

La historia de la Tierra comenzó hace aproximadamente unos 4.550 millones de años, sin embargo, las primeras rocas formadas en Extremadura, a la vista de las modernas dataciones, tendrían una edad de no más de 650 millones de años antes del presente (en adelante M.a.). Los restos fósiles extremeños más antiguos que hoy conocemos posiblemente no lleguen a alcanzar los 600 millones de años, perteneciendo al Ediacárico (620-452 M.a.), periodo recientemente aprobado por la “International Commission on Stratigraphy” (ICS) en el Congreso Geológico Internacional de Florencia del 2004. En aquel remoto tiempo gran parte de la región era un medio marino en el que se fueron diversificando, a lo largo de todo el Paleozoico, distintas comunidades de organismos, cuyos restos han quedado registrados en los estratos extremeños; ellos, a la manera de un documento escrito, nos hablan de la evolución temprana de la vida en nuestra comunidad. Hace aproximadamente 326 millones de años, durante el Carbonífero, las fuerzas comprensivas originadas por el acercamiento del gran supercontinente de **Gondwana, en cuyo margen norte se situaba Extremadura**, al continente de **Euramérica** determinaron el cierre del Océano Reico, ocasionando la emersión del área donde hoy se ubica la región extremeña. Al final del Carbonífero e inicio del Pérmico acaecieron los cambios fisiográficos más drásticos pues, en el lugar donde anteriormente se encontraban medios marinos, se fue perfilando una elevada cordillera que debió alcanzar su máxima altitud en el Pérmico. A partir de ese momento las montañas se vieron sometidas a procesos graduales de erosión y denudación que determinaron su actual orografía de suaves relieves tan característicos de las cadenas antiguas, recientemente modeladas por los movimientos de elevación producidos en la Orogenia Alpina, que han provocado un rejuvenecimiento del relieve extremeño.

Estructuras sedimentarias en materiales cámbricos de Zafra.

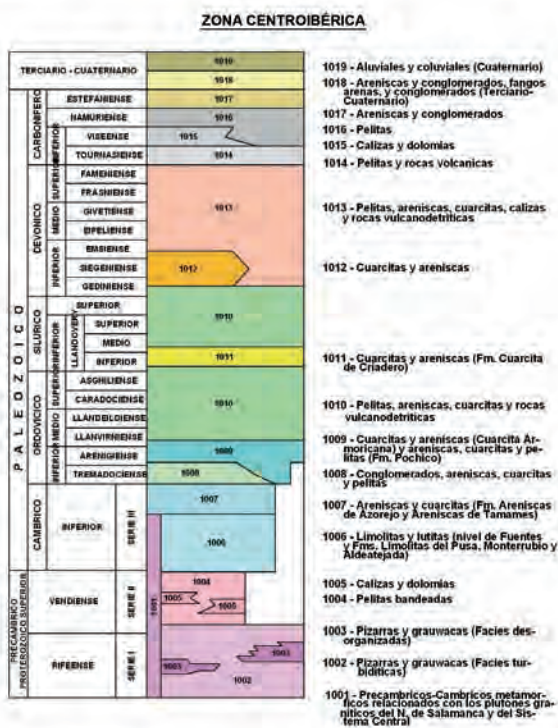


Geología Histórica de Extremadura

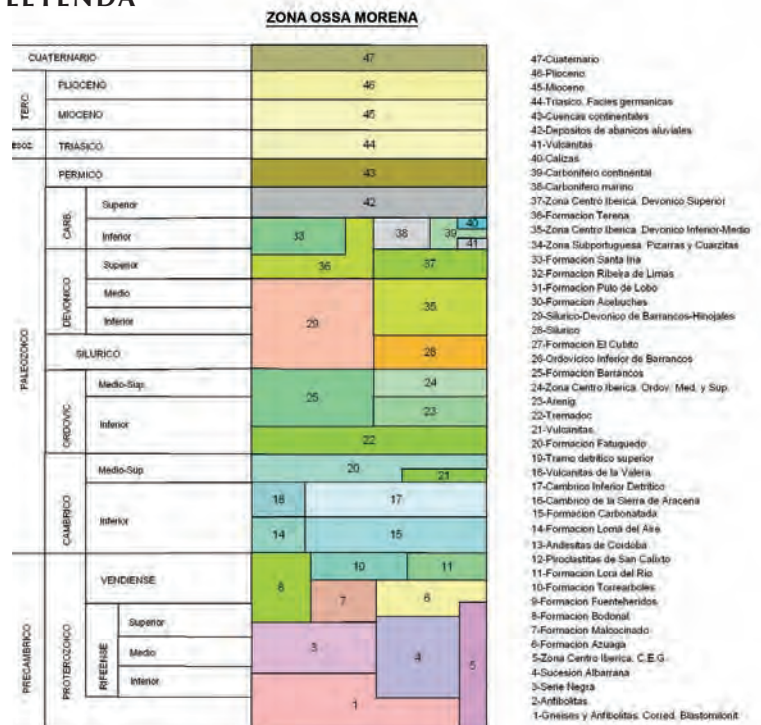
Situación Geológica de Extremadura

Para analizar la dinámica de la evolución y estructuración geológica de Extremadura utilizamos las divisiones tectonoestratigráficas en zonas del Macizo Ibérico establecidas por Lotze en 1945. En este contexto, las rocas extremeñas se incluyen en la Zona de Ossa-Morena (ZOM) y Zona Centro Ibérica (ZCI). El límite entre ambas es bastante controvertido y algunos investigadores lo sitúan en la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba (BCBC), sin embargo, investigaciones muy recientes demue-

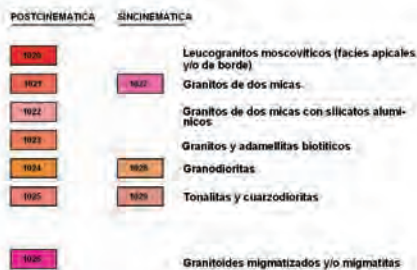
tran que, al menos, las series neoproterozoicas y cámbricas situadas al norte de dicha banda son estratigráficamente bastante similares, además de mantener la misma vergencia. Estos mismos trabajos indican la presencia de otra importante banda de deformación situada al norte de la (BCBC) que se ha denominado Banda de Campillo y que constituye el límite sur del Dominio de Obejo Valsequillo. Este dominio forma el margen norte de la ZOM y se caracteriza por incluir materiales neoproterozoicos y cámbricos tipo Ossa-Morena junto a



LEYENDA



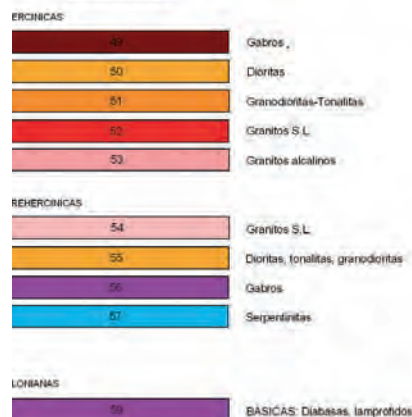
ROCAS PLUTONICAS

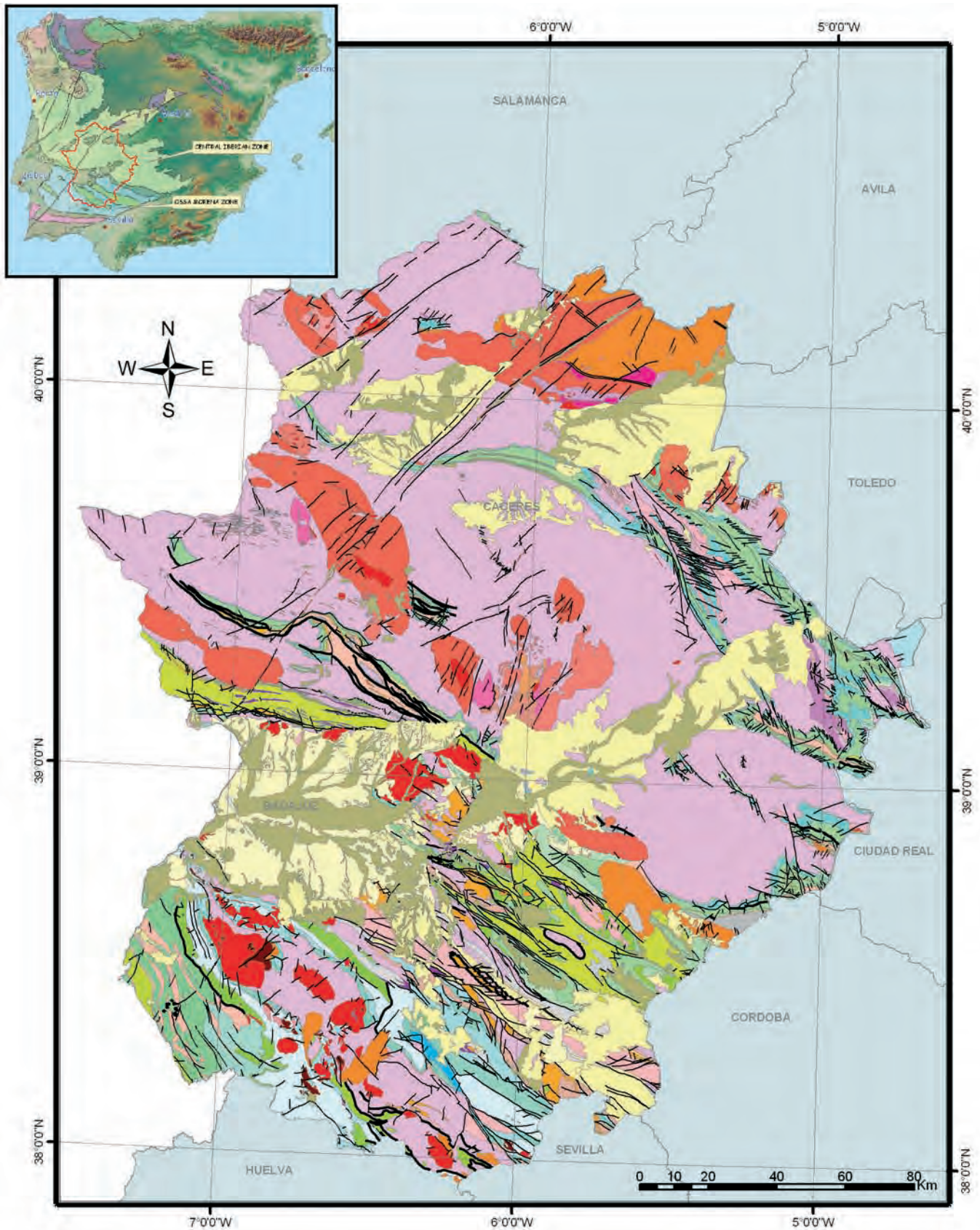


ROCAS PLUTONICAS



ROCAS IGNEAS





Signos convencionales

- CABALGAMIENTO
- FALLA NORMAL
- FALLA SUPUESTA

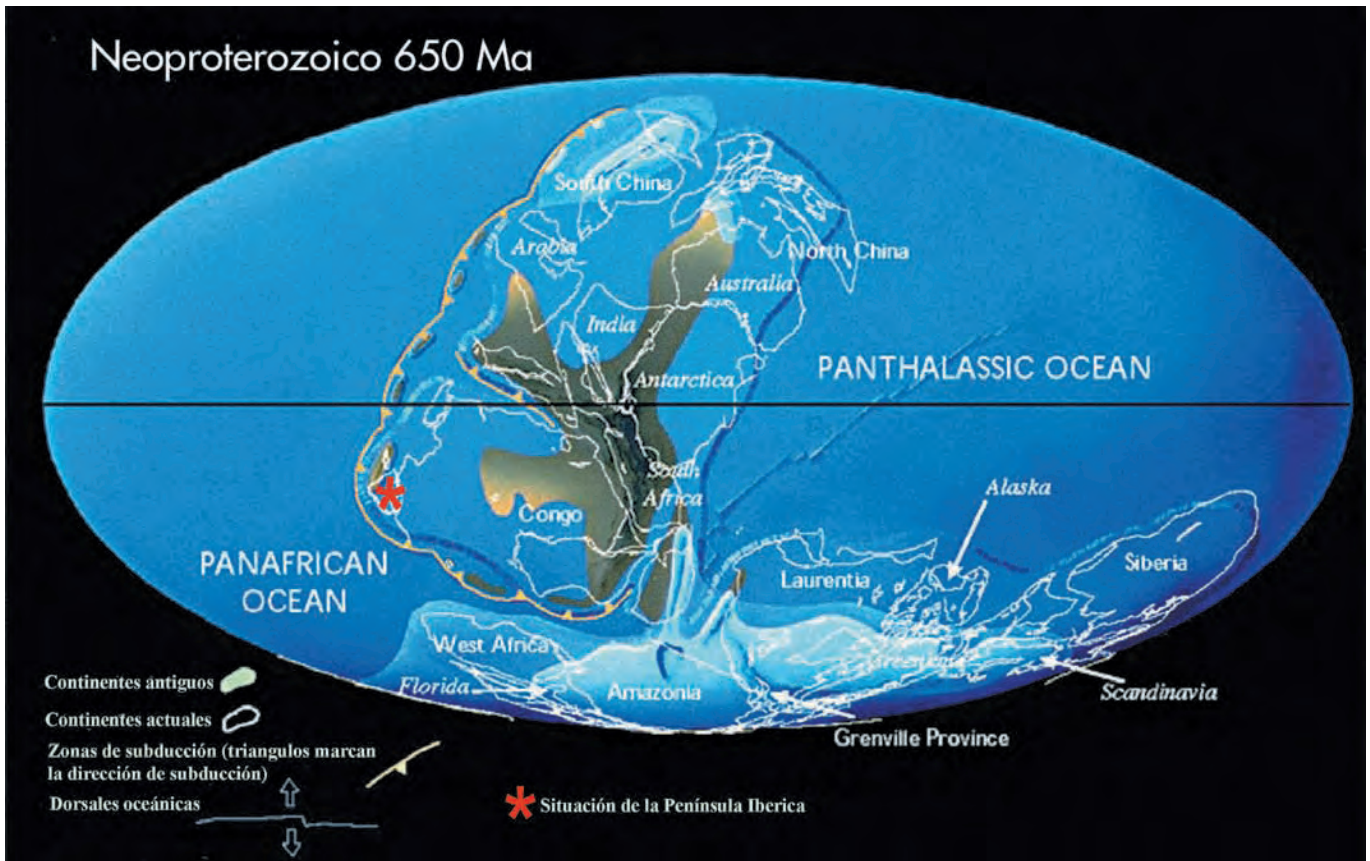
**Coordenadas UTM. Huso 30
Datum: ED 1950**

MAPA GEOLÓGICO DE EXTREMADURA

Autor del Mapa:
Carlos Alcalde Molero
Mayo 2005

Base geológica: Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas. Junta de Extremadura

Neoproterozoico 650 Ma



Reconstrucción de la posición de la placas continentales durante el Neoproterozoico. Figura basada en Scotese. "Plate tectonic maps and Continental drift animations by C. R. Scotese, PALEOMAP Project (www.scotese.com)".

materiales paleozoicos postcámbricos que incluyen series que participan de las características de la ZCI; en opinión de algunos investigadores este dominio tiene rango de Zona, aunque en esta introducción lo consideraremos como un dominio dentro de la ZOM. La diferencia fundamental con el resto de la ZOM es la presencia de medios paleozoicos mucho más someros, lo que indicaría que este dominio actuó como un umbral durante casi todo el Paleozoico. Su límite norte, y por lo tanto el de la ZOM, coincide a "grosso modo" con el establecido originalmente por Lotze (Batolito de los Pedroches). La evolución y estructuración geológica de Extremadura es bastante compleja aunque, en general, mucho menor de lo que distintos modelos habían presupuesto. Un deficiente conocimiento de la cronoestratigrafía de las formaciones extremeñas ha dado lugar a una cartografía bastante caótica, sobre todo en

la ZOM, cuya consecuencia ha sido la utilización de un elevado conjunto de dominios que las recientes cartografías han demostrado prácticamente inexistentes (Apalategui *et al.*, 2004).

Neoproterozoico-Cámbrico basal en Extremadura (Ciclo Cadomiense)

La historia geológica de Extremadura reconstruida a partir de sus rocas se inicia hace unos 650 M.a., sin embargo, de esa temprana etapa se tiene poca constancia de los organismos que la poblaban e incluso de los medios sedimentarios que existían. En otras áreas del planeta se habían instaurado ya distintas formas de vida que incluían casi todos los reinos, a excepción de las plantas.

En esta época, los retazos de la Península Ibérica que se situaban en el hemisferio sur, formaban parte del borde noroeste del supercontinente de Gondwana, que agrupaba a la mayor parte de

las tierras emergidas y donde se situaba también el polo sur terrestre (a la altura de Sudamérica actual). Inmersa en un margen tipo arco isla, la proto-Extremadura del Neoproterozoico iba a ser protagonista de la primera orogenia que se desarrolló en el sur de Europa. El margen tipo arco isla, del que se tienen evidencias importantes en la ZOM, dio lugar a un margen tipo Andino provocando la emersión y plegamiento de los sedimentos del Neoproterozoico y Cámbrico basal por acreción. Dicha emersión no fue sincrónica; en primer lugar, durante el Ediacárico, emergió totalmente la ZOM, permaneciendo así hasta bien avanzado el Cámbrico Inferior y, posteriormente, al inicio del Cámbrico Inferior lo hizo la ZCI que permaneció emergida hasta el Ordovícico Medio (Arenig).

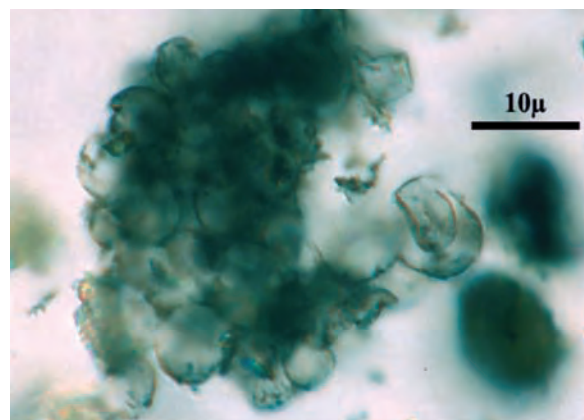
El Neoproterozoico de la ZOM

Los sedimentos más antiguos que aparecen en Extremadura se sitúan en la ZOM y corresponden a sedimentos intensamente plegados y metamorfizados de la **Sucesión de Montemolín**, constituida por rocas de alto metamorfismo (esquistos biotíticos, metacuarcitas negras o cherts, mármoles y metavulcanitas). Las estructuras sedimentarias de estas rocas han sido borradas por el metamorfismo, en consecuencia la asignación a determinados medios sedimentarios que han realizado diversos autores son extremadamente especulativas aunque la presencia de carbonatos podría indicar medios de plataforma. Hasta hace poco, y basado en cuestionables evidencias de microfósiles, esta sucesión se consideraba de edad Rifeico Medio-Superior (1500-900 M.a.), sin embargo, recientes dataciones radiométricas, indican edades que no superan los 650 M.a. Hasta el momento estos materiales no han apor-

tado restos fósiles en Extremadura, aunque en Portugal materiales equivalentes contienen restos de posibles microfósiles bacterianos que no aportan ninguna precisión bioestratigráfica (Gonçalvez y Palacios, 1984).

Sobre los materiales metamórficos de la sucesión de Montemolín se dispone un conjunto constituido por diamictitas. Estas engloban numerosos cantos y bloques de cuarcita negra incluidos en una abundante matriz, provenientes del desmantelamiento de la **Sucesión de Montemolín**. Sobre los niveles de diamictitas y en tránsito gradual se desarrolla una potente serie de carácter flyschoides que incluye monótonas alternancias de lutitas y grauvacas con abundantes niveles slumpizados. Al conjunto de estas dos unidades la hemos denominado informalmente **Sucesión de Nogales** y es equivalente en parte a la **Sucesión de Tentudía**. En estas series faltan las típicas cuarcitas negras de la unidad infe-

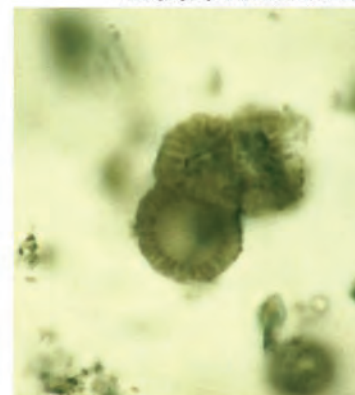
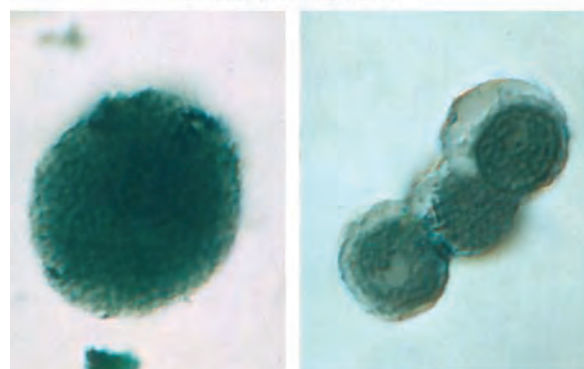
Microfósiles bacterianos procedentes del Grupo Domo Extremeño. Formación Cijara en la Sección del Río Estenilla (Sphaerocongregus variabilis) y de la Sección del río Alagón, Coria (Palaeogomphosphaeria cauriensis).



Sphaerocongregus variabilis, Moorman



Palaeogomphosphaeria cauriensis, Palacios





Diamictitas que engloban bloque de cuarcitas negras de la Sucesión de Montemolín. Área de Salvaleón.

rior. Presentan un metamorfismo muy bajo o nulo, muy similar en general al de las series paleozoicas suprayacentes. Los escasos estudios realizados en estos materiales no permiten aún demasiadas precisiones aunque, en términos generales, sus características coinciden con las del **grupo Domo Extremeño** de la ZCI. En el área de Llerena esta serie incluye andesitas interestratificadas. Los microfósiles encontrados hasta el momento son de tipo bacteriano (*Sphaerocongregus variabilis*) y, aunque no aportan precisiones bioestratigráficas, son muy abundantes en los materiales ediacáricos-cámbricos de la ZCI. Sobre esta unidad que emerge probablemente al final del Ediacárico se sitúan discordantes los materiales del Cámbrico.

Neoproterozoico y Cámbrico inferior en la Zona Centro Ibérica

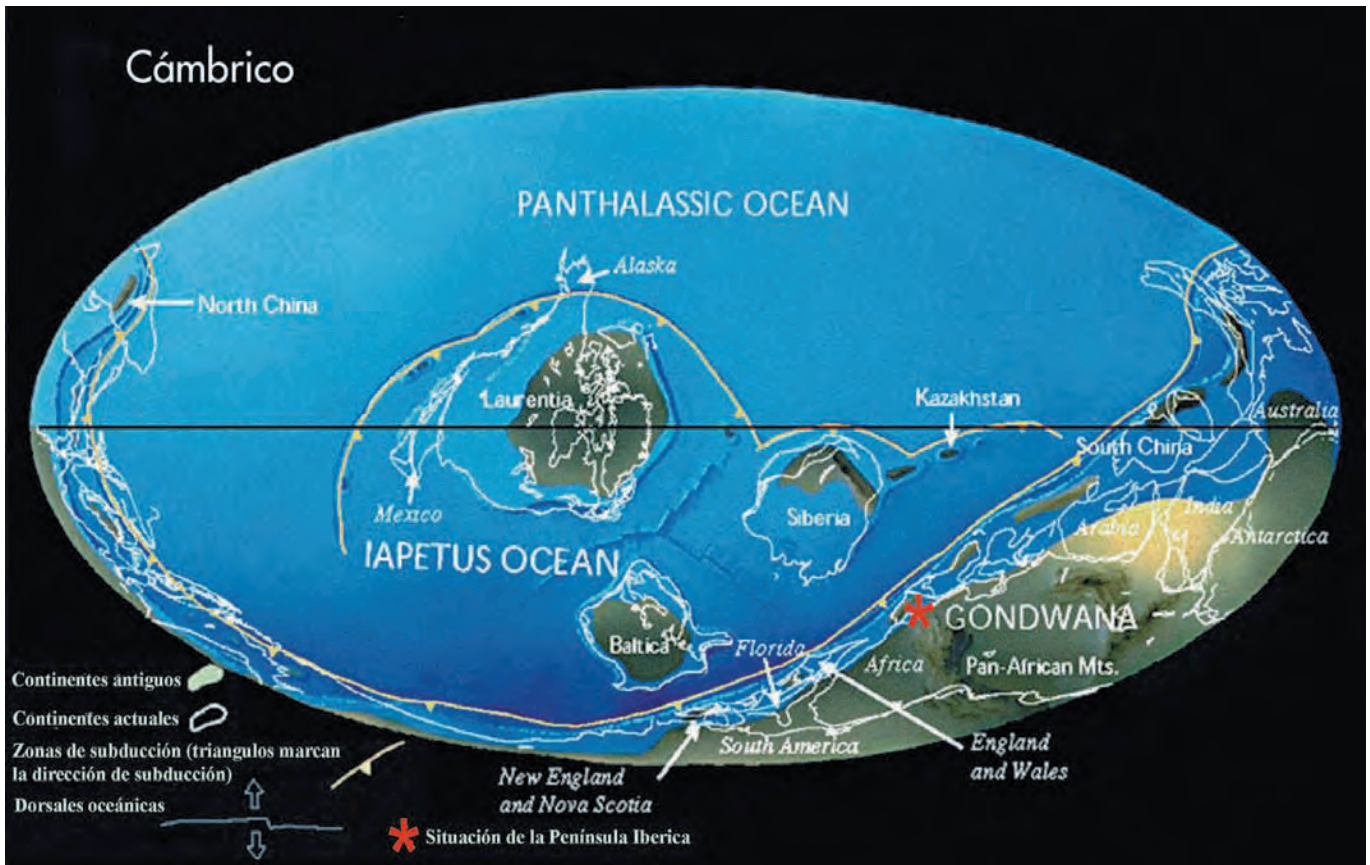
En la ZCI aparecen extensos afloramientos de rocas pertenecientes al Ediacárico y a los niveles más inferiores del Cámbrico Inferior (Nemakit-Daldinian-Tomotiense 542-530 M.a.). La importancia de estos materiales radica en dos aspectos fundamentales, por una parte

registran el momento crucial de la aparición de los primeros metazoos y, por otra, en estas rocas se da una circunstancia excepcional y única en Europa: el tránsito gradual entre el Ediacárico y el Cámbrico.

Esta especial situación, unida al bajo y a veces nulo metamorfismo que presentan, incrementan su interés científico puesto que son el marco ideal para el estudio de los importantísimos cambios bióticos que acaecieron en dicho tránsito, sin el sesgo que suponen los periodos de emersión ligados a la Orogenia Cadomiense, presentes en la mayor parte de las áreas, como es el caso concreto de la ZOM.

El **grupo Domo Extremeño** incluye la unidad estratigráfica más antigua de la ZCI y sus materiales se corresponden con turbiditas depositadas en medios de talud, cañones y abanicos submarinos. Estos materiales han sido deformados sinsedimentariamente y tienen un carácter flyschoides que se ha relacionado con las últimas fases de la Orogenia Cadomiense. Litológicamente está constituido por lutitas, grauvacas y conglomerados con abundante matriz; estos últimos contienen clastos exóticos de cuarzo y cuarcita negra (cherts), bien redondeados y posiblemente procedentes de la erosión de la sucesión de Montemolín, junto con otros procedentes de la misma cuenca (grauvacas y fosfatos). En nuestra opinión esta unidad es correlacionable con la Sucesión de Nogales de la ZOM.

En el plano paleontológico incluyen los fósiles más antiguos que se conocen en la Península Ibérica representados por: a) **Microfósiles bacterianos** (rela-



cionados con posibles cianobacterias planctónicas del Orden *Chroococcales*) y representados por las especies *Sphaerocongregus variabilis* y *Palaeogomphosphaeria cauriensis*; b) **Fósiles megascópicos** de naturaleza carbonosa (“beltanelloides” y vendotaenidos) y c) **icnofósiles** como *Phycodes* aff. *P. pedum* que representan los restos de metazoos más antiguos de la Península Ibérica (Palacios, 1987, Vidal et al., 1994).

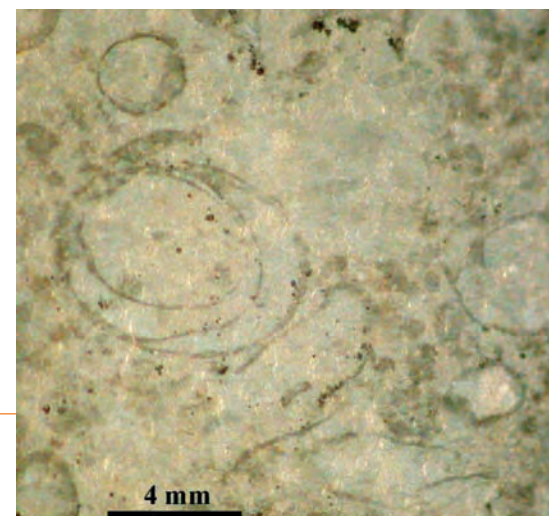
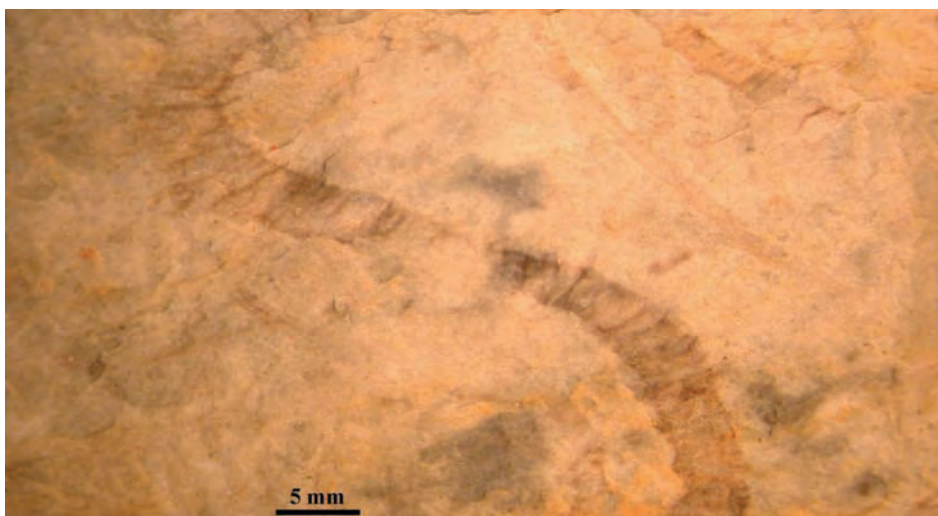
En el área de los Ibores y Villarta de los Montes se produce el tránsito gra-

dual desde los medios profundos del grupo anterior al **grupo Ibor**, que incluye medios de plataforma mixta somera. Los materiales que contiene este grupo incluyen calizas, dolomías, margas, lutitas, grauvacas y conglomerados. El grupo Ibor se puede dividir en función de sus características estratigráficas y paleontológicas en tres tramos. El tramo inferior incluye la transición gradual con el grupo Domo Extremeño; engloba materiales carbonatados (calizas y dolomías), y margas depositados en medios de plataforma. En muchas áreas (Castañar de Ibor, Villarta de los

Reconstrucción durante el Cámbrico mostrando la posición de las placas continentales. Figura basada en Scotese.

Sabellidites cambiense. Grupo Ibor. Área de la Calera. (Ilust. inf. izqda.)

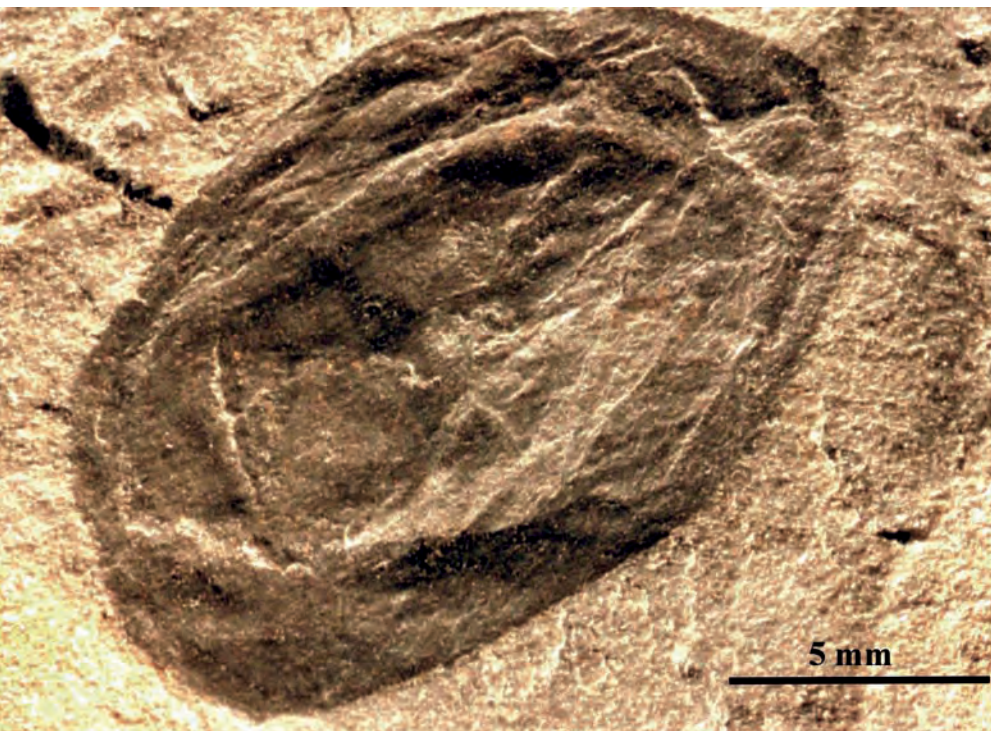
Sección delgada de Cloudina hartmannae. Villarta de Los Montes. Badajoz. (Ilust. inf. dcha.)



*Fósiles carbonosos
tipo vendotaénidos.
Grupo Ibor.
Guadalupe.
(Pista Militar)*



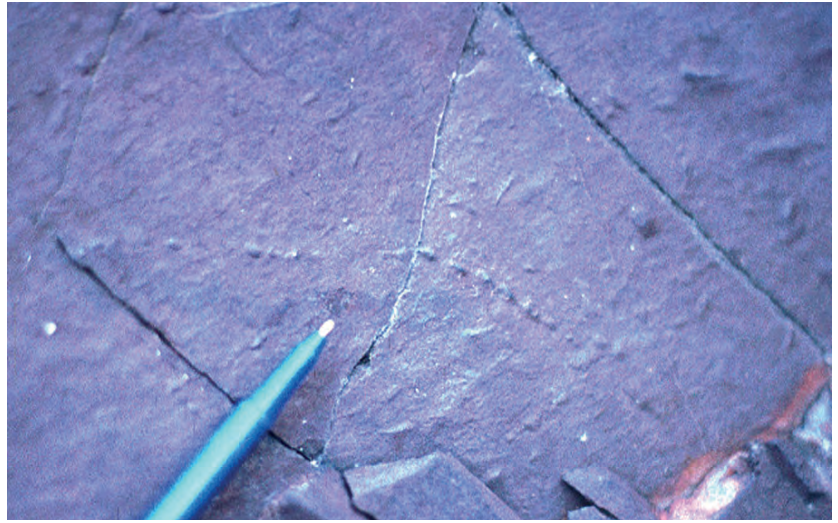
*Fósiles carbonosos
asignados a posibles
beltanelloides.
Sección del
Ferrocarril, Toledo.
(Grupo Río Huso)*



Montes), se puede observar que dichos carbonatos son auténticas bioconstrucciones formadas por fósiles tubulares pertenecientes a *Cloudina hartmannae*, que constituyen los primeros metazoos a nivel mundial que segregaron un exoesqueleto mineralizado, lo que les permitió edificar las primeras bioconstrucciones de metazoos generalmente asociadas a bioconstrucciones de ta-

petes microbianos (estromatolitos). La edad de *Cloudina* se conoce con cierta precisión a partir de los datos geocronológicos de los niveles que contienen este fósil en China, Omán y Namibia y que indican un rango ($548.8 \pm 1 - 542.6 \pm 0,3$ M.a.), muy próximo al límite Ediacárico-Cámbrico. El tramo II del grupo Ibor viene marcado por la desaparición de los niveles carbonatados. Está constituido por una potente sucesión de argilitas negras laminadas, muy ricas en materia orgánica, en cuya parte media alta se desarrollan niveles conglomeráticos y de areniscas depositados en medios de plataforma relativamente somera. Los fósiles de este tramo incluyen abundantísimos filamentos algales (*Vendotaenia*), y tubos orgánicos pertenecientes a *Sabellidites cambriense* que, según algunos autores, son diagnósticos del primer piso del Cámbrico Inferior (Nemakit-Daldinian) (Gubanov, 2000). El tramo III incluye una sucesión detrítica de tipo regresivo truncada por el Ordovícico, que se deposita en discordancia angular y erosiva sobre el **grupo Ibor**.

Al norte de Extremadura se situaban los medios más distales y profundos donde se depositaron los materiales pertenecientes al **grupo Río Huso**. Estos materiales están poco desarrollados en Extremadura. En el Anticlinorio de Valdelacasa, sobre el **grupo Domo Extremeño**, se sitúa una sucesión progradante, consistente en depósitos de talud y turbiditas proximales que pasan, gradualmente, a medios marinos más someros que incluyen la transición a los depósitos cámbricos. En conjunto, este grupo también se puede dividir en tres tramos correlacionables con los del **grupo Ibor**. El Tramo I, único representado en Extremadura, comienza con niveles olistostrómicos que dan paso a una sucesión de lutitas. Éstas engloban niveles de areniscas dolomíticas de grano fino depositadas en una plataforma distal. Los niveles olistostrómicos se formaron por deslizamientos gravitacionales provocados por el colapso de las plataformas carbonatadas del **grupo**



Ibor. Los carbonatos, al ser sedimentos de precipitación química, y en algunos casos, como hemos visto en el anterior apartado, auténticas bioconstrucciones de *Cloudina*, se encontraban semiconsolidados y situados posiblemente en una estrecha plataforma muy próximos al talud; la gran inestabilidad de la cuenca, ligada posiblemente al inicio de la última fase de la Orogenia Cadomiense, pudo provocar el deslizamiento a lo largo del talud continental de los

Phycodes aff. *P. pedum*.
Grupo Domo Extremeño, Cijara.
 (Sección del río Estenilla)

Río Ibor
 discurrendo por el núcleo del Anticlinal del mismo nombre.





*Olistolito con
Cloudina hartmannae.
Olistostroma
del Membrillar.*

materiales carbonatados del grupo Ibor produciéndose, en dichas avalanchas, importantes pliegues de arrastre en un substrato poco litificado. Un afloramiento excepcional en el que se pueden deducir estas observaciones es el del Olistostroma del Membrillar que se sitúa en la cola del Embalse del Cíjara y que incluye, entre la mezcla heterogénea de sus materiales, grandes bloques carbonatados, algunos de varias decenas de metros, con abundantes fósiles de *Cloudina hartmannae* excepcionalmente preservados. Por encima de estos niveles olistostrómicos los niveles detríticos contienen el icnofósil *Phycodes pedum*, cronológicamente del Cámbrico Inferior, aunque estos tramos tienen escasa representación en la Comunidad Extremeña.

La Orogenia Cadomiense: una nueva configuración paleogeográfica

En la zona de Ossa-Morena se han distinguido distintos dominios durante la Orogenia Cadomiense. El importante magmatismo Cadomiense denota la presencia de un dominio orogénico que incluye restos de un arco isla. Así mismo, la presencia de abundantes andesitas en diversos sectores (Llerena), evidencian la evolución de un margen tipo arco isla a un margen andino. En este contexto la ZCI constituía una cuenca retroarco que fue emergiendo de sur a norte. Posiblemente la primera fase cadomiense provocó el plegamiento, metamorfismo y emersión de la **sucesión de Montemolín**, dada la presencia de cantos de cuarcitas negras en las diamictitas de la base de la **serie de Nogales**, así como en los

conglomerados de los **grupos Domo Extremeño e Ibor**. En la segunda y última fase se produce el desarrollo de importantes series flyschoides sinorogénicas en una cuenca retroarco que tiene su máxima extensión en la ZCI. La emergencia de los materiales de esta cuenca fue diferencial. Los medios más proximales y cercanos a los paleorrelieves de la **sucesión de Montemolín** emergen, en primer lugar, durante el Ediacárico, produciéndose una progradación de los medios de plataforma hacia el norte, de forma que durante la transición Ediacárico-Cámbrico se llegan a desarrollar medios de plataforma mixta (grupo Ibor), que emergen al inicio del Cámbrico. Más al norte, y en el límite con las dos comunidades castellanas, se disponían los medios más profundos. En estas áreas las condiciones de plataforma se alcanzan durante el Cámbrico (**grupo Río Huso**), registrando la mayor potencia de sedimentos cámbricos que

incluyen la transición gradual entre el Ediacárico y un Cámbrico que se extiende hasta la aparición de los primeros arqueociatos y trilobites.

Los efectos de la última fase Cadomiense en la ZCI, se manifiestan por el gran desarrollo de formaciones olistotrómicas (base del **grupo Río Huso**) al pie del talud continental que discurría por una línea hipotética que pasaría, aproximadamente, por el límite noreste de la Comunidad Extremeña siguiendo más o menos la traza de la Sierra de Altomira.

Hasta hace poco, los datos absolutos sobre rocas ígneas eran bastante escasos e imprecisos, los nuevos métodos de datación absoluta han permitido reconocer un magmatismo asociado a la Orogenia Cadomiense que se manifiesta claramente en la ZOM. Las rocas plutónicas se pueden agrupar en dos conjuntos ma-

Materiales cámbricos en Alange. (Badajoz)



yoeres: uno en el sector septentrional y el otro emplazado mayoritariamente en el meridional.

En el sector **septentrional** predominan los granitos porfídicos y dioritoides que forman cuerpos discontinuos. Dentro de este sector, los más septentrionales (por ejemplo el macizo de Higuera de la Serena), suelen estar tectonizados como resultado de la acción de cizallas hercínicas, mientras que los más meridionales se encuentran mejor conservados, como es el caso del granito de Ahillones que se ha relacionado con un ambiente de arco volcánico.

Los granitoides del sector **meridional** corresponden mayoritariamente a granodioritas y leucogranitos de origen anatético y están muy bien representados en la Antiforma de Monesterio (Táliga, Salvatierra de los Barros, Monesterio, etc.). La edad de este magmatismo se sitúa en torno a los 525-530 M.a. (Eguiluz *et al.*, 2000).

Series cámbricas postorogénicas.

Cámbrico en la Zona de Ossa-Morena

Como ya hemos adelantado, durante la orogenia Cadomiense se produjo una emersión diferencial; las primeras áreas que lo hicieron, localizadas en la ZOM, fueron también las primeras en ser invadidas por el mar, sin embargo, el sector extremeño de la ZCI que abandonó los medios marinos en el Cámbrico Inferior, permaneció emergido hasta el Ordovícico.

Finalizada la orogenia, los movimientos distensivos postcadomienses marcan el inicio de un proceso de rifting que dio lugar a la apertura de un nuevo océano, iniciándose un nuevo ciclo

que culminó con el final de la Orogenia Hercínica. En su fase más temprana, se desarrollan pequeñas cuencas tipo graben que se van rellenando con sedimentos fluviales en unos casos (sector central de la ZOM), o bien en aquellas áreas donde existe una actividad volcánica importante con sedimentos volcánicos y volcanoclásticos depositados en medios continentales y de transición (**Formación Bodonal, Esquistos de Jerez**, Suroeste de Extremadura). En este contexto se produce la invasión de la ZOM por el mar (transgresión cámbrica), de forma que, en función de los paleorelieves existentes, los primeros medios sedimentarios del Cámbrico van a ser muy variados, incluyendo medios fluviales, medios restringidos de lagoon e incluso medios carbonatados depositados en costas rocosas, como ocurre en el Área de Córdoba (**Formación Pedroche**). Uno de los aspectos más importantes es el carácter diacrónico de las primeras unidades cámbricas. El nexo común de las secuencias del cámbrico en la ZOM es la presencia de tres grandes unidades: **Unidad Detrítica Inferior, Unidad Carbonatada y Unidad Detrítica Superior**. Las dos primeras constituyen una secuencia transgresiva, son diacrónicas y presentan abundantes cambios de facies y potencia. La transición entre la **Unidad Carbonatada** y la **Unidad Detrítica Superior** marca el máximo avance de la transgresión del Cámbrico Inferior y la instauración de una plataforma fundamentalmente terrígena que presenta una gran diversidad biótica de invertebrados marinos, fundamentalmente trilobites y braquiópodos, junto a la presencia de los primeros trilobites cosmopolitas planctónicos (*Delgadella* y *Serrodiscus*). A partir de este momento y durante todo el depósito de

la **Unidad Detrítica Superior** se acelera el proceso de rifting que incrementa la subsidencia de la cuenca cámbrica y favorece, en los sectores centrales y meridionales de la ZOM, la instauración de medios marinos abiertos que se corresponden con una plataforma continental terrígena, jalonada a partir del Cámbrico Medio por numerosas islas volcánicas. La presencia de un registro continuo de abundantes organismos planctónicos cosmopolitas (acritarcos), en esta unidad, contrasta con un predominio de especies bentónicas y de comunidades de medios restringidos (estromatolitos), de las unidades inferiores. Conforme nos desplazamos hacia el norte las secuencias del Cámbrico son más someras, instaurándose en las áreas próximas a los relieves emergidos de la ZCI (DOV), medios muy someros y restringidos casi en su totalidad, lo que nos induce a creer que en dicho dominio se situaban las líneas de costa cámbricas. El Sinclinal de Zafra contiene las sucesiones más completas del Cámbrico en la ZOM que incluyen las siguientes unidades litoestratigráficas:

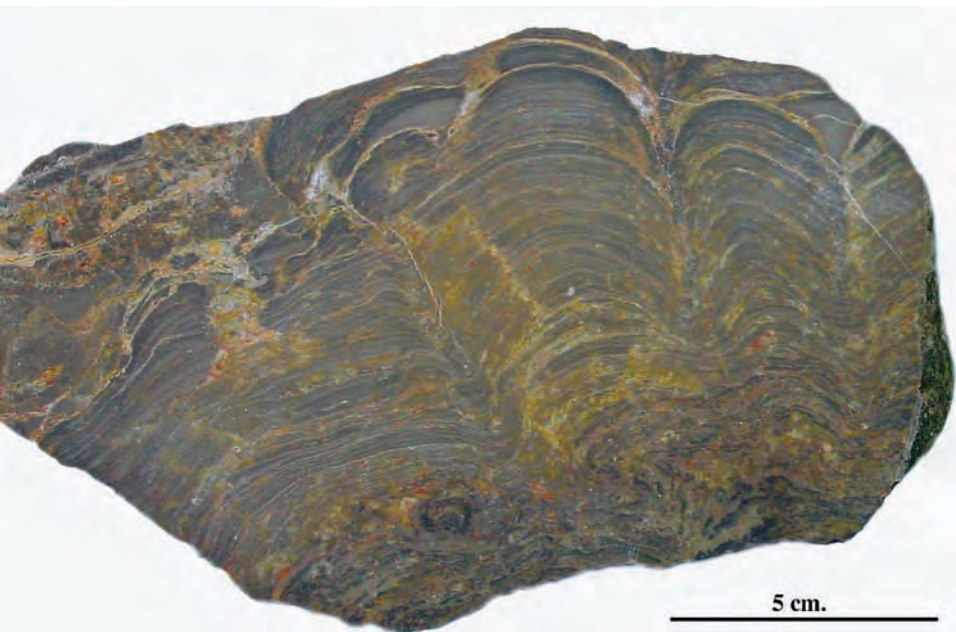


La **Formación Torreárboles** (Liñán, 1978), que constituye la **Unidad Detrítica Inferior**, presenta una completa exposición en el Embalse del Guadajira y refleja muy bien el avance de la transgresión cámbrica. Está constituida por conglomerados, areniscas y lutitas que se depositaron en un medio de transición, que pasa progresivamente de fluvial a intermareal y submareal, indicando el avance de la línea de costa. Esta formación contiene a techo una variada y bien preservada asociación de icnofósiles producidos por una gran diversidad

Phycodes pedum.
Formación Torreárboles,
Sección del Guadajira,
Embalse del Guadajira.

Seudomorfos de halita.
Techo de la Formación
Carbonatada. Alange.





*Estromatolitos.
Formación
Carbonatada.
Alange.*

*Vista del yacimiento
cámbrico de Alconera.*

de invertebrados, sin embargo, su presencia es muy local, a pesar de que esta unidad tiene una buena exposición y aflora en amplias áreas del sinclinal de Zafrá. La gran abundancia de impresiones de cristales de halita y una distribución muy local de los icnofósiles indica el carácter eminentemente restringido de esta unidad que, en gran parte, representa medios sedimentarios tipo “sabkha” y, sólo muy localmente, representaría me-

dios de playa y submareales de áreas de mar abierto con variadas comunidades de invertebrados.

La **Unidad Carbonatada** refleja el avance de la transgresión cámbrica que favoreció la instauración, en unos casos, de medios restringidos tipo lagoon con abundantes estromatolitos donde se depositaban sedimentos mixtos constituidos por alternancias de areniscas dolomíticas y lutitas. Por contra, en otras áreas costeras de mar abierto y salinidad normal existían comunidades bentónicas muy diversas que producían una gran variedad de icnofósiles. Conforme avanza la transgresión, y en aquellas áreas donde los aportes de terrígenos eran escasos y por lo tanto las aguas limpias, se desarrollaban montículos recifales constituidos por asociaciones de algas y arqueociátidos que han dado lugar a las mayores potencias de las series calcáreas (**Formación Alconera**). Sobre las potentes series carbonatadas con arqueociátidos se dispone un suceso de lutitas margosas violáceas y verdosas que contienen abundantes



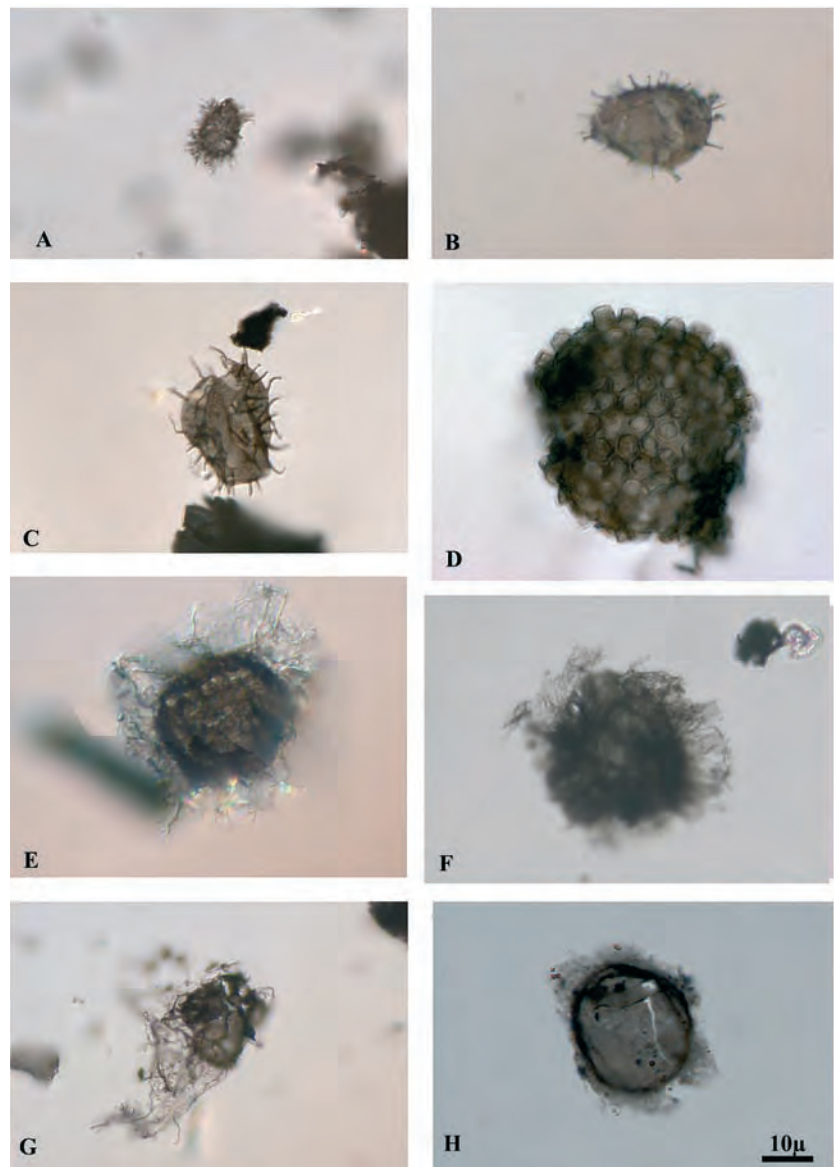
trilobites y braquiópodos inarticulados a los que acompañan hiolítidos, restos de equinodermos y otros grupos problemáticos ya extintos como chancelorias.

La presencia de capas rojas y pseudomorfos de halita en la **Unidad Detrítica Inferior Formación Torreárboles** y en la Formación Carbonatada, así como la gran abundancia de carbonatos en el Cámbrico Inferior, indican un clima cálido y árido que es acorde con las reconstrucciones paleogeográficas que sitúan la ZOM en paleolatitudes de aproximadamente 30° sur.

En este sector la **Unidad Detrítica Superior** tiene una potencia muy variable debido a los abundantes niveles volcánicos interestratificados, alcanzando al Oeste de Zafrá más de 3.000 m de potencia. Se han reconocido tres formaciones:

La **Formación Las Vegas** representa el máximo avance de la transgresión cámbrica; a techo comienzan a aparecer niveles arenosos que suponen el inicio de un pulso regresivo que marca la transición al Cámbrico Medio. Litológicamente está constituida por lutitas y limolitas, apareciendo delgados niveles de areniscas hacia el techo. Contiene escasos icnofósiles y abundantes acritarcos de edad Cámbrico Inferior. En esta formación se da el máximo avance de la transgresión del Cámbrico Inferior y el inicio del episodio regresivo del límite Cámbrico Inferior-Medio (regresión Hawke-Bay).

La siguiente unidad está representada por la **Formación Vallehondo**, que incluye areniscas arcósicas bioturbadas, cuarcitas y limolitas con rocas volcánicas interestratificadas, fundamentalmen-



A. *Comasphaeridium mackenzianum* (Baudet, Aitken and Vanguetaine, 1989).

B-C. *Heliosphaeridium notatum* (Volkova, 1996; Moczlidowska, 1991).

D. *Tubulosphaera perfecta* (Palacios and Moczlidowska, 1998).

E-G. *Comasphaeridium longispinosum* (Hagenfeldt, 1989).

F. *Comasphaeridium silesiensis* (Moczlidowska, 1998).

H. *Annulum scuamaceum*.

Las especies cosmopolitas *Comasphaeridium mackenzianum*, que aparece en la Formación Las Vegas, y *Heliosphaeridium notatum* y *Tubulosphaera perfecta*, que tienen su primera aparición en la parte media de la Formación Las Vegas, son diagnósticas de la parte alta del Cámbrico Inferior aunque su presencia se extiende hasta el Cámbrico Medio.

Las especies *Comasphaeridium longispinosum* y *Comasphaeridium silesiensis*, que aparecen en la base de la Formación Vallehondo, son diagnósticas del Cámbrico Medio.

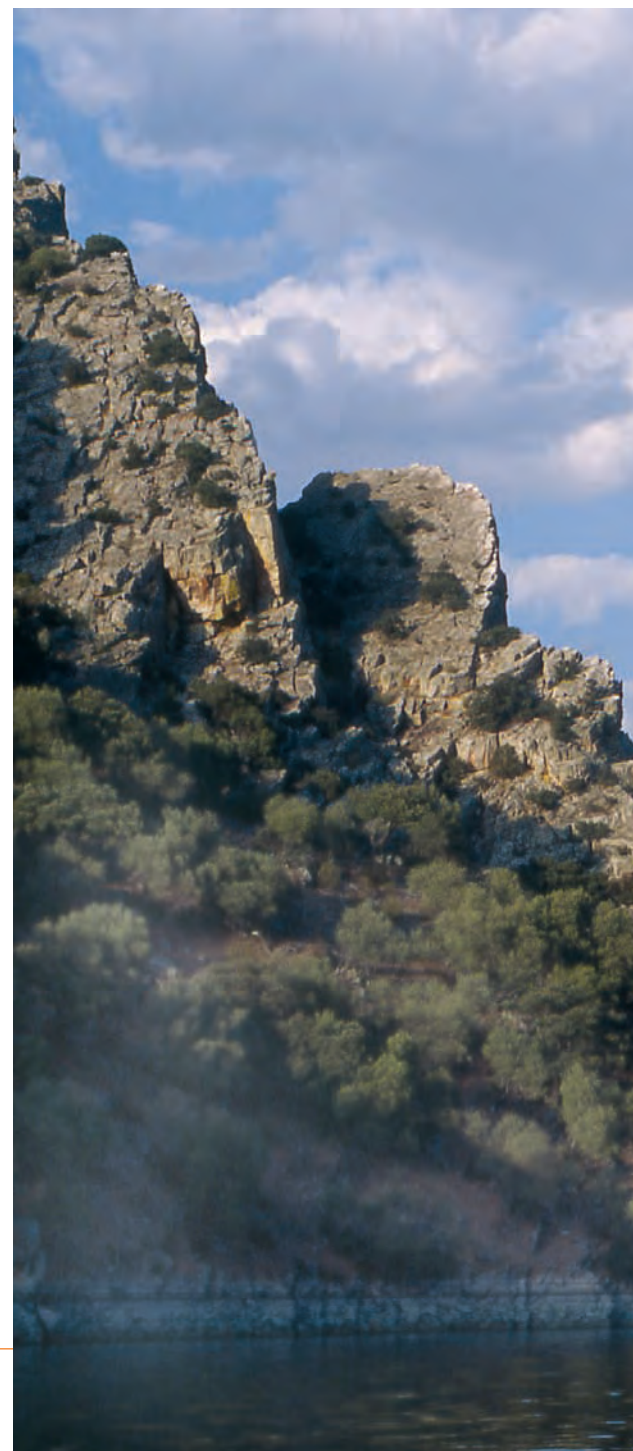


Materiales del Ordovícico Inferior con restos de cruzianas en Benquerencia de la Serena.

te ácidas, que se hacen más potentes hacia el techo. Esta unidad presenta un registro continuo de acritarcos que permiten situar el límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio en los niveles basales de esta unidad, contradiciendo anteriores asignaciones que la incluían en el Cámbrico Inferior.

La **Formación Playón** constituye el techo de la Unidad Detrítica Superior y está constituida por lutitas, limolitas, esporádicos niveles de calizas y abundantes rocas volcánicas fundamentalmente básicas. Son muy frecuentes los niveles con lavas almohadilladas, y las rocas básicas desarrollan grandes poten-

cias y presentan bastante continuidad. Los niveles lutíticos incluyen trilobites, braquiópodos articulados, restos de equinodermos, icnofósiles y gran abundancia de microfósiles planctónicos (acritarcos), que indican una edad que va de la parte alta del Cámbrico Medio al Cámbrico Superior más bajo. El vulcanismo de las formaciones **Vallehondo** y **Playón** está relacionado con el desarrollo del rift Cámbrico que alcanza su máximo en la transición Cámbrico Medio-Superior donde son abundantes las rocas volcánicas básicas.



Ordovícico y Silúrico

La fase Sárdica del final del Cámbrico o bien los episodios finales de la Orogenia Cadomiense, que determinaron el plegamiento y la emersión de los materiales ediacáricos y cámbricos situados en la Zona Centro Ibérica, dieron lugar a una nueva configuración paleogeográfica. En Ossa-Morena, debido al periodo de rifting (apertura oceánica) iniciado en el Cámbrico, se habían instaurado condiciones marinas que se hacían más patentes hacia el suroeste y que no se abandonarían hasta

el Carbonífero. En general los medios sedimentarios se correspondían con áreas más distales y profundas en las que, con toda probabilidad, se produjo una transición gradual entre el Cámbrico Superior y Ordovícico.

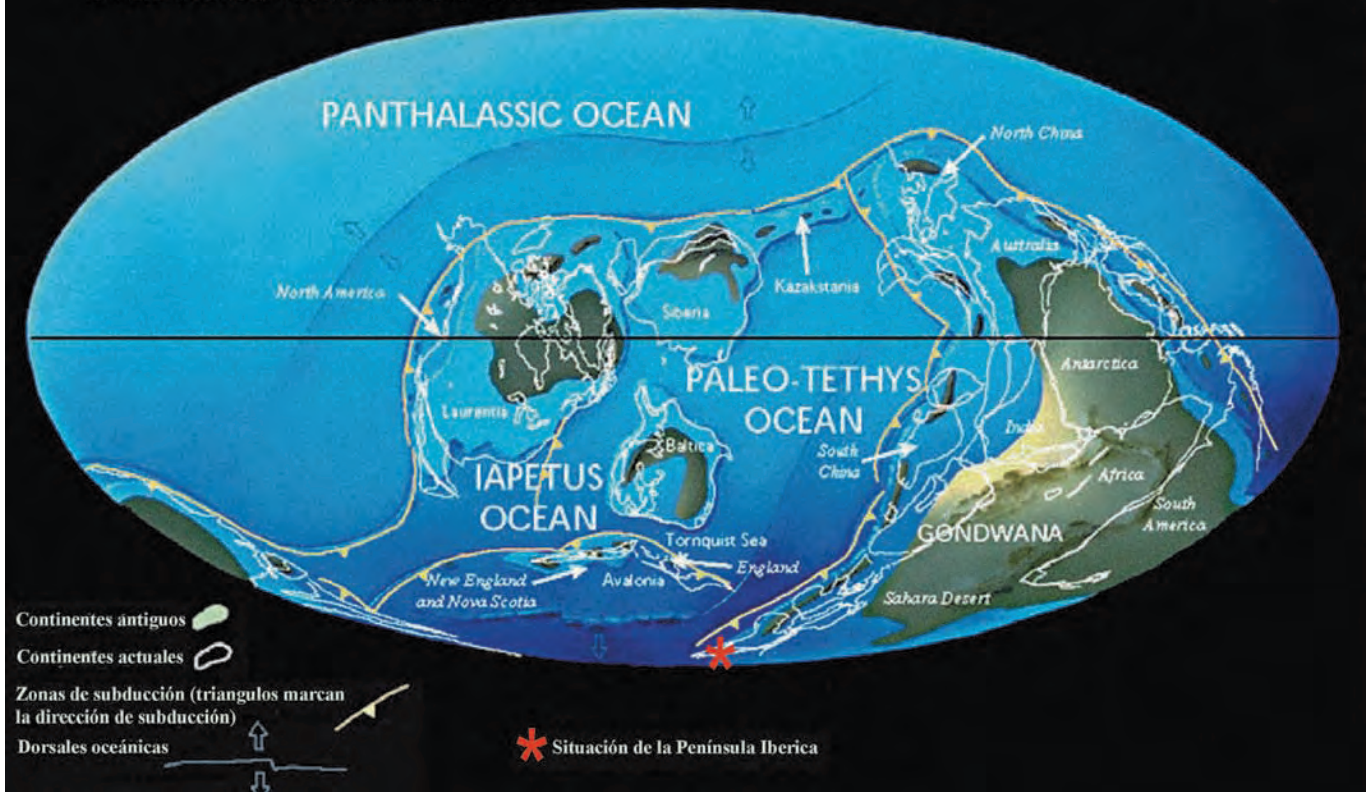
Ordovícico y Silúrico en la Zona Centroibérica

Una de las áreas más completas y representativas de estos periodos se sitúa en el Sinclinal del río Guadarranque en el NE de Extremadura (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1992). En un escenario algo simi-

*Vista del
"Salto del Corzo"
en Monfragüe,
ejemplo de cerrada
en el seno de la
Cuarcita Armoricana.*



Ordovícico Medio 458 Ma



Reconstrucción de la posición de las microplacas continentales durante el Ordovícico Medio. Figura basada en Scotese.

lar al inicio del Cámbrico en Ossa-Morena nos encontramos de nuevo con un área emergida que va a ser invadida por los mares. Los primeros sedimentos que se depositaron en el Ordovícico (**Capas Intermedias**), están representados por un conjunto de materiales areniscosos y conglomeráticos de tonos rojizos (de 0 a 350 m de espesor), que se sitúan discordantes sobre el substrato ediacárico-cámbrico, rellenando el paleorrelieve existente. Sobre los anteriores depósitos, o bien directamente sobre el substrato (cuando faltan aquellos), se suceden potentes series areniscosas (**Cuarcita Armoricana**) que, por su resistencia a la erosión, son fácilmente identificables en el campo al dar lugar a relieves elevados y abruptos que configuran una gran parte de las sierras elevadas de la mitad norte de Extremadura. De hecho la cerrada de algunas presas importantes, como García Sola y Cijara, se ha realizado sobre estos nive-

les. Su espesor varía desde un máximo de 300 metros en el norte, a un mínimo de 5 metros en zonas más meridionales, como la Sierra de San Pedro, donde las series se encuentran muy condensadas, posiblemente porque se situaban próximas a una zona de umbral representada por el Dominio de Obejo Valsequillo. La Cuarcita Armoricana da paso gradualmente a un conjunto alterante de cuarcitas y lutitas conocidas con el nombre de **Capas de Marjaliza**, en cuyo techo aparecen restos de trilobites. El conjunto de estas tres unidades representa un período transgresivo, que se inicia con depósitos fluviales que evolucionan a submareales. Se han encontrado abundantes icnofósiles, estructuras algales, braquiópodos inarticulados y trilobites. Su edad se considera Tremadoc-Arenig.

Los materiales areniscosos del Ordovícico Inferior dan paso a un grupo

constituido principalmente por lutitas de edad Llarvirniense (Ordovícico Medio), conocido informalmente como **Capas de Tristani**, que alcanza su máximo espesor hacia el norte. Este grupo comienza con una potente serie lutítica (**Pizarras de Navatrasierra**), que indica el máximo de la transgresión. El resto del grupo está representado por tres unidades (**Areniscas de los Rasos**, **Pizarras de Navalaceite** y **Cuarcita de la Cierva**), que reflejan periodos de somerización de la cuenca y una tendencia general regresiva. El ambiente en el que se depositaron correspondía a una plataforma terrígena de muy escasa pendiente que contenía una gran diversidad biótica (San José *et al.*, 1992). Se han determinado más de 250 taxa de fósiles que incluyen trilobites, graptolites, braquiópodos, moluscos (bivalvos, gasterópodos, cefalópodos, rostroconchas, monoplacóforos e hiolites), conularias, briozoos, escolecodontos, quitinozoarios y acritarcos. Sobre los anteriores materiales se disponen las **Pizarras Intermedias** constituidas por lutitas, areniscas y conglomerados. Estos niveles son muy fosilíferos y contienen trilobites, ostrácodos, braquiópodos, briozoos, equinodermos, corales rugosos, moluscos, conodontos y graptolites. El techo del Ordovícico está representado por la **Formación Gualija**, también conocida informalmente con el nombre de **Pelitas con Fragmentos**. Su base representa una discordancia estratigráfica que se ha relacionado con el evento glacioeustático erosivo que se localiza cerca del límite Ordovícico-Silúrico. Esta discordancia viene marcada a veces por niveles ferruginosos con fósiles removilizados de edad Ashgillienense (Ordovícico Superior). Las litofacies corresponden a grauvacas y lutitas

arenosas con fragmentos de contorno muy irregular, habiéndose observado en algunas áreas “dropstones” (cantos que caen de los icebergs y deforman los sedimentos del fondo marino indicando condiciones glaciares). Esta unidad ha sido comparada con otras similares de tipo clástico (diamictitas) que aparecen en el suroeste de Europa y norte de África, y que tienen un origen glaciomarino, relacionado con el casquete polar del Ordovícico Superior situado en Gondwana.

Sobre los materiales anteriores se deposita el Silúrico en una secuencia transgresiva, cuya base se corresponde con un tramo cuarcítico (**Cuarcitas de Criadero**) al que sucede una unidad formada por lutitas sapropélicas (**Formación Guadarranquejo**), con abundantes graptolites que evidencian un medio marino relativamente distal. Los fósiles que aparecen son planctónicos o neotónicos indicando medios marinos abiertos. Esta unidad pasa gradualmente a unas alternancias muy monótonas

Estratos de cuarcita armoricana en el flanco norte del Sinclinal de Herrera del Duque (Badajoz).



de limolitas negras muy micáceas, lutitas y areniscas (**Formación Guadarranque** o **Alternancias de la Corchada**), que llegan hasta el Devónico Inferior (Gediniense) en una secuencia de tipo regresivo, no existiendo todavía criterios bioestratigráficos que nos permitan establecer con precisión dicho límite. En algunas áreas como Alange, donde el Silúrico no está todavía muy bien caracterizado, se han citado además de graptolites, restos de euryptéridos, braquiópodos articulados epiplanctónicos, nautiloideos y bivalvos en facies de lutitas negras muy similares a las de la **Formación Guadarranquejo**, aunque de edad ligeramente superior (Wenlock a Ludlow).

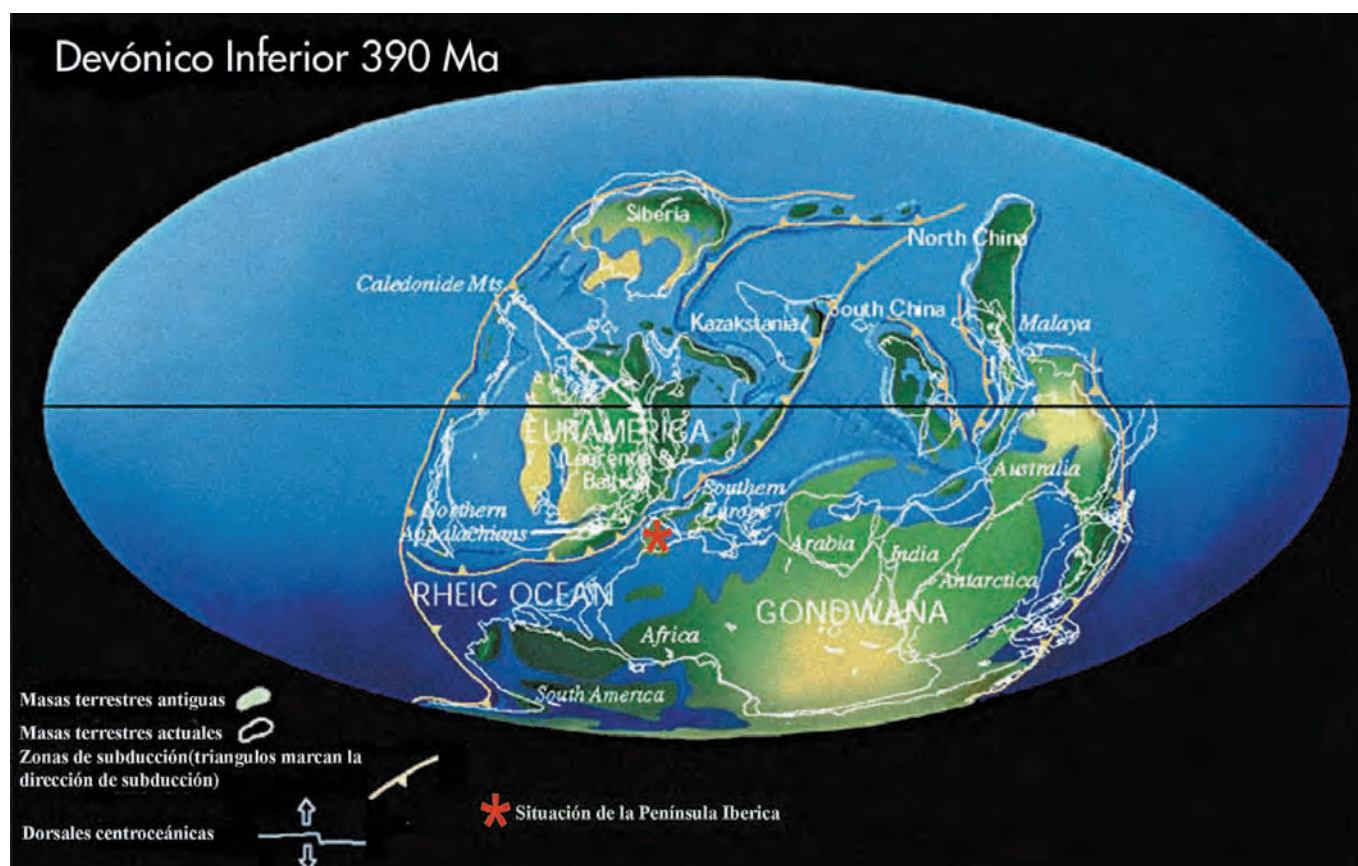
Villanueva del Fresno). Aparecen aquí las secuencias más completas del Paleozoico, sin embargo, el hecho de incluir sedimentos depositados en medios más distales (pocos contrastes litológicos) y la escasez de restos fósiles, ha dificultado su estudio, siendo su conocimiento todavía muy parcial.

El comienzo del Ordovícico todavía no se conoce con precisión y se ha situado sobre los materiales azoicos de la **Formación Fatuquedo**, una unidad vulcanosedimentaria asignada al Cámbrico Superior, muy similar a la **Formación Playón**. Sobre la anterior unidad se sitúa la **Formación Barrancos**, que comienza con un nivel de conglomerados grauvácicos que algunos autores han equiparado a las series del Arenig de la ZCI (Cuarcita Armoricana). Esta unidad está constituida por potentes secuencias lutíticas con algunos niveles de areniscas que se van incrementando hacia el te-

Reconstrucción de la posición de las microplacas continentales durante el Devónico Inferior. Figura basada en Scotese.

Series ordovícicas y silúricas de la Zona de Ossa-Morena

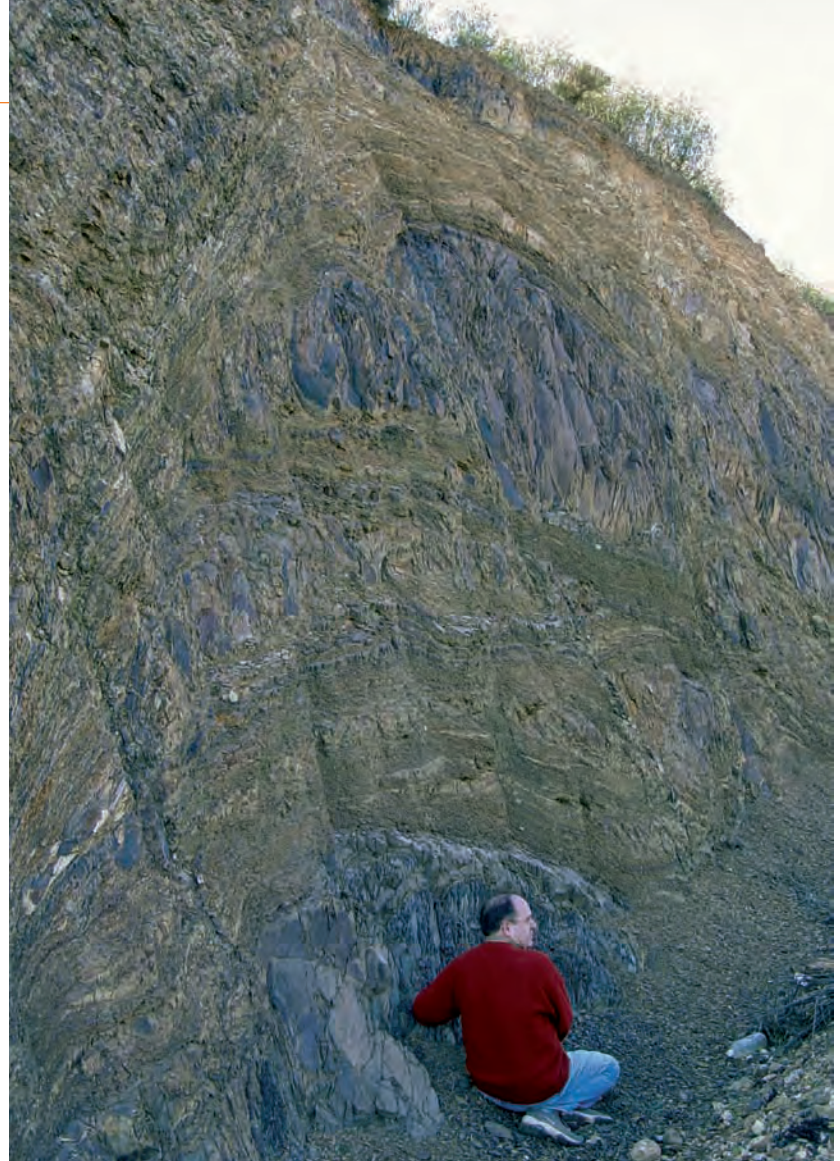
Estos materiales se conocen de forma parcial y se limitan al Suroeste de Extremadura (área de Oliva de la Frontera y



cho. La **Formación Barrancos** tiene unas características litológicas muy similares a las de la **Formación Fatuquedo**, resultando muy complicada su separación en los afloramientos más septentrionales donde desaparecen los niveles conglomeráticos. Los únicos fósiles que se han encontrado hasta el momento son graptolites y acritarcos en la prolongación de esta unidad en la provincia de Huelva y Portugal que confirman su edad Ordovícica. En los niveles areniscosos superiores son abundantes los icnofósiles (**Xistos com Phyllocytes**, Portugal). En tránsito gradual sobre los anteriores materiales se sitúa la denominada **Formación de S^a Colorada** que incluye grauvacas, areniscas y cuarcitas, en cuyo techo ya aparecen graptolites del Silúrico (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1998). Esta unidad pasa gradualmente a una serie monótona de lutitas negras con liditas y nódulos silíceos denominada en Portugal **Formación "Xistos com Nódulos"**. El tramo siguiente es un conjunto muy monótono formado por alternancias milimétricas de materiales lutíticos y pelítico-arenosos que imprimen a estas rocas un bandeo claro y oscuro, de hecho a esta unidad se la conoce en Portugal como **Formación "Xistos Raiados"**. Su edad es Silúrico Superior-Devónico Inferior. En cuanto a las condiciones medioambientales, la única presencia de fósiles de naturaleza planctónica nos indica medios bastante alejados de la costa.

El Devónico

Durante el Devónico se registraron las primeras manifestaciones de la Orogenia Hercínica que en Extremadura marcaron el inicio de un proceso que la llevaría a su emersión definitiva. El Devónico está poco representado en la ZCI, agrupán-



dose los principales afloramientos en el sur de la ZCI (áreas de Herrera del Duque, Cabeza del Buey, Cáceres y Sierra de San Pedro). Al norte de la ZOM, y dentro del Dominio de Obejo-Valsequillo, se localizan los afloramientos devónicos más extensos de Extremadura. Sus características, aunque todavía son poco conocidas, indican la presencia de abundantes medios recifales durante el Devónico Inferior. Por último, el suroeste de la ZOM correspondería a las facies más distales y profundas.

El Devónico de la ZCI

Los mejores afloramientos se localizan en los sinclinales de Cabeza del Buey y Herrera del Duque. Es aquí donde se han realizado los estudios geológicos y bioestratigráficos más completos (Pardo Alonso *et al.*, 1996), que son la

Talud sobre materiales de la transición entre el Devónico y el Silúrico.

base para analizar la evolución histórica de la ZCI durante el Devónico.

Como ya indicamos anteriormente, el límite entre el Silúrico y el Devónico no se conoce con precisión y se ha situado en una unidad cuarcítica (**Formación Doradillo**), que se dispone a techo de las **Alternancias de la Corchada** en una tendencia claramente regresiva. Los primeros datos paleontológicos significativos aparecen en esta unidad y consisten en trilobites del Devónico Inferior y braquiópodos rinconellidos mal conservados que no permiten demasiadas precisiones bioestratigráficas. Sobre esta unidad se dispone una serie potente y fundamentalmente pelítica (**Formación Valdenmedio**), de la que no se tienen datos paleontológicos y cuyo conocimiento es bastante deficiente.

La siguiente unidad, clásicamente conocida como “cuarcita de base”, es la **Formación Risquillo**, que incluye unos 20 metros de cuarcitas y areniscas ferruginosas fuertemente bioturbadas en cuyo techo ya aparecen braquiópodos del Praguense-Emsiense y conodontos del Praguense. Sobre los anteriores materiales se dispone la **Formación Herrera**, constituida por materiales lutíticos, en cuya parte media se intercala una unidad calcárea (**Miembro Molino de la Dehesa**) que contiene estromatolitos (Pardo Alonso y De Renci, 1993).

Una de las principales características del Devónico en la ZCI es la presencia de una laguna estratigráfica (ausencia de registro geológico), que abarca todo el Devónico Medio. En el techo de la **Formación Herrera** aparecen lutitas y algunas areniscas fuertemente bioturbadas (burrows verticales), con frecuentes

restos vegetales flotados que han sido interpretados como indicativos de una emersión al final del Devónico Inferior, posiblemente ligada a las primeras fases de la Orogenia Hercínica. El Devónico Inferior, en general, es poco fosilífero, dándose la mayor abundancia en la **Formación Herrera**, con numerosos braquiópodos, corales y tentaculitoideos de edad Emsiense.

Los primeros materiales datados como Devónico Superior pertenecen a la **Formación Abulagar**, que incluye en su base niveles de conglomerados y areniscas de grano grueso con estratificación cruzada y bases erosivas, interpretadas como pertenecientes a medios de transición (canales fluviales y llanuras de marea). Sobre esta unidad se disponen, en orden ascendente, la **Formación Valmayor**, fundamentalmente lutítica con algunas intercalaciones de areniscas; la **Formación Tres Mojones**, constituida por areniscas con algunos niveles de areniscas calcáreas, y la **Formación Valdegregorio**, que incluye lutitas con potentes niveles de areniscas en su parte media. Estas tres unidades nos indican medios de plataforma con frecuentes variaciones del nivel del mar y episodios de mayor energía que podrían corresponder a pulsos regresivos o bien a episodios de fuertes tormentas, que darían lugar a la removilización de los sedimentos del fondo con la formación de niveles lumaquéllicos. Éstos incluyen abundantes braquiópodos, bivalvos, crinoideos muy desarticulados, briozoos, trilobites, ostrácodos, corales, tentaculitoideos, cefalópodos, gasterópodos, serpúlidos y conodontos. Los datos bioestratigráficos en el techo de la **Formación Abulagar** indican una edad que va del Givetiense al Frasniense. Las series

devónicas culminan con el depósito de la **Formación Guadalmez**, que contiene pizarras nodulosas y calizas pelágicas con abundantes ammonoideos de edad Fameniense y algunos restos de plantas flotadas. Esta unidad marca un evento claramente transgresivo y sus facies, con un elevado contenido en materia orgánica, son similares a otras facies anóxicas del resto del mundo ligadas al límite Frasnense-Fameniense, intervalo en el que se produjo la gran extinción en masa finidevónica.

Devónico del Dominio de Obejo-Valsequillo

El conocimiento del Devónico en esta unidad es bastante incompleto debido a que se encuentra tectonizado y afectado por numerosas fallas, aspecto que dificulta el levantamiento de series estratigráficas completas.

El Devónico Inferior tiene una representación paleontológica muy completa e incluye elementos ausentes o raros en la ZCI. Los niveles inferiores (generalmente constituidos por areniscas ferruginosas y carbonatadas, calizas arenosas, calizas bioclásticas y pizarras), contienen abundantes restos de braquiópodos, bivalvos, trilobites, tentaculitoides, corales tabulados y rugosos que han permitido datar el Lochkoviense y Praguense. El Emsiense incluye facies similares y se ha datado por su contenido en braquiópodos. Esta unidad se conoce con distintos nombres, unidades de **La Calera** y **Gévora** en el sinclinorio de la Codosera y **La Manchuela** en el área de la Serena.

El conocimiento del Devónico Superior es mucho menor, por ejemplo en el área de Alange sobre las sucesiones



del Devónico Inferior, se dispone un tramo constituido por conglomerados, areniscas rojas y pizarras sericíticas de edad Devónico Superior que contienen abundantes fósiles (braquiópodos, moluscos, hiolítidos y artrópodos), de edad Frasnense (Racheboeuf *et al.*, 1986). Aunque su conocimiento es bastante confuso todavía, todo parece indicar una secuencia muy parecida a la de la ZCI, con un periodo de emersión durante el Devónico Medio y el inicio de una nueva transgresión al final del Devónico Medio, que alcanza su máximo desarrollo en el Devónico Superior dando lugar a la instauración de medios distales y facies anóxicas (pizarras sericíticas de Alange).

Materiales del Devónico Superior, cantera de Alange (Badajoz).

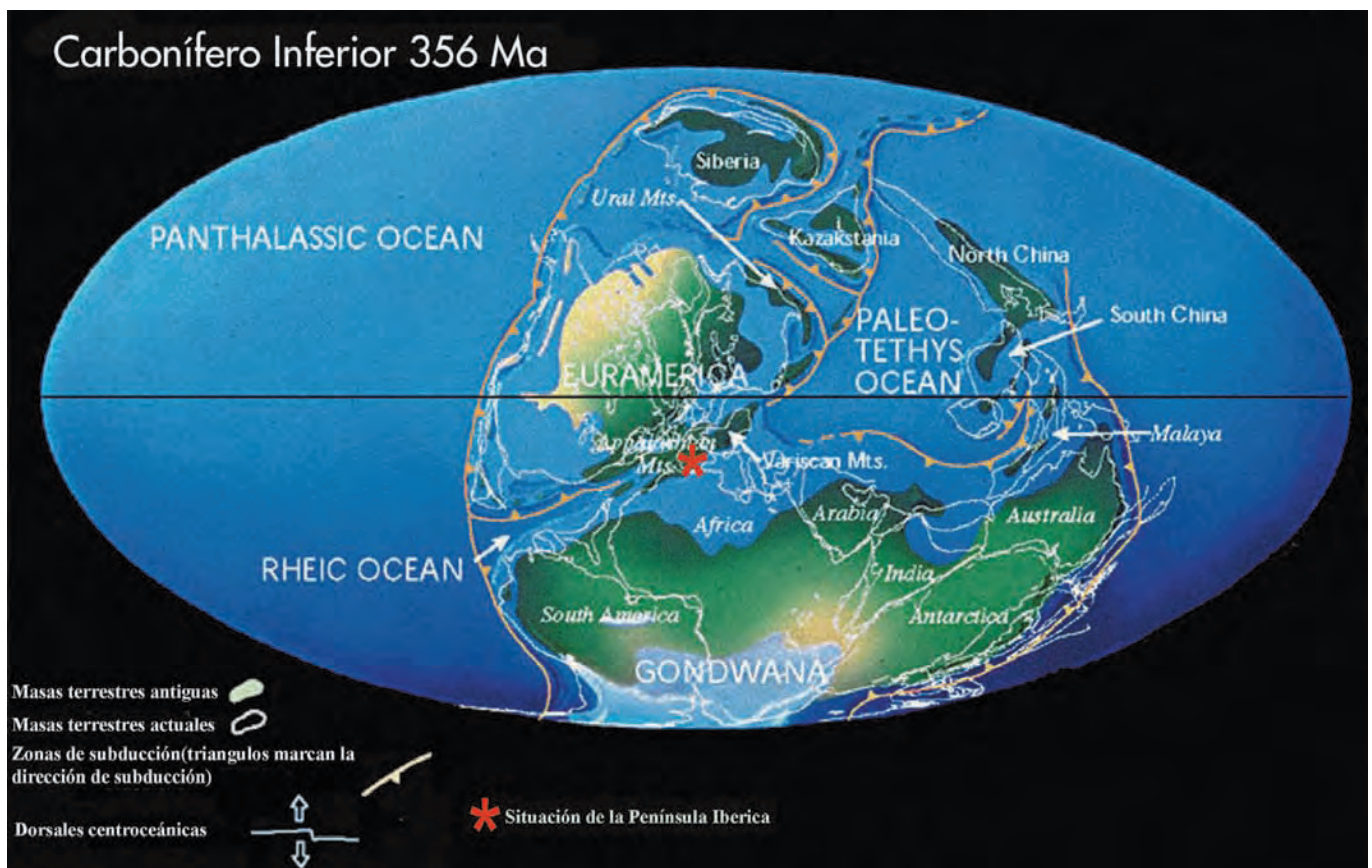
El Devónico de la ZOM

El Devónico en la ZOM está limitado al extremo suroccidental de la provincia de Badajoz. Su gran complejidad tectónica y la mala calidad de sus afloramientos hace que su conocimiento sea bastante parcial, procediendo casi todos los datos de interés de nuestra vecina Portugal. Como ya vimos, el tránsito entre el Silúrico y el Devónico se producía en la **Formación "Xistos Raiados"**, formada por alternancias milimétricas de materiales lutíticos y pelítico-arenosos que imprimen a estas rocas un bandeo claro y oscuro. En la parte media de esta unidad se intercalan niveles de areniscas y calcarenitas bioclásticas con braquiópodos, trilobites, bivalvos y crinoideos de edad Praguense-Emsiense. Muy recientemente han aparecido graptolites del Devónico Inferior (Lochkoviense) en niveles situados aproximadamente a 40 metros de su base (Robardet *et al.*, 1998). Estos datos indican que una parte impor-

tante de la **Formación "Xistos Raiados"** pertenece al Devónico Inferior.

En discordancia angular y erosiva sobre los materiales infrayacentes se sitúa una formación flyschoides (**Formación de Terena**) constituida principalmente por materiales sinorogénicos depositados en medios turbidíticos. Su parte basal la forman grauvacas y microconglomerados masivos con abundante matriz que, posiblemente, se depositaron en medios de talud a los que siguen monótonas secuencias turbidíticas formadas por alternancias de grauvacas y lutitas. Estos depósitos a los que se atribuye una edad Devónico Superior-Carbonífero Inferior se depositaron en una cuenca turbidítica marcada por una elevada inestabilidad que estaba ligada a la primera fase de deformación hercínica. Estos datos coinciden en cierto modo con los intervalos de emersión observados en las áreas más someras de la ZCI en el Devónico Medio.

Reconstrucción de la posición de las microplacas continentales durante el Carbonífero Inferior. Figura basada en Scotese.



El Carbonífero en Extremadura

Los afloramientos más septentrionales se sitúan en la ZCI, concretamente en el sinclinal de Herrera del Duque, Cabeza del Buey, Cáceres y Sinforme de Sierra de San Pedro, situándose sobre los materiales del Devónico Superior. Los menos conocidos, dadas las condiciones de elevado metamorfismo se sitúan al norte del Dominio de Obispo-Valsequillo y están representados por el Culm de los Pedroches y su prolongación en Extremadura, discurriendo desde la Sierra de la Lapa hasta el núcleo del Sinforme de La Codosera (pizarras de Villar del Rey). En la ZOM aparece en diversos afloramientos, que generalmente se encuentran limitados por fallas, por lo que su reconstrucción plantea bastantes problemas. Los afloramientos más importantes se localizan en Los Santos de Maimona, Matachel, El Casar, Campillo de Llerena, Berlanga, Bienvenida y Casas de Reina.

Series del Carbonífero inferior

La tónica general de las secuencias, a excepción de las poco conocidas series de la **Formación Terena**, es la presencia de rocas volcánicas y materiales sedimentarios interestratificados que generalmente suelen contener calizas bastante fosilíferas.

Las series más completas y mejor estudiadas se localizan en la Sierra de San Pedro (Soldevilla, 1992; Hahn y Rábano, 1996), y en los Santos de Maimona. Estas sucesiones, aunque se encuentran en la ZCI y ZOM respectivamente, presentan una evolución muy similar, lo que parece indicar que la diferenciación existente en ambas zonas prácticamente había desaparecido en el Carbonífero.



Sierra de San Pedro

Los mejores afloramientos del Carbonífero Inferior se sitúan al sur de Aliseda, en el sector central y centro oriental de la Sierra de San Pedro. En apariencia existe una transición gradual entre el Devónico y el Carbonífero que comienza con una sucesión vulcanosedimentaria (**Unidad de Perna**; Soldevilla, 1992). Esta incluye, en su base, tobas volcánicas de composición básica con intercalaciones, en algunos sectores, de brechas andesíticas. Hacia el techo, esta unidad contiene materiales fundamentalmente lutíticos con algunos niveles de liditas e intercalaciones de niveles calcáreos y tobas, presentando importantes cambios laterales de facies, posiblemente determinados por la mayor o menor proximidad a los edificios volcánicos. Entre los restos fósiles han aparecido abundantes braquiópodos, trilobites, corales rugosos solitarios, briozoos, bivalvos, crinoideos y ostrácodos. Los trilobites indican una edad Tournasiense Superior (Hahn y Rábano, 1996), y muchas de las especies descritas son exclusivas de este área. Sobre la anterior unidad se dispone una potente serie calcárea (**Caliza de Valdelascasas**), constituida por calizas grises, a veces muy oscuras y fétidas, que contienen niveles de chert que se disponen paralelos a la estratificación. Aunque las calizas

Vista general del yacimiento "Cerro Armeña" del Carbonífero Inferior.



Moluscos en el yacimiento "Las Pilitas" del Carbonífero Inferior.

se suelen encontrar bastante recristalizadas han aparecido braquiópodos y conodontos que permiten asignarle una edad comprendida entre el Turnesiense Superior y el Viseense Superior. La unidad superior se conoce con el nombre de **Pizarras de las Huertas** y, como su nombre indica, es un conjunto de lutitas negras y grises bastante mal expuesto que contiene algunas intercalaciones de calizas con restos de crinoides y algunos niveles de tobas volcánicas.

Los Santos de Maimona

Sin lugar a dudas las secciones más fosilíferas y completas del Carbonífero Inferior se sitúan en la mal denominada Cuenca de los Santos de Maimona, que no constituye en realidad una cuenca, sino que forma parte de otra mucho más amplia, cuyos sedimentos consolidados y plegados fueron fragmentados en los últimos episodios de la Orogenia Hercínica. Entre los aspectos más significativos podemos citar la abundancia de episodios volcánicos y su gran riqueza fosilífera. El vulcanismo de este área es bastante complejo, relacionado con el inicio de las principales fases de la Orogenia Hercínica que culminaron con el plegamiento y emersión del Carbonífero Inferior. La sucesión estratigráfica que vamos a describir se ha realiza-

do en la carretera de Zafrá a Fuente del Maestre (Unidad Detrítica Inferior, Unidad Vulcanosedimentaria, Unidad Carbonatada y Unidad Detrítica Superior), y en el río Guadajira (Unidad Detrítica Superior), siendo en nuestra opinión la más completa y continua de la Comunidad Extremeña. Se pueden diferenciar cuatro unidades en una secuencia regresiva-transgresiva-regresiva que hemos denominado informalmente:

Unidad Detrítica Inferior

Esta unidad está constituida por alternancias de areniscas grauváquicas y lutitas con delgados niveles de carbonatos generalmente deslizados y algún nivel esporádico de microconglomerados con abundante matriz que se concentran fundamentalmente en la base. Los niveles lutíticos contienen una gran diversidad de acritarcos de edad Devónico Superior (Fameniense) (Valenzuela *et al.*, 1990; Delgado *et al.*, 2004), que confirman su equivalencia temporal con los niveles superiores de la Unidad de la Graña de la Sierra de San Pedro.

Unidad Vulcanosedimentaria

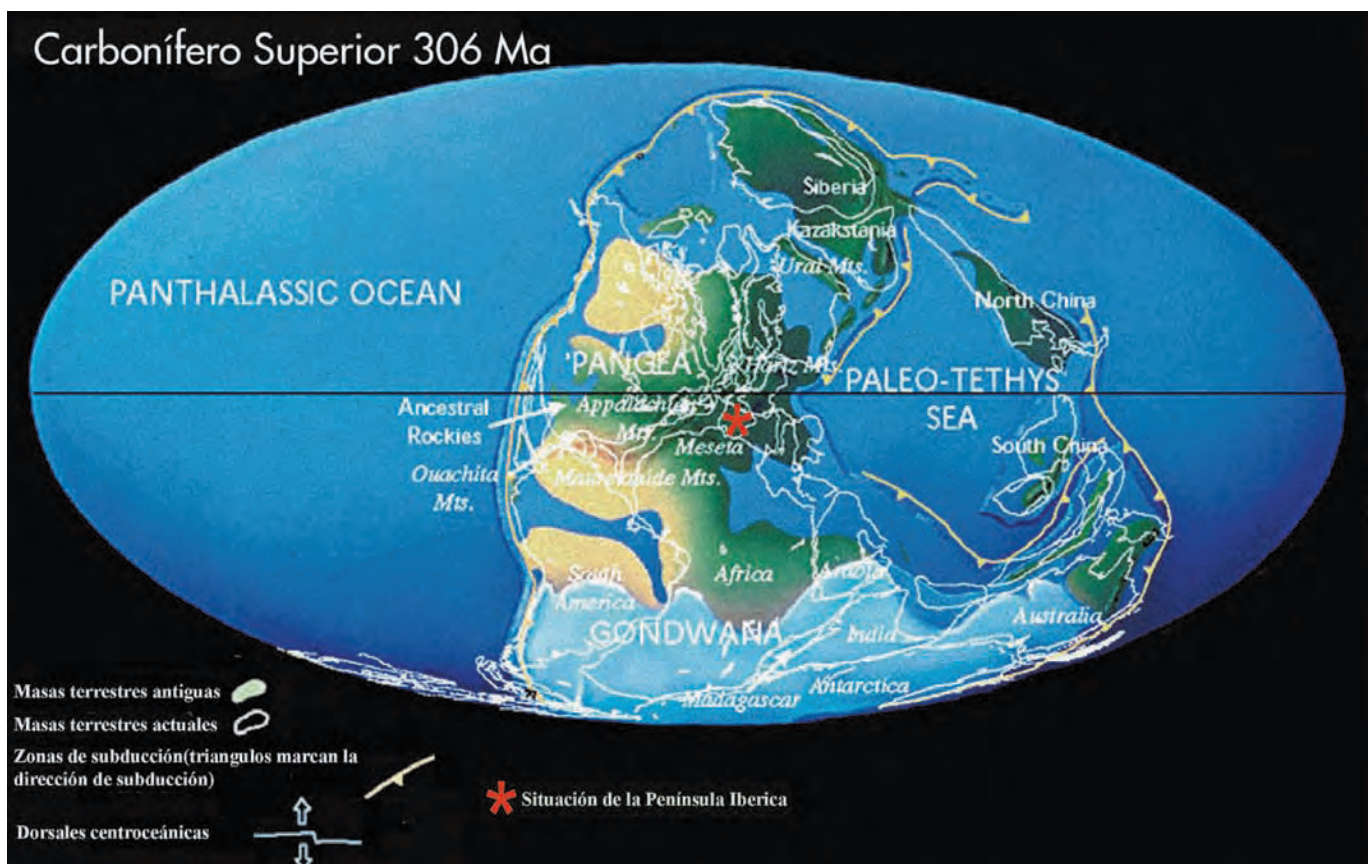
Está constituida por una sucesión vulcanosedimentaria de aproximadamente 200 metros en el área de estudio que incluye niveles piroclásticos, coladas de rocas dacíticas y andesíticas, brechas volcánicas (con abundantes clastos de riolitas y pórfidos), lutitas, areniscas, margas y calizas. Los niveles volcánicos inferiores corresponden a coladas microcristalinas ácidas de potencia métrica, responsables de importantes procesos de silidificación. Su contacto con la unidad anterior es aparentemente gradual. En los niveles de tránsito aparecen abundantes restos de plantas silicificadas que alcanzan proporciones bastante es-

pectaculares en el límite noroccidental de la cuenca. La parte media está constituida fundamentalmente por margas y calizas biostromales con abundantes colonias de corales rugosos del género *Siphonodendron*. En estos niveles se pueden observar sucesiones ecológicas completas que incluyen todas las fases de una bioconstrucción. Ésta comienza por la colonización del fondo por grandes braquiópodos gigantoproducidos, sobre los que posteriormente se desarrollan colonias de corales rugosos (*Siphonodendron*), que incluyen también tabulados (*Syringoporidos*), algas y briozoos (Rodríguez *et al.*, 1992). En algunas áreas el crecimiento de los arrecifes queda interrumpido por un aporte importante de terrígenos procedentes de los ríos que desembocaban en su costa, aportando éstos una gran cantidad de restos vegetales flotados que quedaron incluidos en los niveles de areniscas (*Calamites* y *Lepidodendron*). En estos

niveles son también frecuentes los corales solitarios, braquiópodos, moluscos (especialmente gasterópodos), ostrácodos y foraminíferos.

En la parte superior se produce de nuevo un incremento del vulcanismo que se manifiesta, en primer lugar, por niveles piroclásticos finos que engloban a su paso una gran variedad de invertebrados (braquiópodos articulados, crinoideos, corales rugosos solitarios y coloniales, trilobites, briozoos, corales tabulados y gasterópodos), que han quedado excepcionalmente preservados (Palacios *et al.*, 2000). Culminando este conjunto vulcanosedimentario se encuentran paquetes métricos de coladas andesíticas, en las que se distingue un entramado de cristales submilimétricos de plagioclasa en una matriz de color verdoso que engloba restos de las pizarras encajantes, junto con abundantes fósiles de corales y crinoideos o, de forma más minoritaria,

Reconstrucción basada en Scotese de la posición de las microplacas continentales durante el Carbonífero Superior.





Spirifer del yacimiento "Puente de Guadajira" del Carbonífero Inferior.

braquiópodos. Estos últimos episodios volcánicos representan el momento de mayor inestabilidad en la cuenca, originándose importantes acumulaciones de materiales piroclásticos de aspecto conglomerático que suelen incluir grandes bloques de rocas volcánicas mezcladas, a su vez, con material sedimentario procedente de la removilización de los niveles inferiores. Posiblemente los mayores espesores se situaban próximos a los edificios volcánicos. Estos niveles alcanzan su máxima potencia en las proximidades de la zona de recreo situada en el cruce de Los Santos de Maimona, siendo interpretados por algunos autores como los conglomerados continentales de la base de la cuenca.

Unidad Carbonatada

Está constituida fundamentalmente por margas, calizas masivas y calizas tableadas generalmente fétidas que presentan un abundante contenido paleontológico. Los niveles inferiores contienen corales solitarios, braquiópodos y corales rugosos coloniales del género *Lithostrotion*, que siguen indicando un medio muy somero. Estos niveles dan paso a unas alternancias de calcarenitas (calizas bioclásticas), margas y lutitas margosas que llegan a alcanzar 100 metros de potencia. Las calizas bioclás-

ticas están formadas fundamentalmente por crinoideos y foraminíferos, algunos niveles incluso son auténticas encrinitas (calizas con crinoideos). Los componentes microfósiles se encuentran generalmente fragmentados e incluyen una gran variedad de fósiles: corales coloniales y solitarios, braquiópodos, moluscos (gasterópodos, bivalvos y cefalópodos) equinoideos, trilobites, briozoos, poríferos (espículas de esponja), algas calcáreas (dasicladáceas) (Rodríguez *et al.*, 1992). Hay además gran cantidad y variedad de microfósiles pertenecientes fundamentalmente a foraminíferos que indican una edad Viseense.

Unidad Detrítica Superior

Sobre la anterior unidad se dispone una potente serie constituida, fundamentalmente, por lutitas y margas con nódulos calcáreos y un elevado contenido en materia orgánica, entre las que se suelen intercalar algunos niveles de calizas bioclásticas y brechas calcáreas de varios metros de potencia. En ellas se incluyen restos de fósiles muy bien preservados (incluso cálices de crinoideos casi completos), junto con niveles de chert removilizados de los niveles inferiores. La gran abundancia de nódulos calcáreos denotan intervalos con condiciones anóxicas en los fondos marinos. En el núcleo de estos nódulos suelen aparecer englobados fósiles excepcionalmente conservados pertenecientes a cefalópodos (ortocerátidos y goniatites), bivalvos y trilobites. Los niveles lutíticos contienen una gran variedad de fósiles que presentan una excelente preservación, siendo abundantes los trilobites, goniatites, bivalvos, braquiópodos, crinoideos, briozoos fenestélidos, corales solitarios, estromatolitos tipo *Conophyton*... Los fósiles encontrados denotan medios de

plataforma distal, sin embargo, los restos de plantas que incluyen hojas bien preservadas, denotan una proximidad al continente, lo que implicaría plataformas bastante estrechas. El máximo desarrollo de esta unidad se da en el sector central (río Guadajira), donde se observa una disminución de los niveles carbonatados de la unidad anterior que da paso a alternancias de grauvacas con estratificación cruzada y lutitas con algunos niveles de conglomerados más abundantes a techo. Incluyen cantos bien redondeados que indicarían medios muy someros, posiblemente intermareales. Son abundantes los restos de plantas y los sedimentos suelen presentar bioturbación. Se observa en estos materiales un incremento de la energía que denota una somerización progresiva del medio.

Como conclusión, a partir de la Unidad Vulcanosedimentaria y los niveles basales de la Unidad Carbonatada, que representarían una plataforma bastante somera, donde se desarrollan medios recifales y en la que existía un importante vulcanismo e inestabilidad, se observa una tendencia transgresiva, instalándose una plataforma terrígena (Unidad Detrítica Superior). A techo de esta unidad se observa una clara tendencia regresiva que culminará con la emersión de la cuenca y el abandono definitivo de los medios marinos en el área que hoy ocupa Extremadura. La Unidad Detrítica Superior presenta unas características litológicas muy parecidas a las de la Facies Culm, ampliamente desarrolladas en el DOV y ZCI.

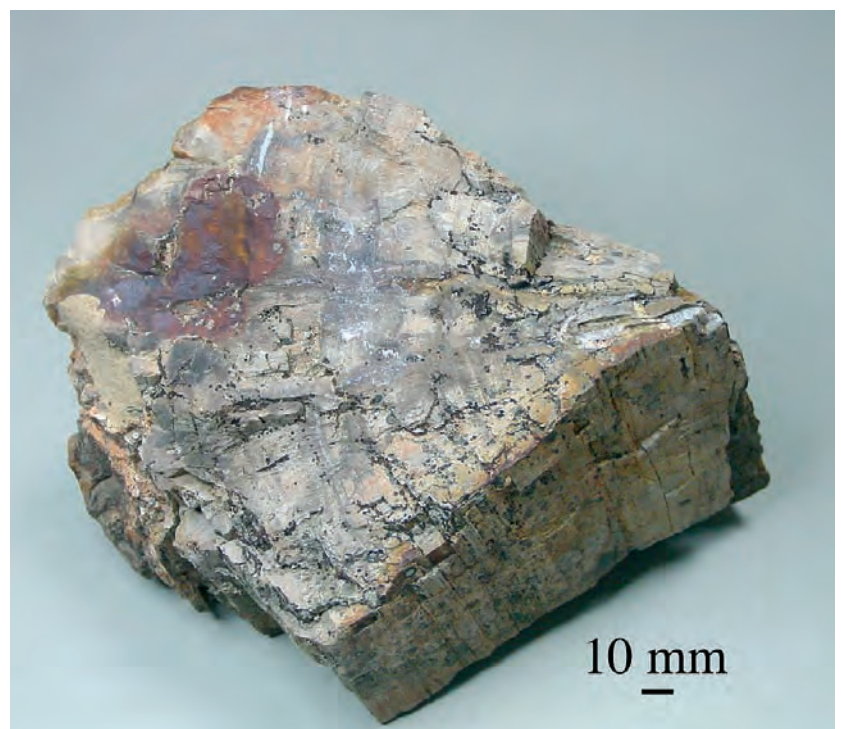
El Carbonífero Superior-Pérmico

Los materiales de esta edad, que localmente pueden tener carbón asociado, constituyen el relleno de pequeñas

cuencas intramontañosas alargadas y estrechas en las que se depositaron materiales de tipo arenoso y conglomerático en un régimen continental (fluvial y fluviolacustre). Uno de los afloramientos más septentrionales pertenece a la **Unidad de la Carbonera**, situada en la Sierra de San Pedro (entre el puerto del Clavin de la carretera de Cáceres a Badajoz y el Cerro de la Carbonera al SO de Alcuéscar). Está constituido por conglomerados en su base y pizarras que alcanzan más de 600 metros de potencia. Su edad es problemática; los primeros autores que la investigaron la atribuyeron al Westfaliense y más recientemente ha sido asignada al Estefaniense por su contenido en esporas.

Los únicos afloramientos pérmicos conocidos en Extremadura se localizan en Fuente del Arco. En este área nos encontramos con materiales del Carbonífero Superior (Estefaniense), de tipo fluviolacustre que pasan gradualmente al Pérmico (Autuniense). Están constituidos por niveles conglomeráticos y areniscosos

Fragmento de tronco silidificado en el que se aprecian los anillos de crecimiento. Yacimiento "Las Veguillas" del Pérmico Inferior.



en su base que dan paso a alternancias lutítico arenosas entre las que se intercalan niveles con carbón. La característica principal del Pérmico en este área es su gran riqueza en restos vegetales (Brouin, 1984), habiéndose citado en los niveles inferiores esporas (triletas, monoletas y bisacadas), junto a una rica macroflora. En los niveles superiores aparece una gran abundancia de nuevos taxones que incluyen elementos pertenecientes a distintas provincias florísticas. La presencia de elementos florísticos pertenecientes a otras provincias que no aparecen al norte de Ossa-Morena ni en Europa, indica que debió de existir una barrera paleofitogeográfica que impidió la migración de floras africanas hacia Europa y que, con toda la probabilidad, se trataba de la gran cordillera hercínica. Entre estos elementos se incluyen especies pertenecientes a las provincias de Gondwana, Angaride y Cathaisia.

La Orogenia Hercínica.

Emersión de la Comunidad Extremeña

Después de un largo periodo extensional que se inició en el Cámbrico, y cuya evolución es todavía algo confusa, a partir del Devónico se inició un episodio de convergencia generalizada (Orogenia Hercínica), que se manifiesta por el desarrollo de una zona de subducción que se situaba en lo que hoy constituye el límite entre las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa. Conforme se iniciaba la formación de una importante cadena montañosa se producían cuencas sinorogénicas que se rellenaron con materiales del Devónico Superior-Carbonífero (**Formación de Terena**), y Carbonífero Inferior (facies Culm) y que, en Extremadura, tienen un mayor desarrollo del que se había supuesto. La colisión de Gondwana con Eurámerica mediante el

cierre por subducción del Océano Reico completó la amalgamación de todos los bloques continentales de la época en el supercontinente Pangea. Al final del Carbonífero Inferior Extremadura ya había emergido y, en el Carbonífero Superior y Pérmico se formaron cuencas intramontañas rellenas con materiales continentales de tipo molásico, marcando el final de la orogenia. La deformación intracontinental frágil tardihercínica favoreció el desarrollo de importantes fallas transcurrentes. Posiblemente la Banda de cizalla Badajoz-Córdoba constituye una de las más importantes en la que se produjeron tan destacados desplazamientos.

Al igual que ocurría en la Orogenia Cadomiense, existe un importante cortejo de rocas ígneas asociadas. En la ZOM las rocas ígneas pertenecen fundamentalmente a plutones, que van de gabriólicos a monzograníticos, mientras que en la ZCI se da el mayor desarrollo de plutones pertenecientes fundamentalmente a granitos y granodioritas.

Mesozoico

Extremadura estuvo emergida y sometida a procesos de erosión durante todo el Mesozoico, formando parte de la isla que constituía el Macizo Ibérico y por lo tanto carecemos de registro geológico. La historia de los organismos que la poblaron se encuentra en los sedimentos continentales mesozoicos anexos al Macizo Ibérico de nuestra vecina Portugal y del norte y este de la Península Ibérica. Sin lugar a dudas en estos tiempos Extremadura contaba con extensos bosques y ríos en los que bullía la vida, pero sus restos fueron transportados a las cuencas de sedimentación que bordeaban el Macizo Ibérico.

El Cenozoico en Extremadura

Los sedimentos cenozoicos afloran ampliamente en las cuencas del Tajo y Guadiana rellenando fosas tectónicas limitadas por fallas normales. Dichos materiales se disponen discordantes sobre el substrato Neoproterozoico-Paleozoico. Sus caracteres litológicos están fuertemente controlados en cada una de ellas por los materiales del área fuente. Los sedimentos que las rellenan se corresponden fundamentalmente con depósitos continentales aluviales y lacustres, siguiendo un patrón que se cumple a grandes rasgos: las facies marginales están representadas por co-

ladas de fango, derrubios de ladera y sedimentos fluviales de relleno de canales anastomosados y las facies centrales corresponden a sedimentos finos de llanura de inundación, pudiendo existir también niveles depositados en medios lacustres. No se han citado fósiles diagnósticos, excepto en un yacimiento cercano a Plasencia (Pacheco y Crusafont, 1960), en el que se citan restos óseos y dentarios del rinoceronte *Hispanotherium matritense*, del Mioceño. Las principales cuencas terciarias se sitúan en la cuenca del Tajo (Coria y Talaván-Torrejón), y en la cuenca del Guadiana.

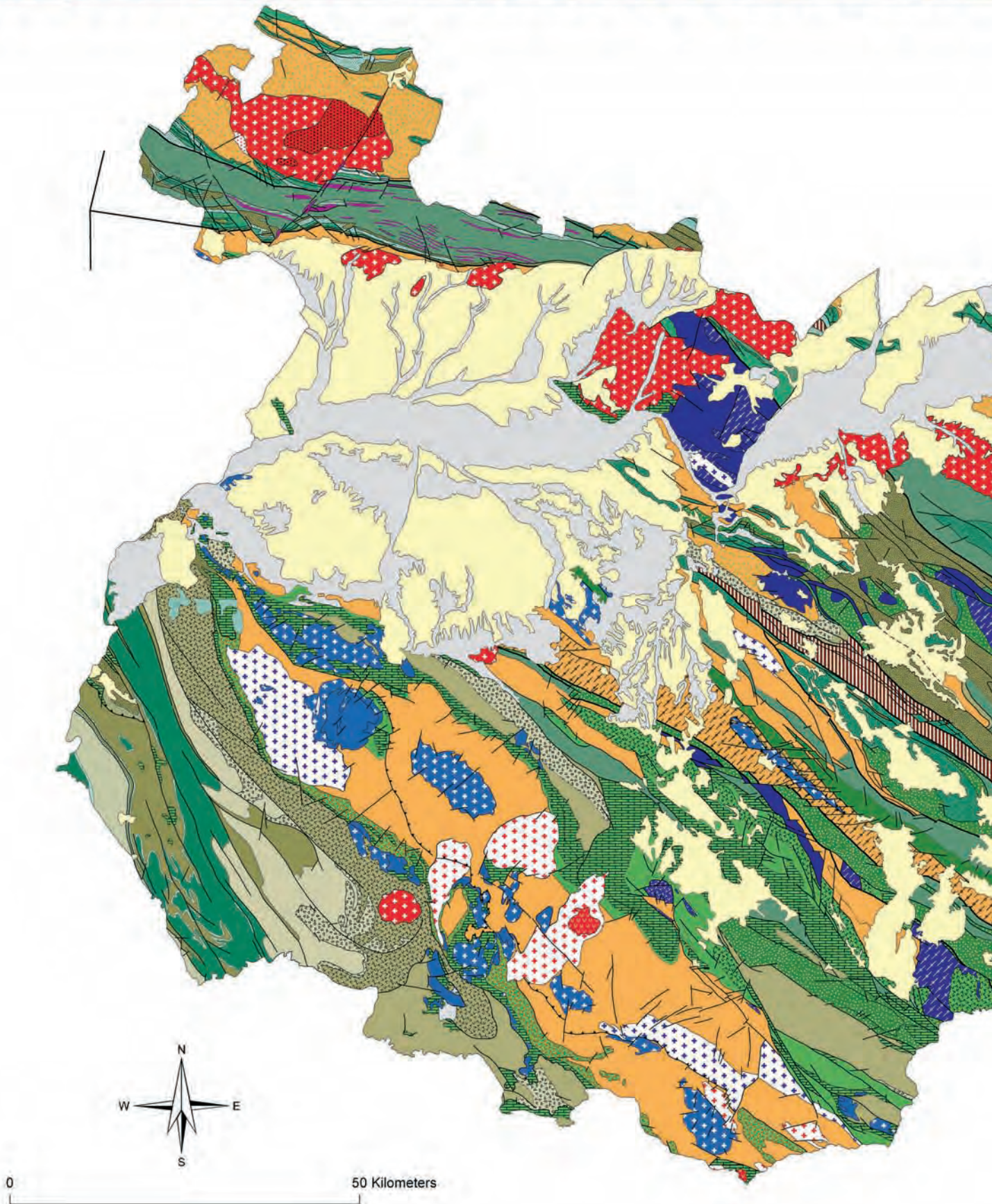


Talud de la carretera de acceso a Guadajira sobre materiales terciarios de la cuenca del Guadiana.

CRONOESTRATIGRAFIA		ZONA CENTROIBERICA		Orogenia	
		SEPTENTRIONAL	MERIDIONAL		
PÉRMICO	CARBONIFERO	300	Estefaniense	Conglomerados, areniscas, lutitas y carbon	Hercínica
		318	Westfaliense		
	Namuriense				
	Viseense				
	Turnasiense				
DEVÓNICO	DEVÓNICO	360	Fameniense	Formación Guadalmez	
		385	Frasniense	Fms. Valdegregorio+ Tres Mojones + Valmayor+ Abulagar	
			Givetiense		
		397	Eifeliense		
			Emsiense	Formación Herrera	
			Praguiense	Formación Cerro Risquillo	
SILÚRICO	SILÚRICO	416	Lochkoviense	Formación Valdenmedio Formación Doradillo	
			Pridoli	Alternancias de la Corchada	
			Ludlow		
			Wenlock	Formación Guadarranque	
ORDOVÍCICO	ORDOVÍCICO	443	Llandovery	F. Guadarranquejo + Cuarcita de base	Ampelitas con graptolites + Cuarcitas de Criadero
			Ashgillense	F. Gualija o Pelitas con fragmentos	Pizarras de Chavera
			Caradociense	Pizarras Intermedias	Caliza Urbana
		460	Llanvirniense	La Cierva + Navalaceite + Los Rasos	Alternancias de areniscas, cuarcitas y lutitas
			Llanvirniense	Pizarras de Navatrasierra	Pizarras del Río
		471	Arenigiense	Capas de Marjaliza	Capas de Pochico
CÁMBRICO	CÁMBRICO	488	Tremadociense	Cuarcita Armoricana + Capas de Transición	Cuarcita Armoricana + Capas de Transición
		501	Superior		
		513	Medio		
		520	Inferior	Los Alares	
EDIACÁRICO	EDIACÁRICO	542		Fm. Fuentes	Grupo Ibor o Alcudiense sup.
				Fm. La Nava	Grupo Ibor o Alcudiense sup.
CRIGÉNICO	CRIGÉNICO			G. Domo Extremeño o Alcudiense inferior	Grupo Domo Extremeño o Alcudiense inferior
					Rift Cámbrico
					Cadomiense

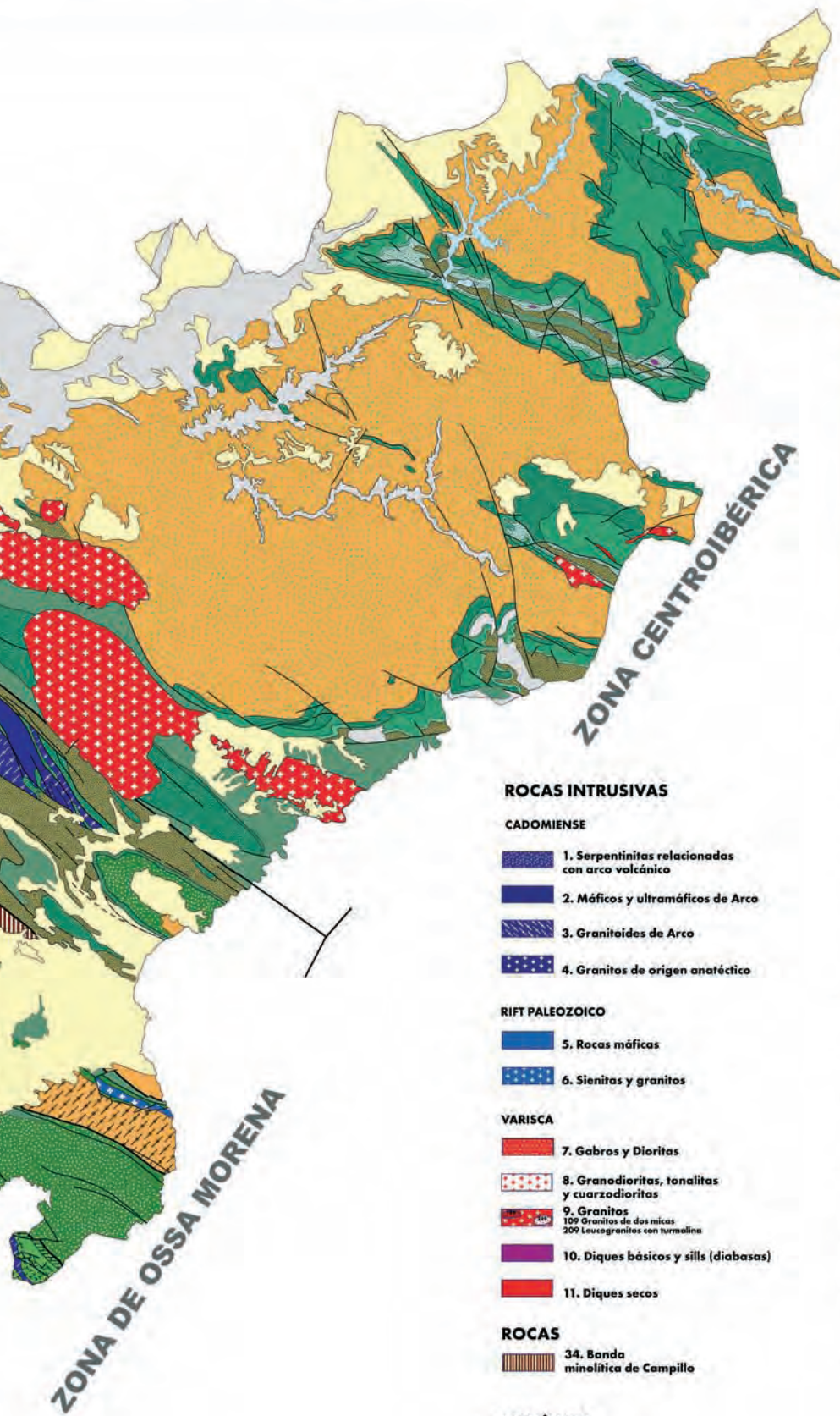
ZONA OSSA MORENA				Orogenia
D. OVEJO VALSEQUILLO	CENTRO	NOROESTE	SUROESTE	
				Hercínica
Conglomerados, areniscas, lutitas	Conglomerados, areniscas, lutitas			
Lutitas y grauvacas (Culm)	Lutitas y grauvacas (Culm)			
Areniscas	Calizas y vulcanitas	Formación Terena		
Pizarras sericiticas Areniscas rojas Conglomerados	Limolitas grauvacas y calizas			
La Manchuela		Esquistos Rayados		
Ampelitas con graptolites		Pizarras con Nodulos		
Alternancias de pizarras cuarcitas y areniscas		Fm. Sierra Colorada		
Limolitas con briozoos		Formación Barrancos		
Alange		Formación Fatuquedo		Rift Cámbrico
La Codosera	Formación Playón	Vulcanitas Basicas	Fm Umbria Pipeta	
Serie roja de Alange	Formación Vallehondo	Esquistos de Jerez	Formación Rincón	
Unidad detrítico-carbonatada	Formación Carbonatada	Formación Carbonatada	Formación Herrería Formación Cañuelo	
Unidad detrítica inferior (arcosas)	Formación Torreárboles	Formación Bodonal	Formación Bodonal	
Serie del Embalse de Alange (lutitas y grauvacas)	Sucesión de Nogales (lutitas y grauvacas y diamictitas en la base)	Sucesión de Nogales (lutitas y grauvacas y diamictitas en la base)	Sucesión de Nogales (lutitas y grauvacas y diamictitas en la base)	
Sucesión de Montemolín	Sucesión de Montemolín	Sucesión de Montemolín	Sucesión de Montemolín	

EL NUEVO MAPA GEOLÓGICO DE BADAJOZ



(SW Macizo Ibérico)

Universidad de Extremadura y Universidad del País Vasco. Proyecto GEOEX (MAT - 2000 - 0142 - P4)
 Apalategui, O.; Carracedo, M.; Eguiluz, L.; Gil-Ibarguchi, I.; Martínez-Torres, L.M.; Palacios, T.; Sarrionandia, F.



ROCAS INTRUSIVAS

CADOMIENSE

- 1. Serpentinitas relacionadas con arco volcánico
- 2. Máficos y ultramáficos de Arco
- 3. Granitoides de Arco
- 4. Granitos de origen anatóctico

RIFT PALEOZOICO

- 5. Rocas máficas
- 6. Sienitas y granitos

VARISCA

- 7. Gabros y Dioritas
- 8. Granodioritas, tonalitas y cuarzdioritas
- 9. Granitos
 109 Granitos de dos micas
 209 Leucogranitos con turmalina
- 10. Diques básicos y sills (diabasas)
- 11. Diques secos

ROCAS


- 34. Banda mineralítica de Campillo

TECTÓNICA

- Fallas

CUATERNARIO		40		
CENOZOICO		39		
PALEOZOICO	PÉRMICO	Inferior	38	
		Estefaniense		
		Westfaliense		
		Namuriense		
		Visense		
	Tournaisiense	36		
	DEVÓNICO	Superior	33	37
		Medio	?	
		Inferior	31	
	SILÚRICO	Superior	29	38
Inferior			38	
Medio-Superior		?	27	
Inferior			26	
CÁMBRICO	Superior	24	28	
	Medio	21, 22, 23	17	
	Inferior	14, 15, 16, 18, 19	?	
NEOPROTEROZOICO	Ediacárico	?	16	
	Cryogénico	22	13	

- 40. Cuaternario
- 39. Terciario
- 38. Depósitos intramontañosos posthercínicos
- 37. Lutitas, areniscas, calizas y vulcanitas (Culm de los Pedroches)
- 36. Calizas
- 33. Lutitas y areniscas (Fysch de Terena)
- 32. Calizas ferruginosas y cuarcitas
- 31. Limolitas y lutitas (Fm. Esquistos Rayados)
- 30. Lutitas negras y areniscas
- 29. Lutitas ampelíticas y liditas
- 28. Cuarcitas (Cuarcita de Criadero)
- 27. Lutitas y cuarcitas
- 26. Arcosas, lutitas y cuarcitas (Cuarcita Armoricana en la parte superior)
- 25. Lutitas y areniscas (Fm. Barrancos)
- 24. Lutitas, areniscas y rocas volcánicas (Fm. Fatuquedo)
- 23. Lutitas y vulcanitas básicas
- 22. Series Vulcanosedimentarias (Esquistos de Jerez)
- 21. Serie Detrítica Superior
- 20. Lutitas y Calizas (Fm. Carbonatada)
- 19. Serie Detrítica Inferior
- 18. Vulcanitas ácidas (Fm. Bodonal)
- 17. Lutitas y areniscas (Fm. Azuaga)
- 16. Grauvacas y lutitas (Flysch Alcuadiense)
- 15. Complejo vulcano-sedimentario (Fm. Malcocinado)
- 14. Micasquistos y cuarcitas feldespáticas (Fm. Atalaya)
- 13. Metapelitas y metavulcanistas, anfíbolitas y cuarcitas negras (Serie Negra)
- 12. Gneises y metabasitas (Gneises de Azuaga, metabasitas de Las Mesas)



El rasgo dominante del paisaje extremeño es sin duda el de una extensa planicie adeshada, la Penillanura. Pero esta entidad geomorfológica, al igual que la cobertera biológica que la caracteriza, no implica una uniformidad, sino al contrario, representa el elemento integrador de una enorme diversidad y riqueza biótica y geológica. Los diferentes ambientes del paisaje extremeño se desarrollan a partir de esta cuasiplanura, a veces con límites desdibujados, difíciles de precisar. Otras veces, en cambio, los vestigios del largo pasado geológico emergen sobre ella como testigos de su longevidad, rompiendo su homogeneidad aparente.

*Las Villuercas desde las
dehesas de Deleitosa.*



Geomorfología
y Paisaje extremeño



Los relieves de la Sierra de San Pedro se elevan sobre la extensa penillanura definiendo el límite entre Cáceres y Badajoz.

Todos los elementos del paisaje extremeño se gestan a partir de esta gran planicie, que representa la superficie primigenia, un extenso aplanamiento que a su vez se ondula y fragmenta transversalmente generando cordilleras y depresiones. Las cordilleras enmarcan la amplia llanura. Por el Norte se elevan bruscamente los bloques del Sistema Central, separando la Penillanura Castellana de la Extremeña. Hacia el Sur, por el contrario, la planicie se alza suavemente en rampa hasta llegar a formar las estribaciones de Sierra Morena, antes de caer de nuevo, esta vez abruptamente, hacia el valle del Guadalquivir. En el centro, la gran llanura se ve interrumpida por la prolongación de las estribaciones de los Montes de Toledo, que se sumergen hacia Portugal a través de las Sierras de Guadalupe y San Pedro, actuando de límite sutil entre Cáceres y Badajoz (en realidad separan las cuencas de los ríos Tajo y Guadiana).

Estas grandes directrices E-O que elevan las montañas, también comban la penillanura en surcos deprimidos hacia donde converge el drenaje de las dos grandes arterias fluviales antes citadas. Sus valles actuales representan realmente la herencia, o más bien la con-

tinuidad, de las depresiones de la Era Terciaria, esto es, de antiguas cuencas cerradas donde vertían los ríos antes de abrirse paso hacia el Atlántico.

Dentro de estos tres conjuntos básicos que configuran el paisaje: las planicies, las cordilleras y las depresiones, pueden diferenciarse otras unidades menores. La gran superficie plana de la Penillanura Extremeña se ve interrumpida por algunos relieves de serranías menores, a veces formando largas alineaciones que la atraviesan, como las Sierras de las Corchuelas-Monfragüe, o la Sierra de Hornachos. Presentan, generalmente, un rumbo dominante hacia el NO, pues se corresponden con antiguos replegamientos hercínicos. Otras veces sólo constituyen sierras aisladas, que suponen los últimos testigos de los antiguos relieves cortados por la fracturación y por la erosión y conservadas en las rocas más resistentes. Forman los crestones que se elevan sobre la Tierra de Barros y, a veces, se reducen a un solo cerro aislado: los Montes Isla.

Las depresiones intermedias se rellenaron con los depósitos areno-arcillosos terciarios arrancados de las sierras en los últimos estadios del labrado de la Penillanura. Pero hoy no se conservan total-

mente colmatadas, en la mayoría de los casos estas cuencas han sido reutilizadas por los ríos actuales para encajarse en ellas. La erosión de esos sedimentos, más blandos que los duros roquedos que forman la Penillanura, permite formar valles escalonados por las terrazas fluviales, ligadas ya a la evolución de los ríos principales tal y como los observamos en la actualidad.

Entre las sierras y las depresiones se extienden las rampas o faldas de piedemonte. Son también zonas llanas, pero con una pendiente suave que las convierte en formas de enlace entre las abruptas laderas de las sierras y los relieves tabulares de las depresiones. Como paisajes de transición también su modelado puede ser mixto, de erosión o de depósito. Unas veces se desarrollan sobre la propia superficie de la Penillanura que, al actuar de pedestal de los bloques

elevados a favor de las fallas, continuó labrándose a la par que se rellenaban las cuencas terciarias. Así son los piedemontes que orlan el Sistema Central y que configuran paisajes característicos como las comarcas de la Vera o las campiñas de la Sierra de Gata.

Pero otras veces los materiales de erosión que segregaron las sierras llegaron a recubrir estas plataformas de transición de los piedemontes, formando depósitos gruesos, poco organizados, que salen de las gargantas de las Sierras y se expanden al llegar a las llanuras, desparramándose literalmente desde su ápice en extensos conos de derrubios: los abanicos aluviales. Así se forman los rojizos depósitos de las rañas, que ocupan grandes extensiones en el enlace entre los Montes y las Vegas Altas, pero también al pie de las sierras cacereñas y en la Tierra de Barros.

*Hacia Santa Cruz.
David Barker.
Acuarela del libro
"Las Grullas vuelan
a Extremadura".
Fundación Artistas
por la Naturaleza.
Edición a cargo de
Nicholas Hammond.
Ed. El Viso.*



Sobre estas directrices E-O que definen los grandes conjuntos morfoestructurales, hay que añadir la impronta que producen en el relieve las redes de fracturación. El gran elemento oculto del paisaje son las fallas y, sin embargo, son las que más definen sus rasgos. Concretamente, las fallas de dirección SO-NE, representadas por la megafactura de Plasencia y su familia de fallas paralelas son las responsables de importantes movimientos de los bloques en la horizontal. Desplazan las grandes estructuras anteriormente descritas compartimentando bloques elevados y deprimidos, haciendo avanzar o retroceder los frentes de las cordilleras y definiendo o fragmentando las cuencas de sedimentación terciarias.

A su vez, existe otra serie de parámetros propios que confieren su idiosincrasia a las distintas comarcas fisiográficas. Estos caracteres intrínsecos están definidos por la litología o tipo de roca, las alteraciones y los suelos que se han desarrollado sobre ellos, sus plegamientos y su grado de fracturación o diaclasado.

Posiblemente en esta época se encuentre el origen de los relieves residuales que ahora destacan sobre la planicie. Las sierras controladas por los resistentes estratos de cuarcitas o calizas que formaban los pliegues hercínicos definen los relieves testigos de esa etapa de aplanamiento. La evolución posterior sólo ha consistido en retoques de la su-

*Penillanura extremeña
vista desde
Santibáñez el Alto.*



perficie así formada y desnivelamientos diferenciales entre bloques elevados y cuencas.

La Penillanura Extremeña se conserva como tal formando una superficie de unos 400 m de altitud en las Llanuras Cacerneas y en la comarca de la Serena. La erosión arrasa y uniformiza en el paisaje materiales tan distintos como los granitos y las pizarras (especialmente las vastas extensiones de los esquistos-grauwáquicos del Precámbrico). Algunas formas menores, sin embargo, permiten diferenciar entre la penillanura granítica y la pizarreña. Los granitos forman suelos arenosos, sobre los que resaltan los afloramientos de lanchares, de grandes bolos y de rocas caballeras. Donde la erosión ha lavado más los profundos mantos de alteración arenosa afloran los agrupamientos de bloques de los berrocales, dando lugar a formas de gran complicación y belleza como los Barruecos de Malpartida de Cáceres.

La penillanura pizarreña, por el contrario, desarrolla suelos arcillosos sobre los que sobresalen las hirsutas lajas de pizarra sobre la llanura con morfologías de “dientes de perro” o de “rocas penitentes”. Entre ellas destacan algunas veces pequeñas alineaciones de guijarros blancos o pedernales que rompen la monotonía grisácea. Son restos de pequeños filones de cuarzo que interrumpen las pizarras al ser más difíciles de erosionar que éstas.

El Sistema Central: una cordillera de bloques

El Sistema Central puede asociarse geológicamente con una serie de bloques rígidos desnivelados entre sí, lo que constituye una cordillera de bloques.

EL PAISAJE EXTREMEÑO Y LAS EDADES DE LA TIERRA

Cuatro eras geológicas explican sucintamente los elementos fundamentales que constituyen el paisaje que vemos en la actualidad. En un principio (Precámbrico y Paleozoico) se forman las rocas, se pliegan y consolidan originando el macizo Hercínico. En la Era Secundaria (Mesozoico) esas rocas son arrasadas por ríos que vierten hacia el Mediterráneo y se configura la gran penillanura fundamental. Durante el Terciario esa planicie se comba y mientras unas zonas se elevan, otras se hunden y se van rellenando de sedimentos (etapa de la orogenia alpina). Finalmente en la era actual, el Cuaternario, con la Península ya basculada hacia el Atlántico, los ríos contemporáneos se encajan formando los actuales valles y sus terrazas.

LA PENILLANURA FUNDAMENTAL EXTREMEÑA

La gran superficie fundamental extremeña, la Penillanura, se desarrolla sobre el denominado Macizo Hercínico, que define la mitad oeste de la Península. Geológicamente constituye el núcleo más antiguo, la Iberia silíceica formada de rocas metamórficas y graníticas. Representa el continente emergido, cuando el mar de Thetis, el actual Mediterráneo, avanzaba hasta los límites extremeños y depositaba sus sedimentos hacia levante, en la otra Iberia, la calcárea. Durante ese periodo de tiempo, los ríos que divagaban por su superficie iban arrasando la tierra firme favorecidos por climas subtropicales que disgregaban las rocas desarrollando potentes suelos y facilitaban el posterior arrastre de los materiales.

¿EL PORQUÉ DE UNA PENILLANURA?

La penillanura es un concepto geológico fundamental que permitió a Dawis, en el siglo XIX, sentar las bases de la evolución de los paisajes considerando que las montañas se erosionaban paulatinamente hasta formar una planicie casi perfecta, la penillanura. A partir de ahí comenzaba un nuevo ciclo geológico, si se producía una desnivelación tectónica. Hoy el concepto sigue vigente, pero las ideas van cambiando respecto a la forma de entender el proceso. La tendencia a la planitud de un paisaje es más fácil explicarla por procesos de alteración de suelos y erosión y lavado posterior, que por la sola incisión de los ríos, que tienen una tendencia más bien a irregularizar el terreno que a su aplanamiento. El resultado de la erosión de los mantos de alteración es lo que se denominan superficies grabadas y su morfología similar a la de una penillanura. Y una vez formada la penillanura, desaparecidos sus agentes genéticos y sin una desnivelación tectónica, la planicie puede perdurar en el paisaje millones de años apenas con pequeños retoques.

EL RELIEVE Y LA TECTÓNICA

Las cordilleras y las sierras se forman por compresión, fuerzas que obligan a que unas zonas se eleven mientras otras se hundan, dando lugar a las depresiones. En la Península el gran responsable de esta compresión es el choque del continente Africano contra el Europeo, a través de Gibraltar, por el movimiento de las placas tectónicas. Frente a estos empujes, la penillanura responde ondulándose, posiblemente a favor de flexuras corticales. En el Sistema Central los empujes provocan un abombamiento que acaba rompiendo en bloques que se elevan con una dovela central mientras, hacia los bordes, se produce un hundimiento en escalones. Para compensar los esfuerzos, grandes fallas con movimiento en la horizontal, como la de Plasencia, segmentan los bloques y los desplazan lateralmente entre sí. Por eso cuando se hundan las depresiones adquieren en planta una morfología característica, son las " fosas rómbicas ". Sus bordes están definidos por la alternancia de segmentos de las dos direcciones de las fallas lo que les confiere un perfil aserrado.

Son rígidos porque sus rocas no se comportan ya como materiales dúctiles capaces de adaptarse a los esfuerzos tectónicos formando repliegues. Son rocas demasiado antiguas, ya "cratonizadas", esto es, endurecidas y recristalizadas, de forma que responden como un conjunto homogéneo que, como no puede plegarse más, se fractura en bloques que se hundan o elevan respectivamente.

Para entender la morfología del Sistema Central hay que volver a la penillanura original, la gran planicie desarrollada en la mitad occidental de la Península. Durante el último gran periodo de formación de cordilleras, la orogenia alpina, esta superficie ya previamente arrasada, tiende a combarse y en algunas zonas este gran abombamiento se fractura y desnivela. El Sistema Central se corresponde con estas elevaciones pero presenta una cierta asimetría. Fundamentalmente la submeseta meridional, aquí la depresión del Tajo, se hunde respecto a la submeseta Norte, la cuenca del Duero. Este hecho es especialmente patente en Extremadura y Portugal, donde la meseta salmantina sube como una

Panorámica de los "Riscos Morenos" desde la Covacha en la Sierra de Gredos.





superficie suave hasta más de 1.000 metros y, desde allí, en la divisoria de aguas, se precipita en cortados violentos hacia la penillanura cacereña más deprimida. Este hecho es claramente ostensible en el Puerto de Perales, pero más aún en Baños de Montemayor, en donde la plataforma alta de Salamanca queda cortada dramáticamente por la bajada a la cuenca de Zarza de Granadilla y del río Ambroz.

La cordillera se resuelve en una compartimentación en bloques aislados vertiginosamente tallados en sus laderas meridionales, formando abruptas sierras. Las zonas altas pueden conservar su morfología plana previa, pero si se ven intensamente atacadas por los procesos erosivos evolucionan a formas cónicas de picos.

El Sistema Central extremeño puede considerarse compuesto por tres grandes conjuntos orográficos, la Sierra de Gata,

las Hurdes y las Sierras de Tornavacas y Tras la Sierra, que constituyen la continuación de las Sierras de Béjar y Gredos. Sus peculiaridades las define claramente su geología: La Sierra de Gata controlada por las intrusiones graníticas, las Hurdes por el substrato pizarroso y la abrupta morfología de las Sierras Orientales provocada por la familia de fallas asociadas a la de Plasencia.

La Sierra de Gata

Es la prolongación natural de la Sierra de la Estrella en Portugal y mantiene su misma pauta, en que la monótona penillanura norte se transforma en abruptas alineaciones montañosas en su salto a la vertiente extremeña. La superficie septentrional es suave y en ella apenas se conservan pequeñas elevaciones que resaltan en la toponimia como tesos, lo que indica su carácter de pequeños cerros residuales. Pero en la divisoria de aguas destacan también picos más

Estribaciones de Sierra de Gata.

*Cuarcitas con crucianas
utilizadas en algunas
construcciones de
Las Hurdes.*



abruptos como el de Jalama que alcanza casi los 1.500 m confirmando su carácter de cordillera.

Hacia el Sur la Sierra de Gata se deshace en numerosas cumbres, que a veces todavía mantienen la misma altura de la superficie original, como la Almenara de Cadalso y otros enclaves de significativo valor estratégico aprovechados para construcciones defensivas. Estas sierras presentan un relieve intrincado condicionado por fallas preferentes y varios batolitos graníticos que afloran cortando los esquistos grauwáquicos y que le confieren una variada morfología.

Las Hurdes

La fisonomía de las Hurdes, así como el de otras comarcas de arquitectura negra peninsulares, está definida por sus características litológicas: los enclaves de rocas pizarreñas y esquistosas. La homogeneidad de las rocas que constituyen este sector de la Sierra no ha permitido la apertura de los valles fluviales en golfos o entrantes desde el piedemonte meridional. Por el Norte, los farallones cuarcíticos de la Sierra de la Peña Francia no permi-

ten tampoco el ahondamiento de los valles hacia Salamanca. Los principales ríos, como el Ladrillar, el Hurdano y el de los Ángeles, mantienen una dirección intramontana y paralela a la cordillera, para ir a desembocar hacia el Este en el Alagón, limitando por tanto el ensanchamiento de los valles interiores y sus condiciones de acceso. El resultado es un paisaje intrincado, definido por valles profundos y estrechos, en el cual la red fluvial se ha encajado en laderas de gran pendiente recubiertas de derrubios y canchales. En esta incisión, los ríos, sin embargo, han conseguido mantener su morfología meandrizante previa; los fondos de valle adquieren un trazado sinuoso en los que sobresalen como montículos los núcleos de los meandros alrededor de los cuales se contornea el cauce serpenteante. En las márgenes contrarias, el fondo del valle se abre ligeramente permitiendo los depósitos de acarreo del río y la expansión de fértiles retazos de vegas de cultivo.

Estas características morfológicas han condicionado la identidad de la comarca. Los pueblos, antiguamente construidos en pizarras, cuelgan literalmente

de las laderas adosándose a los escasos replanos que se conservan en ellas. Las zonas más dúctiles de las laderas, las pedreras, han sido labradas cuidadosamente y convertidas en terrazas de cultivo, sufriendo en la actualidad un gran riesgo de deterioro y destrucción. Entre ellas, se precipitan de la montaña abundantes torrenteras que, cuando encuentran un sustrato resistente, como cuarcitas o el afloramiento de El Gasco, forman saltos de agua de gran altura: “los chorros”.

Las líneas de cumbres mantienen una altitud homogénea en torno a los 1.000m, testimoniando con ello su herencia de la antigua penillanura. A su vez, los replanos de los valles hablan, por una parte, de un nivel de enrasamiento preexistente que permitió a los ríos meandrizar antes de su encajamiento y, de otra, la existencia de unos mantos de alteración o sedimentos previos en estos valles que favorecieron la incisión vertical de los ríos.

De hecho los suelos de alteración rojizos que caracterizan las campiñas de Gata se prolongan hacia el interior de los valles hurdanos, señalando una etapa previa de interconexión entre ambas vertientes.

Las cumbres orientales:

Tras la Sierra y Tormantos

Las sierras de Gredos y Béjar constituyen el núcleo más importante del Sistema Central y se prolongan en Extremadura en las alineaciones de Tormantos y Tras la Sierra, formando una auténtica cordillera de características alpinas e incluso con retoques glaciares. Aquí los bloques tectónicos se han elevado a alturas de más de 2.000 m y han sido activamente atacados por la erosión modelando abruptos picachos, como el Calvitero y Mesas Altas, que alcanzan los 2.400 m. Aún así, la línea de cumbres sigue conservando la tendencia a una altura uniforme, que recuerda también su origen como restos de la antigua planicie.

Las cumbres de Tras la Sierra se prolongan con las estribaciones de la Sierra de Béjar, herguiéndose sobre la alta meseta castellana.



En este macizo, las estribaciones montañosas no siguen la dirección más característica del Sistema Central, sino que están controladas por dos grandes fallas paralelas a la de Plasencia. Ambas desgajan un gran bloque elevado y algo desplazado hacia el Sur, que separa las cuencas del Alagón y del Tiétar. Sus dos vertientes forman abruptas laderas de falla y en su centro se abre la hendidura del largo y estrecho valle del río Jerte, que separa las dos grandes estribaciones serranas de Tormantos y Tras la Sierra. Los filones de rocas básicas que acompañan a la falla de Plasencia jalonan "El Valle" que mantiene su asombrosa rectitud de falla, mientras taja con limpieza la Cordillera Central de lado a lado. Constituye el mejor paso natural de la Sierra, como recuerdan en su toponimia los puertos de Tornavacas y Villatoro. De la actividad reciente de esta falla nos habla no sólo su rectitud, aún no modificada por la erosión superficial, sino además los corrimientos de tierra que se producen en sus laderas y que se activan recurrentemente coincidiendo con momentos de lluvias intensas. Una larga historia de adaptación a la naturaleza ha utilizado la fragilidad de estas vertientes para esculpir el valle con sus celebrados jardines colgantes de cerezos. Esa misma fragilidad supone hoy un riesgo para la conservación de estas terrazas si no se cuida su mantenimiento. Las aguas termales de Baños de Montemayor confirman también la actividad de esta familia de fallas.

Curiosamente este valle del río Jerte, que ha conseguido atravesar toda la cordillera, se cierra súbitamente en Plasencia, al llegar al piedemonte serrano. Abandonado su largo valle, el río sufre un brusco recodo, forma un profundo cañón e imperceptiblemente pasa a verter al Alagón.

Es muy posible que este encajamiento se haya visto favorecido, además de por la falla de Plasencia, por la mayor facilidad de disgregación e incisión del río en los granitos que corta, pues el abandono se produce al llegar el río al contacto con las rocas del complejo esquistograuwáquico, más difíciles de horadar.

El piedemonte o las campiñas de Gata y de las Hurdes

El enlace de la Sierra de Gata y Las Hurdes con la cuenca del Alagón se hace a través de una vasta superficie ligeramente inclinada hacia el Sur. Constituye una típica superficie de piedemonte, el pedestal de la Cordillera, que ha arrasado por igual todas las rocas que corta, los granitos y los esquistos, cubriéndolos de una profunda alteración rojiza que caracteriza a los suelos de toda la comarca. Su contacto con los relieves montañosos se realiza entorno a los 500 m de altitud, pero este trazado queda desdibujado por



la penetración en golfos profundos de los valles de los principales ríos hacia las Sierras, separados entre sí por espolones que se desgajan de las montañas descendiendo sobre la llanura. Estas delgadas alineaciones montañosas controladas generalmente por fallas de dirección norteada van desmembrándose paulatinamente hacia el Sur en cerros cada vez más aislados. Resaltan así los característicos montes islas, generalmente desarrollados en granitos, como los de Santibáñez el Alto o los de Acebo y San Martín de Trevejo o, en algún caso, en cuarcitas, como la Sierra de Dios Padre. La llanura de piedemonte se extiende hacia Portugal con la misma tónica matizada por relieves residuales. Aunque estos valles no siguen un control litológico claro, su desarrollo está evidentemente relacionado con la presencia de rocas graníticas, más favorables a la disgregación y transporte de sus materiales, esto permite el desarrollo de laderas suaves y amplias

vegas. Al mismo tiempo la profusión de manantiales confiere gran fertilidad a los suelos y el asentamiento de numerosas poblaciones.

Al salir de los valles de pendiente irregular, comienzan a aparecer pequeños saltos de agua o “cachones”, ríos como el Árrago o el Tralgas discurren profundamente encajados sobre la llanura. Adquieren aquí una morfología meandrizante que habla de su gran antigüedad y su herencia por encajamiento de momentos durante los cuales esos ríos fueran capaces de formar los meandros libremente sobre unos materiales blandos, como podían ser los suelos de alteración rojizos que todavía se conservan sobre la llanura.

El Piedemonte de la Vera

Al pie de las Sierras de Tormantos y de Gredos se desarrolla un pedestal inclinado con una entidad morfológica muy

El mercado codo del Jerte en Plasencia, cuando abandona su valle y la extensa falla que lo conforma.





El Monte Isla de Santibáñez el Alto como testigo del enlace entre la Sierra de Gata y el Piedemonte.

bien definida que constituye La Vera. El factor que más condiciona esta comarca es el brusco tránsito y gran desnivel entre las cumbres de las Sierras de hasta 2.500 m y la depresión del Tiétar-Campo Arañuelo, que cae hasta los 300 m. En estas condiciones el piedemonte sólo representa una estrecha orla al pie de las verticales laderas. Su superficie está muy retocada por la erosión y tiene mayor pendiente que los pedimentos occidentales. Las laderas de la cordillera están horadadas por profundas gargantas, con torrenteras que se precipitan literalmente de las cumbres de Gredos hacia el valle, labrando pozas y hoyas en el roquedo y puliéndolas después para generar formas inverosímiles. A la salida de estas

gargantas se depositan extensos conos de deyección constituidos por los gigantes bloques y bolos de granito que arrastran los torrentes y que se esparcen en una amplia morfología de abanicos aluviales.

Las Depresiones Terciarias Cacerneas

Después de formar el Sistema Central y su piedemonte, la superficie equivalente a la penillanura se hunde formando el surco E-O que debería corresponder a la cuenca del Tajo. Pero, en contra de lo que se podría esperar, esta zona deprimida no está surcada por este río. Antes de entrar en Extremadura, el Tajo se encaja en el macizo antiguo, abandonando lo que debiera ser su propia depresión terciaria como continuación de la cuenca del Tajo castellana.

El surco de depósitos sedimentarios terciarios del Norte cacereño se configura como una serie de pequeñas depresiones aisladas por afloramientos del sustrato paleozoico, aunque es posible que estuvieran antes unidas entre sí. Son las depresiones de Campo Arañuelo, Zarza de Granadilla, Coria y Moraleja que, realmente, se corresponden con las cuencas de los ríos Tiétar, Ambroz, Alagón y Árrago respectivamente. Hacia Portugal esta hilera de cuencas se prolonga en la depresión de Castelo Branco.

Todos estos ríos, después de cruzar sus depresiones, inciden en la penillanura, cortan la franja de serranías formando escarpados "portillos", como los impresionantes Canchos de Ramiro del Alagón, y van a verter al Tajo. La dirección constante NE-SO de todos estos afluentes indica su control por la fracturación, que es la que produce lineaciones de rotura y disgregación de la roca favorables

para el encajamiento. Es como si el Tajo, en su proceso remontante aguas arriba desde Portugal, fuera capturando sucesivamente los cursos fluviales de las distintas cuencas. El trazado zigzagueante que aún conserva el curso del Tajo parece definir los pasos sucesivos de las capturas de sus afluentes.

Las cuencas terciarias presentan una morfología laxa, sin apenas relieves ni afloramientos de sus sedimentos, con contactos que enrasan con la penillanura, sin que el paisaje destaque su carácter de depresión. Si resultan, en cambio, reveladores de su litología los extensos pastizales, los campos de cultivos y los regadíos que generan. Quedan aún así algunos cerros testigos desarrollados sobre los propios sedimentos terciarios, como el de Toril en el valle del Tiétar, o el de Monfrontín en Guijo de Granadilla, indicando que su historia denudativa es larga y compleja, comenzando ya desde el Terciario.

La más oriental de las depresiones, Campo Arañuelo, está basculada hacia

el Norte, donde discurre el río Tiétar, mientras que por el Sur la enmarcan los escarpes del piedemonte de los Montes de Toledo. El río Tajo forma en un principio su límite Sur, pero pronto la abandona entallándose en el macizo antiguo, y dejando que todas sus aguas viertan hacia el Tiétar. Es este un río arenoso, ancho y somero, de carácter entrelazado como corresponde a los ríos de piedemonte que adaptan así su morfología para poder amortiguar los fuertes deshielos primaverales de Gredos. El escaso encajamiento de la red de drenaje confiere a la depresión una morfología plana, que ha desarrollado unos suelos arcillosos con hidromorfía por su mal drenaje, con una vocación más de dehesa ganadera que de cultivos, como sería esperable por sus sedimentos arenosos. Las depresiones occidentales, las de Zarza de Granadilla, Coria y Moraleja, pueden considerarse en realidad parte de una única depresión compleja, separadas entre sí por afloramientos del zócalo granítico y esquistoso. Discurren en ellas, casi paralelos, el Alagón y su afluente el Am-

El río Tiétar divaga entre las barras arenosas de su lecho con su característica morfológica entrelazada.



broz, a los que se incorpora también, ya aguas abajo, el Árrago.

El Alagón es, por tanto, la arteria principal, encajada en los depósitos terciarios formando las fértiles vegas de Coria. Se constituye aquí, especialmente en su conjunción con el Jerte, un sistema de terrazas cuaternarias bien desarrolladas, de donde proceden los redondeados cantos de granito con los que se ha construido la singular muralla de

Galisteo. El Alagón es realmente un gran río con un extenso recorrido. Recoge el agua de prácticamente todo el Sistema Central Extremeño e incluso es capaz de penetrar en el núcleo de la cordillera y arrebatarse a las tierras salmantinas el enorme caudal hídrico que vierte a la Sierra de Béjar. Para ello, después de nacer en la alta meseta septentrional, no muy lejos del Tormes, se encaja profundamente y labra el amplio y fértil valle de Las Batuecas aprovechando la mayor

El profundo entallamiento del río Tajo en Alcántara.



facilidad de disgregación de los granitos de la zona. Aguas abajo se encaja de nuevo en los esquistos de las Hurdes, recogiendo sus ríos intramontanos, antes de alcanzar el llano cacereño en la depresión de Granadilla.

La entalladura del Tajo

El piedemonte y las depresiones terciarias al norte de las serranías representan un escalón elevado respecto a la penillanura cacereña y la entalladura

del Tajo, como se manifiesta en la bajada del Puerto de los Castaños, en Cañaverál. El río Tajo, haciendo honor a su nombre, corta las alineaciones plegadas de la Sierra de Corchuelas, penetra en las serranías siguiendo en su interior las directrices paralelas que le imponen las cresterías de cuarcitas, únicamente en los cortados de Monfragüe consigue volver a cruzar las cuarcitas para entallarse de nuevo en la gran planicie cacereña.

Resulta difícil, por tanto, hablar propiamente aquí de un valle del Tajo, con su llanura y sus terrazas, tal y como se presenta en su cuenca castellana. Los únicos vestigios sedimentarios se hallan relevados por sus yacimientos atapulgínicos en la pequeña cuenca terciaria de Talaván–Torrejón el Rubio, que apenas si presenta morfología de depresión. El valle del Tajo es por tanto una estrecha y profunda entalladura que cruza de lado a lado la penillanura cacereña. Un exponente de ello es el formidable puente romano de Alcántara, que con más de 30 m de altura, salva el largo centenar de metros con que el río se entalla en la penillanura, si bien ha sido capaz de sobrepasar las mayores avenidas del Tajo.

La cuenca del Tajo presenta por tanto una gran asimetría, con afluentes más largos y caudalosos que bajan del Sistema Central y vierten hacia el SO desarrollados sobre las rampas de piedemonte y sus cuencas terciarias. Por su margen meridional los afluentes como el Almonte, el Salor y el Sever son más cortos, pues proceden de las estribaciones de las Villuercas y Guadalupe. Discurren a lo largo de la penillanura, también en encajamientos pronunciados, a favor de los cuales afloran muchas veces los berrocales.





Entre los riscos de cuarcitas se conservan las acumulaciones de canchales como vestigios de climas pasados. Valle Verdinal. Villuercas.

Las Estribaciones Centrales: las sierras de plegamiento

La elevación central en la penillanura extremeña se resuelve en una serie de alineaciones montañosas más o menos aisladas que suponen la continuación hacia Oeste de los Montes de Toledo, separando las vertientes del Tajo y del Guadiana. Este combamiento en el zócalo no se manifiesta como en el Sistema Central por una tectónica de bloques rígidos. Aquí los protagonistas del relieve son los grandes replegamientos en las rocas paleozoicas, cobijadas por las cuarcitas que, con su dureza, han resistido a los ciclos de arrasamiento sobre los esquistos y los granitos de la Penillanura. Esa misma resistencia ha favorecido, sin duda también, su elevación posterior por la reactivación de las fallas de la última orogenia formadora de relieves.

Los Montes de Toledo se bifurcan en Extremadura en dos alineaciones montañosas: Las Villuercas y La Sierra

de Guadalupe. Hacia el Norte se abren las Villuercas, que luego se prolongan en una estrecha serranía de casi 200 km de longitud hasta Portugal. En ella se suceden diferentes sierras, como las Corchuelas y Monfragüe, la Solana y la Garrapata, todas ellas con un alto significado naturalístico, por su carácter de islotes sobre la penillanura; formando roquedos que sirven de refugio a una interesante fauna y flora. Las sierras siguen la dirección de los pliegues hercínicos NO-SE, ligeramente curvados en planta, formando un doble arco, condicionado por el desplazamiento horizontal de la falla de Plasencia, que lo corta a la altura de Cañaveral. Representan una mega-estructura paleozoica, un sinclinorio en donde los crestones de cuarcita que lo conforman se yerguen sobre la penillanura. Las crestas cuarcíticas aparecen tajadas cada cierto tiempo por los violentos cortados de los ríos que las atraviesan, aprovechando las fracturas paralelas a la falla

de Plasencia. Así ocurre con el Tajo y sus afluentes, aunque algunas veces los cursos de agua que formaron estos portillos han buscado otros caminos y se mantienen los espectaculares cortados pero ya sin río.

La otra gran alineación, la Sierra de Guadalupe, se sumerge progresivamente hacia Portugal a través de los relieves más suaves de la Sierras de Montánchez y de San Pedro. Suponen a su vez otro importante escalón morfológico que separa la penillanura cacereña y la depresión del Guadiana, al tiempo que actúa como divisoria de aguas entre este río y el Tajo. Estas franjas montañosas también están principalmente controladas por las estructuras de plegamiento antiguas, como las aristas replegadas de la Sierra de San Pedro. Pero, frente a su

escasez general, resultan especialmente significativos aquí los relieves formados por domos de intrusiones graníticas. Así tenemos la Sierra de Sto. Domingo, configurada por los granitos de Cabeza Araya y la hendidura que define en ellos la prolongación de la falla de Plasencia. Destacan también los relieves graníticos de la Sierra de Montánchez con el singular cerro de Sta. Cruz de la Sierra, que controla vigilante la bajada hacia las Vegas del Guadiana.

Los Montes Orientales

La penillanura extremeña tiene su continuación natural en la meseta manchega pero, entre ambas, se interponen los Montes de Toledo y el Campo de Calatrava. Suponen un umbral elevado por reactivaciones tectónicas del Terciario tardío, o lo que en términos geológicos

Riscos con buitres negros.
Vádim Gorbatov.
Acuarela del libro "Las Grullas vuelan a Extremadura".
Fundación Artistas por la Naturaleza.
Edición a cargo de Nicholas Hammond.
Ed. El Viso.



pueden considerarse reciente y que en su rejuego llegaron a producir emisiones de lavas y los pequeños volcanes calatraveños. Por el Sur, en Extremadura, los Llanos de Castuera y de la Serena se hundieron casi 200 m por efecto de estas fallas que elevaron la meseta oriental.

Hacia el Norte los Montes de Toledo manchegos se prolongan a través de las Comarcas de Los Montes, Cíjara, las Sierras de Altamira y de Las Villuercas, en donde los antiguos plegamientos hercínicos reactivados por la nueva fracturación definen un intrincado conjunto montañoso. Son los denominados relieves apalachianos, que toman su nombre de los Apalaches americanos, en donde los montes conservan la pro-

pia forma de los repliegues del roquedo. Esto induce una morfología muy característica, en la cual las alineaciones montañosas están marcadas por los resistentes pliegues cuarcíticos, mientras que los valles se labran en las pizarras menos resistentes.

A la belleza y complejidad de estos relieves contribuyen aún más los ríos. Para salvar el escalón entre la Mancha y Extremadura los cauces se han encajado en profundas hoces que cortan las cuarcitas. Abundan en este tramo del Guadiana paisajes remotos e inaccesibles, destacando el Estrecho de las Hoces y los Portillos de Cíjara. Para capturar la cuenca del Alto Guadiana, con más vocación de desagüe natural hacia el Me-

El río Guadiana se encaja en profundas hoces que cortan las cuarcitas en el conocido "Estrecho de las Hoces".



diterráneo, el Guadiana extremeño ha tenido que hacer extraños recovecos, cortando primero perpendicularmente las sierras hacia el Norte, para después retomar de nuevo la dirección Sureste, discurrendo entre las sierras, obligado por los pliegues de cuarcitas. Un control parecido tiene el Zújar, sólo que en sentido contrario, antes de que ambos confluyan y formen juntos el Gran Guadiana que divaga y desborda las Vegas en la salida hacia su cuenca terciaria extremeña. Este desnivelamiento entre la meseta y la penillanura fue sin duda el que determinó, a finales del Terciario, los grandes aluvionamientos que originaron las rañas y que se extienden, como inmensos abanicos, entre los Montes y las Vegas.

Las Rañas

Las rañas constituyen una forma de paisaje característica del macizo hercínico, y muy especialmente de Extremadura. Se trata de gruesos canturales que se extienden como amplias plataformas y orlan el pie de los relieves paleozoicos que sobresalen en la penillanura.

Eduardo Hernández Pacheco, el gran pionero de los trabajos geológicos extremeños, las comparó tanto por su nombre como por su origen, con las superficies desérticas empedradas, los “reg” del Sáhara, y los asoció con el final de un ciclo generador de relieves y el comienzo de una nueva etapa de encajamiento. Las ideas actuales no están muy alejadas de estas teorías, aunque su depósito no parece implicar climas tan áridos.

Las rañas se extienden formando rampas de superficie plana y con muy poca pendiente, como aureolas al pie de las alineaciones montañosas, y muy

especialmente a las salidas de los cortados que diseccionan las cresterías cuarcíticas. En estos casos las rañas se expanden a partir de los portillos dando formas de grandes conos o abanicos torrenciales que destacan perfectamente en las imágenes de satélite e incluso son identificables en los mapas topográficos. En otras ocasiones rellenan antiguos fondos de valles, homogeneizando el relieve. Como se sitúan al pie de las formaciones montañosas generalmente se encuentran encajadas por la red fluvial actual, cortadas por abruptos barrancos y argallos, quedando colgadas en el paisaje originando extensas mesas planas. Las formas de abanicos que salen de los portillos, al ser incididas por los arroyos, producen morfologías digitadas muy peculiares.

Se desarrollan sobre todo en las laderas meridionales de las Sierras Centrales y se extienden hasta las planicies portu-

LOS DEPÓSITOS DE LAS RAÑAS

Las rañas forman mantos de derrubios que recubren tanto los pedimentos como los sedimentos de las depresiones terciarias. Están constituidos por cantos medianamente redondeados y a veces de gran tamaño, fundamentalmente de cuarcita, y empastados en arcillas y arenas del intenso color rojizo que las hace tan características. Son sedimentos dejados por ríos de cauces entrelazados, esto es, ríos someros altamente cambiantes que se desarrollan en las rampas de piedemonte de cordilleras. Desarrollan suelos arcillosos, con fenómenos de hidromorfía debido a su mal drenaje, que genera problemas para el cultivo, por lo que sobre ellas dominan los matorrales de jaras y brezos.

guestas, rebajando sensiblemente su altitud desde los 700 m hasta los 300m en el Oeste. Destacan las rañas de la Sierra de San Pedro y de Miravete, del Macizo de las Villuercas y sobre todo las de la Sierra de Guadalupe, desde donde descienden los impresionantes sistemas de los ríos Ruecas, Guadalupejo y Guadarranque.

Pueden asimilarse a una etapa final de aluvionamiento del Terciario y marcan el momento previo antes del encajamiento de la red fluvial actual, o sea, la inversión del drenaje de Extremadura hacia el Atlántico. Generalmente, pueden considerarse precursoras de los cursos fluviales actuales pero no siempre son accesibles a las arterias aluviales actuales. Por estas características su edad de formación se considera del final del Terciario, cuando acabaron de rellenarse las depresiones, pero realmente no tienen por qué haberse formado simultáneamente en la misma época en todas partes.

La Depresión del Guadiana

La otra gran cuenca terciaria extremeña es la del Guadiana y en ella, al contrario de lo que ocurre en la del Tajo, su eje axial si está surcado por el río Guadiana actual. Esta depresión corresponde con otro de los grandes surcos o hundimientos de la penillanura fundamental que se rellenaron a lo largo del Terciario en una situación de confinamiento, sin desagüe al exterior. Al final de esta etapa de depósito el surco formado se había colmatado y los últimos sedimentos, los "caleños", se expandían hasta los márgenes montañosos.

El paisaje que ahora observamos en las Vegas del Guadiana es, sin embargo, la historia del relleno de la cuenca

EL RELLENO DE LA CUENCA TERCIARIA DEL GUADIANA

Cuando los aportes que se están produciendo de un área madre no pueden ser transportados fuera de la zona, se produce el depósito y el relleno de las cuencas sedimentarias. Al inicio del Terciario, con el comienzo del cambio de la llanura preexistente y la pérdida progresiva del desagüe de los ríos hacia el Mediterráneo, se conformaron lagunas que empezarían a rellenarse con los sedimentos finos arrastrados de los suelos de alteración existentes sobre la penillanura. Son los sedimentos formados por arcillas rojizas que se encuentran en los cantiles de Lobón. Posteriormente el surco continuó su hundimiento relativo, aumentando con ello las pendientes y por tanto la erosión en la penillanura en elevación. Ello permitió que se generaran grandes ríos que llevaban sus sedimentos a las lagunas dejando extensos depósitos de conglomerados y arenas correspondientes a los cauces fluviales. Mientras, en las áreas laterales, en las llanuras de inundación de estos ríos, continuaban depositándose las arcillas de anegación.

Tras estos momentos, ante la falta de pendiente, ya en la cuenca de sedimentación, se forman de nuevo lagunas en donde se depositan calizas propiciadas por la alta evaporación. Estas se extienden por la penillanura formando encharcamientos temporales que producen depósitos calcáreos de poco espesor, "los caleños", que en la actualidad se encuentran tapizando los suelos de la penillanura como, por ejemplo, en los alrededores de Almendralejo. Francisco Hernández Pacheco hablaba de la existencia de dos lagos, el Augustano y el Sereniano, por su proximidad a Mérida y a la Serena respectivamente, en relación con las zonas pantanosas que existían en época romana. La situación, sin embargo, ha sido más compleja desde finales del Terciario, y las áreas propensas al encharcamiento que todavía se recuerdan en muchos topónimos estarían más en relación con el deficiente drenaje de la penillanura y los cambios recientes que han sufrido los ríos, que con aquella etapa final de sedimentación terciaria.



*Vista aérea
de las Vegas
Altas del Guadiana.*

terciaria invertida. De hecho, una vez colmatada la cuenca sedimentaria, comienza el encajamiento de los ríos actuales y la configuración de los valles como los observamos en la actualidad. Los depósitos previos son cortados fácilmente por los rejuvenecidos cursos de agua y se inicia el vaciado de estas antiguas cuencas cerradas y que ahora, ya dentro del ciclo del paisaje actual, drenan y evacuan sus sedimentos hacia el Océano Atlántico.

El encajamiento del valle del Guadiana es de apenas cincuenta metros, pequeño, si lo comparamos con otros grandes ríos peninsulares, y por eso no permite bien el desarrollo de relieves escalonados por las terrazas fluviales. Aún así, en su encajamiento, el río deja algunas graderías de gravas, las terrazas, que se mantienen como amplios pero suaves escalones en la topografía, o se expanden como extensas planicies ligeramente inclinadas y recubiertas de cantos. Estos

espacios bajos abiertos son los que han propiciado los vastos regadíos que caracterizan ambas Vegas del Guadiana.

En conjunto, el paisaje refleja un modelado de llanuras amplias, suavemente encajadas y con sus márgenes en transición imperceptible con la Penillanura. Sobre ella destacan, aisladas, pequeñas mesetas planas protegidas por las plataformas de "caleño". Estas costras calcáreas alternan con los suelos rojos que pueden proceder de las propias calizas alteradas. La disolución y lavado del carbonato cálcico de estas rocas dan origen a oquedades y cavidades que definen pequeñas hondonadas, "dolinas", sobre los caleños.

Las Llanuras Inundables del Guadiana

Cuando entra en las Vegas Altas y recoge todos sus afluentes que provienen de los Montes, en especial del Zújar, el Guadiana se convierte en un amplio y

caudaloso río. Desde ahí y hasta Badajoz, donde vuelve a encajarse en la penillanura, el río desarrolla un trazado sinuoso, divagando en amplios meandros y múltiples brazos que abandona y retoma generando unas amplias llanuras de inundación.

Las inundaciones del Guadiana han anegado históricamente extensas áreas y producido numerosos cambios en la morfología del río. Las llanuras de las Vegas Bajas, de muy poca pendiente, han sido especialmente proclives a los desbordamientos y a la ocupación de antiguos meandros y brazos muertos del río. Pero este curso sinuoso, sus múltiples cauces secundarios y, sobre todo, la amplia llanura de inundación han permitido almacenar el agua excedente de las crecidas, laminando la avenida y actuando como colchón amortiguador que ha evitado daños mayores. Por ello las inundaciones del Guadiana, a pesar de su gran magnitud, no han sido tan



catastróficas como en otros ríos. A ello ha contribuido también que las avenidas sean invernales y que estas respondan a temporales del Atlántico que, al avanzar río arriba, favorecen una onda de crecida lenta y previsible. Las poblaciones ribereñas estaban adaptadas a las subidas periódicas; en Mérida, el propio puente romano, a pesar de su gran lon-

*“Sierra de la Garza”
en el conjunto de
alineaciones de las
Sierras Centrales
pacenses.*





gitud, tiene uno de sus estribos apoyado sobre la propia llanura, para no impedir en ningún caso el desagüe de avenidas demasiado grandes. De hecho, las inundaciones más graves las han provocado afluentes laterales como el cauce del Albarregas, en Mérida, o el del Rivillas, en Badajoz. Estos emisarios, ante una súbita avenida, ven limitada su capacidad de

desagüe al coincidir simultáneamente con crecida del río Guadiana.

La Penillanura en los piedemontes meridionales y las Sierras Centrales pacenses

Al Sur del Guadiana, la Penillanura emerge de nuevo insensiblemente por debajo de la cobertera de sedimentos de la cuenca, para ascender gradualmente, constituyéndose en el piedemonte de las estribaciones de Sierra Morena, sin que apenas se perciba que se ha pasado del llano a la cordillera.

Sobre la planicie resaltan de nuevo algunas alineaciones de sierras como las de Alange, Arroyo de San Serván y Hornachos, como restos de las serranías hercínicas que cortaban la penillanura controlados a veces por las sempiternas cuarcitas, pero otras veces por rocas calizas.

En esta zona dominan los relieves residuales desarrollados en resistentes mármoles calcáreos, con sus característicos suelos rojos, y que toman el relevo frente a las pedreras grisáceas de las cuarcitas. Destacan así los crestones calizos de Llerena y de Alconera, los de



El río Guadiana en su discurrir hacia la desembocadura produce espectaculares formas de erosión, con marmitas de gigante y saltos de agua como la "Charca de los Bueyes" en Olivenza.

Los Santos de Maimona y Zafra. Estos relieves tienen menos continuidad que los cuarcíticos debido a la gran susceptibilidad de disolución de las calizas que también favorece en ellas las cavidades y otras formas de modelado "cárstico".

Este es el paisaje de la Tierra de Barros. Su nombre alude a los suelos de arcilla intensamente rojiza que los recubren y dan fama a su fertilidad y a su alfarería. Estas arcillas son restos de los depósitos terciarios que tapizaban la penillanura, pero otras veces forman parte directamente de las antiguas alteraciones en los suelos. Se aprecia en los intensos colores violáceos que unifican los suelos con las rocas del substrato, en las que penetran profundamente con sus tinciones versicolores, haciendo difícil distinguir a veces la propia roca del sedimento alterado. La gran belleza de estas areniscas o granitos con sus aureolas tornasoladas han propiciado su uso como piedra ornamental en las columnas mudéjares y los edificios barrocos de Llerena.

Las Sierras del Suroeste y las cumbres de Sierra Morena

La penillanura meridional pacense desciende ligeramente hacia el Noroeste, recordando el basculamiento de la Península que obligó al Guadiana a desaguar su cuenca hacia el Atlántico. Favorecido por ello y por las fracturas asociadas a la prolongación meridional de la falla de Alentejo-Plasencia, al llegar a Badajoz el río Guadiana abandona su rumbo E-O y da un gran giro torciendo bruscamente hacia el Sur. Con ello se cierra la depresión del Guadiana y se desconecta de su posible continuidad previa oriental en las cuencas terciarias de Portugal.



Es a partir de aquí donde comienza el encajamiento del valle del Guadiana en la superficie de la Penillanura. El río discurre ya hasta su desembocadura con su valle disectado en los agrestes pizarrales, creando insólitos paisajes de gargantas con rápidos y remansos. En momentos de gran estiaje, el río se ahonda y deja al descubierto pozas donde se han producido espectaculares formas de erosión, con marmitas de gigante y saltos de agua, como la "Charca de los Bueyes" en Olivenza.

Junto con el cauce del Guadiana también se encajan sus afluentes. Son ríos cortos, "las sierras" que desde las



llanuras centrales de Tierra de Barros van a desaguar hacia el oeste. Sus valles ofrecen una morfología singular, están fuertemente entallados, formando repentinamente cortados en la planicie. A su vez muestran un trazado muy sinuoso, indicando posiblemente un encajamiento controlado por la presencia de importantes suelos de alteración o coberteras terciarias sobre la penillanura.

Hacia el sur la planitud de la penillanura es sustituida paulatinamente por alineaciones de lomas que separan entre sí las riveras, mientras comienzan a elevarse los relieves de Sierra Morena a

través de las Sierras de Jerez. Entre ellas se abre el magnífico valle del Ardila, la arteria principal que jerarquiza todos los arroyos que provienen de Sierra Morena. Esta dirección de drenaje parece el testigo de otro incipiente surco que durante el Terciario conectara entre sí los restos de sedimentos que se conservan en los Llanos de Llerena o La Campiña con los que afloran en las cuencas de Beja y del Sado portuguesas.

La penillanura remonta finalmente hasta llegar a formar las cuerdas de Sierra Morena. La llanura originaria se reconoce en el perfecto enrasamiento de estas cumbres. Entre ellas los valles se encajan en hileras paralelas, volviendo a repetir el modelado apalachiano alineado a favor de las cresterías de cuarcitas o de calizas, como las de Fuente del Arco, donde se esculpe la mina de La Jayona, "la gigante". Hacia el occidente una estrecha plataforma de cumbres soporta relieves residuales de más de 1.100 m, como la Sierra de Tentudía.

En estas cumbres acaba Extremadura, y también la penillanura, que se deshace en un graderío que desciende bruscamente para hundirse bajo el valle del Guadalquivir. Es aquí en donde se desarrolla el verdadero núcleo serrano de Sierra Morena. El conjunto de fallas que definen esa gran flexura cortan transversalmente las alineaciones de sierras paleozoicas favoreciendo la activa y profunda erosión de los ríos béticos y acabando de modelar las abruptas sierras. Algunos de estos ríos del Sur consiguen remontar el escalón y penetrar en el territorio extremeño, capturando cursos de agua como el Bemézar y el Viar, que aún conservaban su dirección transversal controlada por los pliegues hercínicos.