de la Dehesa del Marqués»: alternancia de pizarras verdes y cuarcitas oscuras (100-200 m.), seguida de una monótona sucesión de pizarras metapelíticas oscuras con metamorfismo que da desde clorita a estaurolita y andalucita según áreas. Posible «Beturiense Superior» alto + «Alcudiense Inferior».
- «Formación de las Torrecillas»: pizarras grises (con *kink-bands* y bandeo de intersección) que pasan a pizarras oscuras y verdosas con intercalaciones básicas.
- «Formación Usagre»: en sentido diferente al término homónimo de VEGAS, R. (1974), equivale al tramo detrítico basal (arcosas, conglomerados, etc.) de nuestro «Cámbrico Inferior».

★18. CONDE, L. E. N. (1976, inéd.): en la región de Abrantes-Castelo de Bode (Zézere) muestra y describe esquemáticamente dos macrosecuencias superpuestas. La más baja, equiparable al «Beturiense Inferior», presenta:

- Metagabros y metadioritas, anfibolitas y gneises anfibólicos, de grano medio a grueso. Hay desde cataclastitas y blastomilonitas a gneises. Las anfibolitas suelen estar compuestas de cumingtonita + hornblenda verde + biotita + plagioclasa (An 40-45) + cuarzo + granate. El mejor afloramiento es el de Mouriscas.
- En la zona de Bairradinha (Zézere) hay anfibolitas masivas de grano fino englobadas en gneises, supuestas «para —», con plagioclasa, hornblenda azul verdosa, clínozoisita y esfena.
- Gneises metagraníticos de Alvrangel (junto a la presa de Castelo de Bode), de tipo *augen*, intensamente deformados. Hay texturas *platten quartz* en el cuarzo y deformación plástica en moscovita y biotita. Los porfidoclastos son de microclina pertítica y de plagioclasa (albita-oligoclasa).
- Los ortogneises y paragneises de Souto (a la izquierda de la presa) muestran facies transicionales.

La secuencia superior equivaldría a parte del «Beturiense Superior» + parte del «Alcudiense Inferior»; consta de:

— Calizas dolomíticas y dolomías (parte inferior del «Grupo Abrantes»), grises claras, bandeadas, con esquistos intercalados, pliegues recumbentes y transposiciones.

— *Cherts* grises oscuros y filitas, con calizas supeditadas. Las filitas grises oscuras, tienen moscovita, biotita y cuarzo.

Estas litologías recuerdan al «Beturiense Superior» alto. Encima de esta «Serie Negra», dentro del «Grupo Tomar» y en su parte alta, estarían las «Grauvacas Sardeal», cuya similitud con las grauvacas y esquistos del «*Xisto-grauváquico*» centroibérico señala. Incluyen niveles ricos en feldespatos, lechos lenticulares de *cherts* grises-azulados, y grauvacas de grano grueso. Equivaldrían estas «grauvacas» a parte, imprecisa, de nuestro «Alcudiense».

★19. ALMARZA, J. (1976): define dos unidades precámbricas en el «dominio de Sierra de los Santos» (embalse de Puente Nuevo, NW de Córdoba):

1) La «*Formación Campo Alto*», compuesta por materiales polimetamórficos y multideformados, comprende fundamentalmente:

- Micasquistos de alto grado metamórfico.
- Paragneises y paragneises anfibólicos.
- Pegmatitas.
- Micasquistos y cuarcitas de bajo grado.

En complejo y problemático contacto con estos materiales aparece a veces el «Ortogneis de Alamo-Campo Alto», rico en feldespato potásico, y con buena parte de la historia evolutiva común.

2) La «*Formación La Murilla*», que aflora más al sur, es también compleja y consta de:

- Milonitas de composición cuarzo-feldespática.
- Ortoanfibolitas milonitizadas.
- Esquistos miloníticos.
- Diques anfibólicos milonitizados.

La posición tectónica es de infrayacencia respecto a la anterior formación, aunque el metamorfismo dominante es de facies «esquistos verdes». Podría corresponder, la primera, a parte del «Beturiense Infe-

rior», y la segunda, a parte del Superior e incluso a materiales más recientes.

★20. TEIXERA, C., *et al.* (1977): sintetizan la sucesión precámbrica de «Ossa-Morena», con datos de Tomar, Abrantes, Alto-Alentejo (Portalegre a Elvas), Estremoz y Portel. De muro a techo separan:

- 1) Serie con migmatitas, paragneises feldespáticos y otros. En la parte superior, frecuentemente, alternancia de anfibolitas, leptinitas y micasquistos. También, a veces, niveles de gneises alcalinos y peralcalinos, y nefelínicos.
- 2) «Serie Negra» del SW peninsular, fundamentalmente constituida por alternancia de esquistos y grauvacas oscuras, con intercalaciones de liditas, muy típicas, y algún delgado lecho calcáreo.
- 3) «Formación de Urra», sobre la «Serie Negra». La base tiene metaarcosas, a veces con cuarzos azulados, grauvacas de grano fino o con grandes feldespatos (facies porfiroide típica) y metavulcanitas. Sigue una sucesión de esquistos y grauvacas, que consideran con acierto similar al vecino «Complejo esquistoso grauváquico», centroibérico, aunque físicamente esté separada de éste por el granito hercínico de Castelo de Vide-Alburquerque.

Señalan la frecuencia de ortogneises graníticos, granitos gneisoides y rocas hipersténicas, intrusivos en los materiales precámbricos.

De los conjuntos considerados, 1 equivaldría al «Beturiense Inferior»; 2 a buena parte del «Superior»; 3 equivaldría al «Alcudiense» de nuestro sector. No describen nada similar al «Precámbrico Terminal».

★21. DELGADO-QUESADA, M., *et al.* (1977): distinguen diversos «dominios» en «Ossa-Morena» suroriental, separados por límites tectónicos y caracterizados por fragmentos de sucesión dispares. De SW a NE son estos «dominios»:

1. «Córdoba-Alanís».—Bajo el Cámbrico de la serie «Arroyo Pedroche», afloran de muro a techo:
 - «Complejo Vulcano-Sedimentario» (esquistos, espilitas, piroclásticos, cuarcitas negras, conglomerados). Creemos que es híbrido de «Beturiense Superior» alto + «PC Terminal».
 - «Formación San Jerónimo».—Metaandesitas y detríticas diversas: conglomerados, areniscas, lutitas. Correspondería al «PC Terminal».

- «Formación Torreárboles»: Conglomerados y areniscas (que equiparamos a los depósitos iniciales del ciclo cámbrico, quizás más precoces que al NW).
2. «*Sierra Albarrana*».—Bajo Viseense-Namuriense afloran de muro a techo:
- «Formación de Sierra Albarrana».—Contiene cuarcitas fel-despáticas, metaarcosas y metapelitas (localmente hasta migmatíticas); hay biotita, estaurolita, almandino, silimanita y andalucita de neoformación». Posible «Beturiense Superior» bajo.
 - «Formación Azuaga».—Compuesta por una alternancia rítmica de metapelitas y metaareniscas. Clorita, biotita, estaurolita y almandino de neoformación. Posible «Beturiense Superior» alto + «Alcudiense Inferior».
3. «*Cerro Muriano-Azuaga*».—Comprende varios «subdominios» en que aflora Precámbrico aislado o bajo cobertera carbonífera:
- «Cerro Muriano» (equivalentes a nuestro «Beturiense Inferior» y parte del Superior):
 - Gneises y anfibolitas.
 - Metapelitas, anfibolitas y cuarcitas con distena y silimanita.
 - «Embalse de Puente Nuevo-Fuenteovejuna» («Beturiense» y posible «Alcudiense Inferior»):
 - Cuarcitas.
 - Migmatitas, cuarcitas negras y gneises leucocratos.
 - Anfibolitas y gneises anfibólicos.
 - Metapelitas.
 - «Azuaga» («Beturiense» completo y al menos parte del «Alcudiense Inferior»):
 - Gneises y anfibolitas.
 - Metapelitas y anfibolitas.
4. «*Villafranca-El Vacar*».—Bajo Carbonífero aparecen:
- Micasquistos, gneises y anfibolitas («Beturiense Inferior»).
 - Cuarcitas y esquistos («Beturiense Superior»).

5. «Obejo-Valsequillo».—Bajo Ordovícico Devónico y Carbonífero aparecen:

- Alternancia de cuarcitas y pizarras («Beturiense Superior» + «Alcudiense»).
- Complejo Vulcanosedimentario («Precámbrico Terminal»).

En nuestra opinión, el fragmento de sucesión precámbrica aflorante en cada «dominio» depende más de las estructuras e historias erosivas locales que de verdaderos contrastes en la evolución sedimentaria, volcánica y metamórfica.

★22. HERRANZ, P., *et al.* (1977): sobre datos tomados en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz, proponen un esquema general de sucesión precámbrica basado en tres megaunidades superpuestas de rango aún impreciso. De muro a techo son las ya conocidas, que redescubrimos con más detalle en este trabajo:

- 1) «Beturiense».—Término nuevo, que engloba materiales orto- y paraderivados, con polideformación compleja, y polimetamorfismo (alguna de cuyas fases daría localmente distena-silimanita). Consta de:
 - «Gneises Inferiores», tramo litológico más bajo (cuyo origen se discute en este trabajo).
 - «Conjunto Anfibólico».
 - «Gneises superiores».
 - «Tramo cuarzo-micacítico».
 - «Tramo de cuarcitas negras».
- 2) «Alcudiense».—Término referido al Alcudiense genuino, probable equivalente en la vecina «Zona Centro-Ibérica». Metasedimentario, con deformación algo más sencilla que el anterior y metamorfismo máximo de grado bajo o muy bajo; está representado por una sola macrounidad litoestratigráfica:
 - «Esquistos y filitas superiores».
- 3) «Materiales precámbricos terminales».—Discordantes bajo la «Serie Cámbrica Basal», con sus mejores afloramientos fuera de la región estudiada.

No transcribimos aquí las descripciones litoestratigráficas, que son un primer ensayo de las que después hicimos. Ya en aquel trabajo se

pone de manifiesto lo forzado de un intento de correlación con los Montes de Toledo.

★23. LIÑAN, E. (1978), en su Tesis, leída en 1976, describe el Precámbrico del dominio Córdoba-Alanís, con datos del W de Córdoba capital. Distingue un potente (hasta 4.000-5.000 m.) «Complejo vulcanosedimentario» similar a la «Serie de Almodóvar del Río» de FERNANDEZ-CARRASCO.

- En la parte inferior consta de espilitas, pizarras verdes, niveles de cuarcitas negras con segregaciones laminares de cuarzo, lutitas esquistosas e intercalaciones menores de conglomerados y calizas detríticas. El límite inferior, rara vez visible, es discordante cartográficamente con un conjunto esquistoso. Equivaldría al «Beturiense Superior» alto.
- La parte superior está formada por riolitas, lutitas y areniscas esquistosadas; siguen vulcanitas básicas, conglomerados poligénicos (matriz volcánica o detrítica, clastos de cuarcita, andesita, granito, *gneis con granates*, calizas, riolitas y cuarzo), lo que hace suponer a LIÑAN al menos una discordancia por debajo, lutitas laminares con estructuras sedimentarias y andesitas (a veces ferríferas). Esta parte superior equivaldría a la «Fm. Sotillo». En ella distingue LIÑAN la «Formación San Jerónimo» (unidad formal) con separación de cinco tramos (corte tipo del Castillo de la Albaida).

★24. LIÑAN, E., y SCHMITT, M. (1980): en Raso del Conejo (Hoja núm. 921), estudian cianofíceas, oncolitos y estromatolitos, y deducen edad «rifeense». LIÑAN, E., y PALACIOS, T. (1983), y FEDONKIN, M., *et al. (in lit.)* han deducido edades «vendienses inferiores-medias» y «vendienses medias», respectivamente, para la parte alta del Complejo. Todo ello pone en evidencia la existencia de una discontinuidad interna, de modo que la parte baja equivaldría a nuestro «Beturiense Superior» alto (+ «Alcudiense Superior» ??), mientras que la parte superior sería equivalente a nuestro «Precámbrico Terminal».

★25. PEREZ-LORENTE, F. (1979): en su Tesis, leída en 1977, da una sucesión precámbrica para el N de Córdoba (área Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa), utilizando en lo posible nomenclaturas regionales previas. De muro a techo describe:

- «Tramo de Sierra Albarrana» (cuarcitas...). Unos 250 m. de espesor.

- «Tramo de Arroyo Argallón» (migmatitas, gneises, cuarcitas negras...). Máx. de 120 m.
- «Tramo de Las Mesas» (anfíbolitas, gneises anfibólicos...) Máx. de 100 m.
- «Gneises y cuarcitas de La Fuente», 60 m. mín. visible.
- «Tramo de La Albariza» (micasquistos...). 500 m. mín. visible.
- «Formación de Azuaga» (pizarras, cuarcitas...). Más de 700 m.?
- «Tramo de El Encinarejo» (pizarras y cuarcitas). Más de 60 m. visibles.
- «Tramo de Malcocinado» (conglomerados vulcanoclásticos, niveles calizos). Máx. de 250 m.
- «Formación de Torreárboles» (arcosas...). Menos de 50 m. visibles.

Aparte del:

- «Complejo ígneo-metamórfico de El Escribano» (de problemática posición estratigráfica).

Los tres primeros tramos corresponderían al «Beturiense Inferior» más un fragmento no distinguido del Superior, representado por los tramos cuarto y quinto. La «Formación de Azuaga» correspondería al «Alcudiense Inferior»; «El Encinarejo» de esa zona podría ser «Alcudiense Superior» o incluso «Cambro-Ordovícico»; «Malcocinado» equivaldría a nuestro «Precámbrico Terminal», y la «Fm. Torreárboles» a nuestros depósitos iniciales de la sedimentación cámbrica.

★26. CHACON, J. (1979 b): en un denso trabajo, y más aún en su Tesis (1979 a), que solapa ampliamente con el S de la nuestra, propone y describe una sucesión precámbrica, que posteriormente matiza y complementa en numerosos trabajos en solitario o en colaboración: CHACON, J. (1982), (---), (---), ..., CHACON, J., y PASCUAL, E. (1979); CHACON, J., *et al.* (1980), etc. Son múltiples nuestras discrepancias con este autor en cuanto a metodología, nomenclatura estratigráfica, criterios de separación de unidades y orden de superposición de éstas; tampoco aceptamos la forma sorprendente de proponer algunas dataciones (sobre todo con restos de acritarcos). Renunciamos a un largo comentario unilateral de los datos y conclusiones de CHACON, y nos limitaremos a recomendar la lectura de los trabajos antecitados, a extraer su esquema estratigráfico y, después, en buena lógica, a desarrollar nuestra versión de la columna precámbrica local.

Ese esquema considera la existencia de *tres* supergrupos. De muro a techo son:

- 1) «*Supergrupo de Arroyo Argallón*».—Incluye las unidades ya citadas:
 - «Formación de Valencia de las Torres».
 - «Formación blastomilonítica».
 - «Tramo de cuarcitas de Sierra Albarrana».
 - «Formación de Las Grullas».

- 2) «*Supergrupo de Río Bembézar*».—Comprende las unidades:
 - «Cuarcitas de Campo Alto».
 - «Formación de La Atalaya».
 - «Tramo de micasquistos de La Albariza».
 - «Formación Dehesa del Marqués».

- 3) «*Supergrupo de Llerena*».—Consta de las conocidas unidades:
 - «Formación de Puebla del Prior».
 - «Formación de Azuaga».
 - «Formación de Torrecillas».
 - «Tramo de Encinalejo».
 - «Tramo de Malcocinado».
 - «Formación de Sotillo».
 - «Formación de Sierra Velita».
 - «Formación de Usagre».
 - «Formación de Torreárboles».
 - «Formación de San Jerónimo».

La discrepancia con nuestras ideas es tal que no hay forma de armonizar este esquema con el que proponemos. Los dos primeros supergrupos representarían la práctica totalidad del «Beturiense», pero el tercero es un verdadero «cajón de sastre» en que hay unidades que van desde el «Beturiense Superior» hasta el Paleozoico.

★ARRIOLA, A., y GARROTE, A. (1980): en el núcleo metamórfico de Lora del Río (Sevilla), describen materiales que aparecen bajo una «formación arcósica del tránsito Cámbrico-Precámbrico», con al menos una deformación más que el Paleozoico inferior, y con metamorfismo que va de grado bajo a alto y bajas presiones. Las similitudes con el núcleo Olivenza-Monesterio son fuertes.

De muro a techo, la sucesión que dan consta de:

- Granodiorita con cordierita, y migmatitas. La primera, con restitas gneísicas, anfibólicas, carbonatadas y grafitosas. Las mig-

matitas que la rodean tienen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, silimanita, cordierita y granate.

- Gneises, con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, silimanita, y moscovita tardía. El paso desde las migmatitas es gradual.
- Gneises y esquistos biotíticos de la zona de andalucita-estaurólita. Los gneises dominan hacia el E, y contienen cuarzo, biotita, moscovita, plagioclasa y andalucita; hacia el W se pasa a esquistos compuestos de cuarzo, moscovita, biotita, andalucita y estaurólita.
- Gneises y esquistos biotíticos, excepcionalmente con granate. Hacia el E, sobre los gneises anteriores, hay rocas gneísicas con granate, biotita y moscovita. En el W, sobre los esquistos de andalucita-estaurólita antecitados, hay esquistos con biotita y moscovita.

La ausencia de sucesiones anfibólicas, y otras, junto con la presencia de los materiales señalados, subraya las afinidades con el núcleo Olivenza-Monesterio y las diferencias con el de Aracena. Los materiales de Lora recuerdan los del «Beturiense Inferior» alto y del «Superior» bajo.

★28. EGUILUZ, L., y QUESADA, C. (1980): al comienzo de su estudio sobre el núcleo metamórfico de Olivenza-Monesterio, presentan una sucesión precámbrica formada por dos macrounidades separadas por una discordancia.

- En el tramo inferior, de muro a techo, distinguen:

a) *Migmatitas y granitoides gneísicos*

Compuestos a su vez por diversos materiales difíciles de delimitar: leucogranitos gneísicos; migmatitas, cuarcitas negras y anfibolitas; granodioritas gneisificadas.

b) *Metapelitas con intercalaciones de cuarcitas negras y metabasitas*

Sucesión muy compleja, con metapelitas, metaareniscas, rocas verdes, cuarcitas negras, metadiabasas y nivelitos carbonatados. Esta unidad tiene andalucita junto al contacto con la anterior; está al menos en zona de biotita y tiene áreas con granates.

c) *Anfibolitas de bajo grado y grano fino*

Homogénea unidad de rocas verdes de grano fino, laminares, ricas en cuarzo y con abundantes micropliegues. Origen vulcanodetrítico casi seguro.

- En el tramo superior (discordante sobre el inferior al SW del núcleo, y en contacto mecánico al NE) sólo distinguen un conjunto:

d) *Conjunto vulcanosedimentario*

Al NE hay una compleja alternancia de pizarras, detríticos diversos, piroclásticos, tobas andesíticas, algún porfiroide y conglomerados (con cantos aislados de cuarcitas negras ya plegadas); termina con una sucesión más ácida que incluye microconglomerados.

En el flanco SW, donde han diferenciado la «Formación Tentudía», hay materiales similares, si bien faltan los conglomerados, y en cambio aparecen materiales carbonatados, cuarcitas negras, y porfiroides laminares de aspecto gneísico y origen volcánico.

Este conjunto está muy poco metamorfozido y lo correlacionan con los similares de Sotillo y Malcocinado. El Cámbrico datado aparece en contacto mecánico.

A nuestro juicio, están presentes en la región materiales «beturienses» (inferiores altos y superiores) y «precámbricos terminales»; la «Fm. Tentudía» sería híbrida, por un contacto mecánico o discordancia interna no detectada.

★29. SANTOS, J. A., y CASAS, J. (1980): en la región Villar del Rey-Roca de la Sierra (borde N de la depresión terciaria de Badajoz), distinguen dos complejos precámbricos:

1) *Complejo Inferior*

- «Unidad Villar del Rey» (de más de 700 m.), constituida por pizarras, filitas, pequeñas intercalaciones de grauvacas, y niveles carbonatados y cuarcitas negras hacia el techo.

2) *Complejo Superior*

- «Unidad Los Chozos» (5-15 m.; máx. anómalo de 150 m. al S de Dos Hermanas), constituida por conglomerados.
- «Unidad Detrítica Superior» (250 m. máx.), metaarcósica.
- «Unidad La Naterona» (150-200 m. visibles), pizarras, filitas, grauvacas.

La correlación es perfecta con nuestro sector. El «Complejo Inferior» es sin duda el «Beturiense Superior» alto, y el «Complejo Superior» equivale a nuestro «Alcudiense Inferior». La discordancia entre ambos que señalan SANTOS y CASAS es la misma que citamos y describimos en la región de Hornachos, más al SE.

★30. LIÑAN, E., *et al.* (1984): bajo la discordancia basal del Cámbrico de Córdoba, sugieren para el equivalente a nuestro «Precámbrico

Terminal» edad véndica inferior-media, por la presencia de *Bavlinella faveolata*, *Protosphaeridium flexosum*, *Trachisphaeridium* sp., aff. *Octoedryxium truncatum*, *Phycomicetes?* sp. y cf. *Ooidium* sp.

Finalmente, dentro de los últimos trabajos de nuestro equipo, destacamos:

★31. VILAS, L., *et al.* (1981): en que se completan y corrigen datos del anterior trabajo de 1977, a la vez que se dividen «Beturiense» y «Alcudiense» en Inferior y Superior, y se precisa la edad de la cobertura en cada sector.

• HERRANZ, P. (1983) —31'—: síntesis muy esquemática en que se pretenden buscar los elementos mínimos de acuerdo respecto al Precámbrico de «Ossa-Morena». Se vislumbran tres macrounidades superpuestas:

— *Complejo Inferior*: polideformado y polimetamórfico (grados bajo.....alto).

- Unidad Inferior: ortoderivada en su mayor parte.
- Unidad Superior: metasedimentaria casi toda.

— *Complejo Intermedio*: polideformado y polimetamórfico (grados bajo y muy bajo). Netamente metasedimentario.

— *Complejo Superior*: deformación más sencilla, metamorfismo muy bajo, origen volcánico y volcanodetrítico.

Las representaciones locales de estos complejos son, respectivamente, nuestro «Beturiense», «Alcudiense» y «Precámbrico Terminal».

• HERRANZ, P. (1984, inéd.) —31"—: Tesis Doctoral, estructurada enciclopédicamente, en que se estudia a fondo el Precámbrico de la región centro-oriental de la provincia de Badajoz, y sus relaciones con el entorno estratigráfico, tectónico y magmático. Se describen allí las unidades estratigráficas de diverso rango y naturaleza: «conjuntos tectosedimentarios» generados a partir de «*unconformity bounded units*» y «unidades litoestratigráficas» (de acuerdo con las recomendaciones de la Guía). Se confirman y amplían nuestros esquemas estratigráficos previos y se tantean correlaciones suprarregionales.

Como resultado fundamental del análisis regional de datos se deduce que el «Beturiense» constituye un zócalo generalizado; el «Alcudiense» parece ausente (quizás de modo primario) en la mitad SW de «Ossa-Morena»; el «Precámbrico Terminal» vulcano/clástico, andesítico, parece restringido a unas bandas NW-SE que flanquean el núcleo

Badajoz-Córdoba (mientras que el vulcanismo del borde SW del núcleo Olivenza-Monesterio, más ácido, es quizás más tardío y parece ausente en nuestro sector).

Un cuadro de correlación general es por ahora prematuro, más bien por las discrepancias en cuanto a edades supuestas y a criterios de subdivisión de las columnas locales, que a incompatibilidades objetivas entre éstas. Realizar ese cuadro implicaría reinterpretar subjetiva y unilateralmente las observaciones de los demás autores.

CONCLUSIONES

El problema del Precámbrico regional. Su evolución y estado actual

Hemos comprobado que desde la primera mitad del pasado siglo se conocían en «Ossa-Morena» materiales metamórficos estratificados, que pronto fueron atribuidos a niveles inferiores y después adjudicados al «Arcaico» y «Algónquico». Antes de 1890, J. MACPHERSON estableció una sucesión de grandes tramos litoestratigráficos que es básicamente correcta. Después, y hasta hace unos veinte años, tuvo lugar una dilatada etapa de estancamiento y regresión de los conocimientos: se sucedieron síntesis reiterativas, trabajos aislados, amplias pausas y, por desgracia, aportaciones negativas, como las que a partir de 1953 adjudicaban los materiales precámbricos regionales al Cámbrico y Devónico local bajo condiciones de metamorfismo local anómalo.

Tras la rehabilitación de la idea primitiva que admitía dicho Precámbrico (1968), comienza una apresurada carrera para recuperar el tiempo perdido. Todos los que hemos propuesto columnas locales hemos intentado exageradamente extrapolar su validez, ante el escepticismo habitual y generalizado de los demás autores regionales. Otros de éstos, además, han plagado el panorama precámbrico con multitud de nombres informales de unidades, localistas e inadecuados en su mayoría.

Se parte de un estado de desidia y confusión en cuanto a infraestructura geológica previa, pero además se trata de una región objetivamente difícil, por la complejidad estructural, metamórfica y estratigráfica. Así, hay discrepancias al establecer una columna sintética no ya de «Ossa-Morena», sino también del sector del NE que estudiamos. Consideramos que en el momento actual son comúnmente aceptadas las siguientes ideas generales:

- Existencia de tres grandes «conjuntos» de materiales: uno, inferior, polimetamórfico y multideformado, con materiales orto- y

paraderivados; otro, intermedio, con metamorfismo variable y discutido, potente y fundamentalmente metasedimentario, todavía con deformación intensa y compleja; un tercer conjunto, volcánico y volcanodetrítico, con metamorfismo «muy bajo» o anquimetamorfismo, y deformación más simple y moderada.

- Existencia de importantes discontinuidades intraprecámbricas, todavía precariamente conocidas en cuanto a número, características, significado y continuidad lateral.
- Existencia de intensas deformaciones y metamorfismos prehercínicos, incluso netamente precámbricos, afectando a materiales de esta edad.

Con objeto de no mostrar una visión unilateral del panorama precámbrico regional, hemos expuesto una larga lista —no exhaustiva— de sucesiones locales dadas por diferentes autores en el ámbito de «Ossa-Morena». Se observa la proliferación de nomenclatura que además de localista es informal, y que desciende con frecuencia al rango de «formación», rehuyendo paradójicamente establecer unidades o conjuntos mayores y de más neta separación; esas «formaciones» se suelen considerar tales según criterios admitidos en sucesiones precámbricas potentes y complejas, de modo que, en otras circunstancias, serían verdaderos «grupos» o más bien «complejos».

En el momento actual hay en «Ossa-Morena» muchas columnas locales esquemáticas y frecuentemente polémicas; práctica ausencia de dataciones absolutas sobre materiales precámbricos; incipientes —y en ocasiones discutibles— dataciones con acritarcos; insuficientes y/o inaccesibles datos geoquímicos (sobre todo de vulcanitas); incompleta cobertura cartográfica, como inventario de afloramientos precámbricos y de las relaciones con el Paleozoico; problemas macrotectónicos (aloctonías, transcurrencias, banda blastomilonítica, etc.).

En nuestro sector concreto, hemos paliado las deficiencias anteriores en lo que concierne a registro litoestratigráfico, cartografía y macrotectónica.

Sucesión precámbrica del sector estudiado y su significado evolutivo

Hemos distinguido tres grandes agrupaciones de materiales precámbricos, superpuestas, acordes con el macroesquema admitido para «Ossa-Morena». Estas agrupaciones, y sus inmediatas subdivisiones, las contemplamos con diversos criterios tras su primitiva consideración de «complejos» que ya creemos superada. Así, como *unconformity-*

bounded units, se trataría por orden decreciente de «supersistemas», «sistemas» y «mesotemas». Atendiendo a la litoestratigrafía, la sucesión se divide en «supergrupos», «grupos», «formaciones» y «miembros». Teniendo en cuenta la interpretación evolutiva de esas unidades, las tratamos como «conjuntos tectosedimentarios» de diverso rango (empleando para las menores el concepto de «ciclo» cuando responden al mismo) y haciendo extensivo el término a materiales ígneos diversos dispuestos estratiformemente.

Precisamos y describimos aquí tres grandes conjuntos ya esbozados en trabajos previos personales o de equipo. Son, de muro a techo:

- «Beturiense» (PCb): polimetamórfico, polideformado, con dos subdivisiones inmediatas: «Beturiense Inferior» (PCb-1), fundamentalmente ortoderivado y constituido por tres unidades litoestratigráficas o «macro-formaciones» complejas: P1 (metagranítica, de génesis confusa, intrusiva o formada a partir de un zócalo removilizado), P2 (fundamentalmente metabásica) y P3 (ortoderivada ácida e intermedia, con paraderivadas escasas asociadas). El «Beturiense Superior» (PCb-2) es mayoritariamente paraderivado, y quizás en el futuro haya de ser subdividido por el fuerte contraste de medio sedimentario entre sus dos partes, la inferior, representada por la «macroformación» P4 (de origen terrígeno casi exclusivo), y la superior, constituida por la «macroformación» P5 (depósitos pelítico-carbonosos condensados, con vulcanitas intercaladas).
- «Alcudiense» (PCa): íntegramente metasedimentario, discordante con el anterior (la discontinuidad implica salto de metamorfismo y de microdeformación, así como paleoalteración). El metamorfismo alcanza como mucho el «grado bajo». El nombre no implica correlación estricta con el término original del valle de Alcudia, pero sí una muy probable equivalencia. Al igual que en este último, se distinguen dos subconjuntos. Así, el «Alcudiense Inferior» (PCa-1) consta de una potente sucesión terrígena cuya formación basal, P6, es fundamentalmente cuarcítica, con elementos vulcanodetríticos, y su macroformación P7, constituye el resto, estando formada por una monótona sucesión de esquitos metapelíticos con niveles siliciclásticos de granulometría algo mayor, y esporádicos carbonatos. El «Alcudiense Superior» (PCa-2) está aún mal caracterizado y lo representa una sola formación provisional P7*, compleja y potente, con terrígenos progresivamente finos hacia techo hasta llegar a facies anóxicas con algún nivel carbonatado.

- «*Precámbrico Terminal*» (PCT): compuesto en su totalidad por vulcanitas y sedimentos asociados. El subconjunto «*Precámbrico Terminal Inferior*» (PCT-1) sólo aflora en un sector y estaría representado por la unidad provisional P8*, todavía mal conocida, que consta de vulcanodetríticos de origen ácido y alguna metapelita, siendo su rango previsible el de formación. Toma el relevo vertical, de modo confuso, el subconjunto «*Precámbrico Terminal Superior*» (PCT-2), representado por una macrounidad litoestratigráfica, P8, que se presenta en nuestro sector como una «macroformación» con tres miembros, aunque quizás llegue a considerarse regionalmente como un pequeño grupo con tres formaciones: una inferior (coladas y cuerpos intrusivos subvolcánicos), otra intermedia (piroclástica-ignimbrítica-aglomerática) y una superior (vulcanodetrítica distal), todo ello dentro de un vulcanismo andesítico (con términos más o menos básicos aislados).

En nuestro reciente trabajo de Tesis hemos razonado una hipótesis evolutiva basada en la columna precámbrica local y sus circunstancias. Al describir aquí los «conjuntos tectosedimentarios» y «unidades litoestratigráficas» se han expuesto los procesos genéticos correspondientes deducidos. Vamos a mostrarlos ahora resumidos y en forma correlativa, haciendo notar que eludimos episodios tectónicos, intrusivos, metamórficos y morfogenéticos, intercalados, y no contemplados en este trabajo por su indirecta o débil repercusión estratigráfica:

- El «*Beturiense Inferior*» podría responder a una etapa de magmatismo básico seguida de otra con predominio ácido, probablemente en un área periférica de un escudo arcaico cubierta por aguas epicontinentales. Podría tratarse de una banda de fracturación cortical equivalente a un margen activo moderno, o bien de una verdadera *greenstone belt* finiarcaica. P1 (metagranítica) parece representar un «domo gneísico» de larga historia ascensional, y respecto al *Beturiense* podría representar un resto removilizado del zócalo profundo, un «granito de pantalla», o más bien uno de los plutones cupuliformes tardíos, con frecuencia intrusivos en los «cinturones de rocas verdes». Los sedimentos y vulcanoclasticos tardíos que existirían a techo del «*Beturiense Inferior*» de aceptar el modelo de «cinturón», habrían sido erosionados en el proceso de arrasamiento previo al «*Beturiense Superior*».
- El «*Beturiense Superior*» tiene dos etapas diferenciadas, con importante discontinuidad intercalada. Así, en la parte baja se de-

positaron terrígenos abundantes en un medio de plataforma progresivamente distal, constituyendo quizás los depósitos un «prisma acrecional» adosado a la periferia continental. La segunda etapa está, al parecer, ligada a un proceso distensivo global, con fracturación y vulcanismo submarino asociado y dominio de sedimentación pelágica condensada, en medio anóxico y con abundante materia orgánica. Se trata de sedimentación fuertemente extensiva respecto a la del «Beturiense Superior» bajo, en condiciones generales que algunos autores asocian a eustatismo post-glacial.

- El «*Alcudiense Inferior*» comenzó con algunos depósitos parcialmente vulcanodetríticos (ácidos) que dieron paso a una potente sucesión (fundamentalmente terrígena) que suponemos asociada a un aulacógeno diferenciado en un margen pasivo. El área madre sería mixta: plataforma arrasada próxima y orógeno con vulcanismo en cabecera de la red. El «*Alcudiense Inferior*» descansa discordante, mediando paleoalteración, sobre el «*Beturiense Superior*».
- El «*Alcudiense Superior*», aún mal conocido a escala regional, descansa discordantemente sobre el «*Inferior*» (y quizás sobre niveles más bajos). Refleja varios impulsos transgresivos hasta el definitivo establecimiento de la transgresión. Verticalmente se pasa de terrígenos proximales (con aporte vulcanoclástico) a depósitos pelágicos, incluso con facies anóxicas. Algunos niveles basales son verdaderas diamictitas. Hay datos concurrentes que permiten pensar en el reflejo local de un proceso transgresivo póstumo-glacial.
- El «*Precámbrico Terminal*», con sus dos bandas volcánicas paralelas (a 35-40 Km. actuales), levemente diacrónicas al parecer, pudiera representar el vulcanismo andesítico de una etapa orogénica, en el cuadro de un margen activo similar a los recientes, o quizás dentro de un doble arco volcánico de muy largo desarrollo longitudinal.

La sucesión local en el marco regional

El «*Beturiense*» parece extendido por toda «*Ossa-Morena*», si bien es llamativo que no se haya identificado en la vecina «*Zona Centro-Ibérica*». El *Alcudiense* típico de esta última tendría su equivalente (con reservas) en la mitad NE de «*Ossa-Morena*», estando ausente —al parecer de modo primario— en el SW. El «*Precámbrico Terminal*» an-

desítico se restringiría a dos bandas adosadas al Eje Badajoz-Córdoba y estaría ausente al SW del núcleo Olivenza-Monesterio, donde quizás fue sustituido por vulcanismo ácido más reciente. Este «Precámbrico Terminal» tampoco está presente en la vecina «Zona Centro-Ibérica». Las discrepancias en cuanto a sucesiones precámbricas de «Ossa-Morena» y «Centro-Ibérica» nos hacen pensar en una aproximación tectónica de ambas desde paleoposiciones muy separadas antes del Cámbrico Superior.

Atendiendo a sucesiones y observaciones de otros autores en el ámbito de «Ossa-Morena», creemos que son más las discrepancias por subjetivismos interpretativos que por diferencias reales de una a otra localidad, si bien el fragmento de sucesión que aflora en cada sitio suele ser diferente. De todos modos, el esquema con tres macrounidades superpuestas que hemos desarrollado, parece regionalmente admisible.

Comparación con otras sucesiones precámbricas

En nuestro ya citado trabajo de Tesis hemos planteado comparaciones (previas a correlaciones formales) con multitud de sucesiones precámbricas de un amplio entorno suprarregional. Todo apunta a lo siguiente:

- El «Beturiense Inferior» y el «Superior» bajo tienen las más llamativas equivalencias en áreas pericratónicas del NE del actual continente africano y Escocia-Hébridas.
- El «Beturiense Superior» alto se incluiría en un extenso retículo intercratones, que en fase distensiva ocuparía una enorme extensión: al menos al E de Norteamérica, Europa Occidental y casi toda África.
- El «Alcudiense Inferior» tiene concomitancias asombrosas con sucesiones rítmicas muy potentes de áreas concretas; destaca la cuenca de Gourma (Mali), también situada entre cratones.
- El «Alcudiense Superior» tiene moderadas similitudes con sucesiones penicontemporáneas dispersas en bandas móviles. Llamamos la atención respecto a sucesiones de Terranova y de Spitzbergen.
- El «Precámbrico Terminal» tiene asombrosas similitudes, sobre todo con sucesiones volcánicas de Gales, Armórica y Atlas occidental (aparte de algunas del W de Arabia).

En resumen, desde el «Beturiense Inferior» parece que las similitudes de «Ossa-Morena» emigran del NE de África hacia el NW (como si

fuera «Ossa-Morena» la desplazada en ese sentido). En el «Precámbrico Terminal» habría un cuadro tectónico nuevo, con desarrollo de un gigantesco arco volcánico en forma de S invertida que incluiría la zona: NE Apalaches-Terranova-Gales-Armórica/Sistema Central-Ossa-Morena-Atlas Occidental-Cadena Farusiense.

Edad del Precámbrico local

En cuanto a dataciones, está casi todo por hacer. Hemos utilizado la comparación masiva con sucesiones datadas de un amplio entorno, y nos hemos fijado en los procesos más ubicuos: grandes orogenias, discontinuidades mayores, acontecimientos paleoclimáticos de primera magnitud y vulcanismos iniciales con efectos isócronos de amplia difusión.

Así, el «Beturiense Inferior» podría ser finiarcaico (la unidad P1, en cambio, tendría una larga historia, en lugar de una edad concreta). El «Beturiense Superior» bajo se depositaría en la parte media del Proterozoico Inferior, mientras que el alto (que incluye condensaciones y lagunas) tendría amplio desarrollo temporal, representando el Proterozoico Inferior terminal y la mayor parte del Medio. El «Alcudiense Inferior», a pesar de su gran espesor, pudo tener una sedimentación rápida que comenzaría en el Proterozoico Medio final o al principio del Superior, ocupando una parte imprecisa de éste. El «Alcudiense Superior», incluido dentro del Proterozoico Superior, representaría fundamentalmente la primera parte del Vendicense, mientras que nuestro «Precámbrico Terminal» quedaría holgadamente incluido en la parte media o alta de este último, sin desbordar nunca sobre tiempos cámbricos por el margen de seguridad que da la amplia laguna (local al menos) previa al comienzo de la sedimentación cámbrica inferior.

AGRADECIMIENTO

A la doctora Mercedes Peinado, que durante los últimos años me ha asesorado en los múltiples problemas que plantea la Petrología regional de «Ossa-Morena».

BIBLIOGRAFIA

- ALIA, M. (1963): «Rasgos estructurales de la Baja Extremadura», *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 61, 247-262.
- ALMARZA, J. (1976): «Unidades precámbricas en el área de Alamo-Campo Alto (Sierra Morena, provincia de Córdoba)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 7, 141-159.

- ARRIOLA, A.; GARROTE, A. (1980): «Nuevos datos sobre la geología del núcleo metamórfico de Lora del Río (Sevilla). Sierra Morena». *Temas Geol. Min., IGME*, 4, 45-52.
- BARD, J. P. (1967): «Granites écrasés et orthogneiss "Ollo de Sapo" à disthène dans la bande Badajoz-Azuaga (Badajoz, Espagne) et le problème d'un socle briovérien dans le sud de l'Espagne». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 265, 1875-1878.
- (1969): «Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien Sud-Ibérique». Tesis Fac. Sc. Univ. Montpellier. 397 pp.
- (1971): «Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique: comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes "orthotectoniques"». *Bol. Geol. Min.*, 82 (3/4), 324-345.
- BARD, J. P.; FABRIES, J. (1970): «Aperçu pétrographique et structurel sur les granitoides de la Sierra Morena occidentale (Espagne)». *Bol. Geol. Min.*, 81 (2/3), 226-241.
- BLADIER, Y. (1974): «Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Chaîne Hercynienne Sud Ibérique à l'W d'Azuaga (Espagne). Les roches cataclastiques-classification-interprétation». Tesis Univ. Sc. y Tech. Languedoc (Montpellier). 97 pp. (inéd.).
- BLATRIX, P.; BURG, J. P. (1981): «40 Ar-39 Ar dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian orogeny». *N. Jb. Miner. Mh.*, 1981 (10), 470-478.
- BOUYX, E. (1970): «Contribution à l'étude des formations anté-ordoviciennes de la Meseta méridionale (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. IGME*, 73, 263 pp.
- CADAVID, S.; GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1971): «El Precámbrico de Puebla del Maestre (Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, 82 (3/4), 299-303.
- CALDERÓN, S. (1886): «La Sierra de Peñafior (Sevilla) y sus yacimientos auríferos». *An. Hist. Nat.*, 15, 131-154.
- CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph.; PAREDES, J. (1971): «La nature du Précambrien et ses relations avec le Paléozoïque dans la Sierra Morena centrale (Sud de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 273, 1359-1362.
- CARVALHOSA, A. B.; GALOPIM DE CARVALHO, A. M. (1971): «Breve apontamento sobre a geologia da região de Moura». *Bol. Geol. Min.*, 82 (3/4), 274-276.
- CONDE, L. E. N. (1976): «Excursion B, Sixth day (Tomar and Abrantes areas)». In: Iberian Peninsula Meeting. Projects 2 «Precambrian in Mobile Zones» and 22, «Precambrian in Phanerozoic Folded Belts». IGCP (UNESCO-IUGS). Toledo-Lisboa. 3 pp. (inéd.).
- CRESPO, V.; REY, J. (1971): «Contribución al estudio del Valle de Alcuñia». *Bol. Geol. Min.*, 82 (6), 512-515.
- CRESPO, V.; TAMAIN, G. (1971): «Mise en évidence de niveaux carbonatés interestratifiés dans "l'Alcudien" de la Sierra Morena Centrale (Espagne)». *C. R. Acad., Sc. Paris*, 272, 688-690.
- CHACÓN, J. (1974): «Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba. Los gneises milonitas de Higuera de Llerena (provincia de Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, 85 (6), 700-712.
- (1979a): «Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)». Tesis Univ. Granada. 728 pp. (inéd.).
- (1979b): «Ensayo de subdivisión de las series precámbricas del SW del Macizo Ibérico». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 8/9, 5-19.

- (1982): «El límite entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena al este de la Tierra de Barros (SW Macizo Ibérico, Badajoz)». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, 163-183.
- CHACÓN, J.; MARTÍN RUBÍ, J. A.; PESQUERA, A. (1980): «El ortogneis de Ribera del Fresno: un cuerpo granítico intrusivo prehercínico aflorante en el sector central del anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba». *Bol. Geol. Min.*, 91 (5), 661-674.
- CHACÓN, J.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; MITRAFANOV, F.; TIMOFEEV, B. (1981): «Primeras dataciones microfítópaleontológicas en el sector de Valverde de Burguillos-Jerez de los Caballeros (anticlinorio de Olivenza-Monesterio)». (Resumen.) III Reunión Grupo de Ossa-Morena (Elvas-Aracena, 1981). 2 pp. (iné.).
- CHACÓN, J.; OLIVEIRA, V.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, J. T. (1983): «La estructura de la zona de Ossa-Morena». In: *Geología de España. Libro Jubilar J. M. Ríos, T. I*, 490-504. Ed. IGME, Madrid.
- DELGADO-QUESADA, M. (1971): «Esquema geológico de la Hoja núm. 878 de Azuaga (Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, 82 (3/4), 277-286.
- DELGADO-QUESADA, M.; LIÑÁN, E.; PASCUAL, E.; PÉREZ-LORENTE, F. (1977): «Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena central». *Studia Geol.*, 12, 75-90.
- EGUILUZ, L.; QUESADA, C. (1980): «La sucesión precámbrica de la transversal de Monesterio (Badajoz): Nota preliminar». *Temas Geol. Min. IGME*, 4, 123-141.
- FABRIES, J. (1957): «El problema del "Estrato Cristalino" en el nord-este de la provincia de Sevilla (España)» (trad. M. C. López de Azcona). *Not. Com. IGME*, 48, 195-201.
- (1963): «Les formations cristallines et métamorphiques du NE de la province de Seville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques». Tesis Fac. Sc. Univ. Nancy. 266 pp.
- FEBREL, T. (1963): Hoja núm. 857, Valsequillo (Córdoba/Badajoz). Mapa Geol. España e. 1:50.000 (1.ª Serie). 109 pp. IGME.
- (1978): «Nuevas reflexiones sobre la Hoja 857, Valsequillo (Córdoba-Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, 89 (5), 427-430.
- GONÇALVES, F. (1971): «Subsídios para o conhecimento geológico do nordeste alentejano». *Mem. Serv. Geol. Portugal (Nova Serie)*, 18, 62 pp.
- (1980): «Excursión en Portugal». II Reunión Grupo de Ossa-Morena (Monesterio, 1980). 3 pp. (iné.).
- GONZALO Y TARÍN, J. (1878): «Reseña geológica de la provincia de Huelva». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 5, 1-138.
- (1879): «Reseña físico-geológica de la provincia de Badajoz». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 6, 389-412.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1970): «Estudio geológico-estructural de la región de Aracena-Cumbres mayores (provincias de Huelva y Badajoz)». Informe 224 JEN/I 1, Junta de Energía Nuclear (Madrid). 172 pp.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1971): «Estudio geológico-estructural de la región de Monesterio-Santa Olalla del Cala en Sierra Morena Occidental (provincias de Badajoz y Huelva)». Tesis Fac. Cienc. Geol. Univ. Complutense Madrid. 208 pp. (iné.).
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1902): «Apuntes de Geología extremeña». *Revista de Extremadura* (reedición: Autor. 68 pp. Impr. Jiménez, Cáceres, 1902).
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1953): «Edad de las formaciones con facies estrato-cristalina en la provincia de Badajoz». *Not. Com. IGME*, 31, 3-34.
- HERRANZ, P. (1983): «El Precámbrico de la zona de Ossa-Morena». In: *Geología de España. Libro Jubilar J. M. Ríos, T. I*, 100-108. Ed. IGME, Madrid.

- (1984): «El Precámbrico y su cobertera paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz». Tesis Fac. Geol. Univ. Complutense de Madrid. 1220 pp. Inéd. (reedic. *in lit.*).
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. de; VILAS, L. (1977): «Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel». *Est. Geol.*, 33, 327-342.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIVEIRO, A.; CONDE, L. E. N. (1972): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000. Ed. IGME, Madrid.
- LE PLAY, F. (1834a): «Itinéraire d'un voyage en Espagne, précédé d'un aperçu sur l'état actuel et sur l'avenir de l'industrie minérale dans ce pays». In: *Observations sur l'Histoire Naturelle et sur la richesse minérale de l'Espagne*, pp. 3-80. Ed. Chez Carilian-Goeury, Paris.
- (1834b): «Observations sur l'Extremadure et le nor de l'Andalousie, et essai d'une carte géologique de cette contrée». *Ibidem*, pp. 81-214.
- LIÑÁN, E. (1978): «Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba». Tesis Doct. Univ. Granada, 191, 212 pp.
- LIÑÁN, E.; PALACIOS, T. (1983): «Aportaciones micropaleontológicas para el conocimiento del límite Precámbrico-Cámbrico en la Sierra de Córdoba, España». *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2), 227-234.
- LIÑÁN, E.; PALACIOS, T.; PEREJÓN, A. (1984): «Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain». *Geol. Mag.*, 121 (3), 221-228.
- LIÑÁN, E.; SCHMITT, M. (1980): «Microfósiles de las calizas precámbricas de Córdoba (España). *Temas Geol. Min. IGME*, 4, 171-194.
- LUIÁN, F. de (1851): «Estudios y observaciones geológicas relativos a los terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz, y de las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real, y cortes geológicos de estos terrenos». *Mem. R. Acad. Cienc. Ex. Fis. Nat.*, 1 (2), 1-171.
- LLOPIS, N.; SAN JOSÉ, M. A. de; HERRANZ, P. (1970): «Nota sobre una discordancia posiblemente precámbrica al SE. de la provincia de Badajoz y sobre la edad de las series paleozoicas circundantes». *Bol. Geol. Min.*, 81 (6), 586-592.
- MACPHERSON, J. (1879): «Estudio geológico y petrográfico del Norte de la provincia de Sevilla». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 6, 97-268.
- (1883): «Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España» (1.ª parte). *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 12 (3), 341-378.
- (1884): «Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España» (continuación). *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 13 (3), 366-418.
- (1887): «Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Andalucía». *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 16, 223-272.
- OROZCO, M.; PASCUAL, E. (1975): «Presencia y significado de cuarcitas con distena en el Precámbrico de Sierra Morena (España)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 6, 5-13.
- OVRACHT, A.; TAMAIN, G. (1970): «Tectonique en Sierra Morena (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 270, 2634-2636.
- PÉREZ-LORENTE, F. (1979): «Geología de la zona Ossa-Morena al norte de Córdoba Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba». Tesis Doct. Univ. Granada, 271, 340 pp.
- SÁNCHEZ CELA, V. (1971): «Consideraciones petrogenéticas sobre las rocas dioríticas de la zona de Mérida». *Est. Geol.*, 27, 305-310.
- (1978): «Consideraciones petrogenéticas sobre diversas rocas cuarzofeldespáticas en el área de Zalamea de la Serena (Badajoz), y su relación con rocas análogas del SO de España». *Bol. Geol. Min.*, 89 (6), 596-606.

- SÁNCHEZ CELA, V.; APARICIO, A. (1972): «Nuevas consideraciones petrogenéticas sobre las rocas gneísicas y "porfiroides" localizadas en la alineación estructural "Almendralejo-Azuaga" (Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, 83 (4), 407-419.
- SAN JOSÉ, M. A. de (1980): «Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del anticlinal de Navalpino (provincias de Badajoz y Ciudad Real)». Beca Fundación «Juan March». Madrid. 164 pp. (inéd.).
- SANTOS, J. A.; CASAS, J. (1980): «Caracterización de unas series precámbricas al N de Badajoz». *Temas Geol. Min.* IGME, 4, 213-233.
- TAMAIN, G. (1970): «Guide sommaire de l'excursion de la Commission Internationale de la Carte Tectonique de l'Europe (Péninsule Ibérique)». Impaca-Bibas, édit. 2 fasc.
- (1973): «L'Alcudien et le Précambrien du Sud de la Meseta Ibérique». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 276, 1945-1948.
- (1975): «El Alcudiense y la orogénesis Cadomiense en el sur de la Meseta Ibérica (España)». In: *Tomo Extr. I Cent. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, T. I, 437-464.
- (1977): (Alcudien, Algonkien et Briovérien: trois expressions du Précambrien le plus récent d'Europa occidentale et centrale). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 284 (12), 1013-1017.
- TAMAIN, G.; OVTRACHT, A. (1971a): «Les cycles cadomien et hercynien dans la Meseta Ibérique méridionale et le Massif Armoricain». *C. R. 96.^e Congr. Nat. Soc. Sav.* (Toulouse, 1971), Sect. Sc., 2, 269-313.
- (1971b): «Essai de corrélation entre la Meseta Ibérique et le Massif Armoricain au Précambrien supérieur et au Paléozoïque inférieur». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 272 (18), 2289-2292.
- TEIXEIRA, C. (1979): «Le Précambrien portugais». *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1979 (1-6), 228-230.
- TEIXEIRA, C.; CARVALHOSA, A.; GONÇALVES, F. (1977): «Précambrien Portugais de la zone de Ossa-Morena. Note préliminaire». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 22, 313-315.
- VEGAS, R. (1968): «Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura». *Est. Geol.*, 24, 85-89.
- (1974): «Repartición de las series anteordovícicas del SO. de España». *Bol. Geol. Min.*, 85 (2), 157-170.
- VILAS, L.; HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. de; PELÁEZ, J. R. (1981): «El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico Inferior en el sector centro-meridional del Macizo Ibérico». In: Programa Internacional de Correlación Geológica. Curso de Conferencias, mayo 1979 (R. Acad. Cienc. Ex. Fís., Nat., Madrid). 1.^a parte, 75-93.