

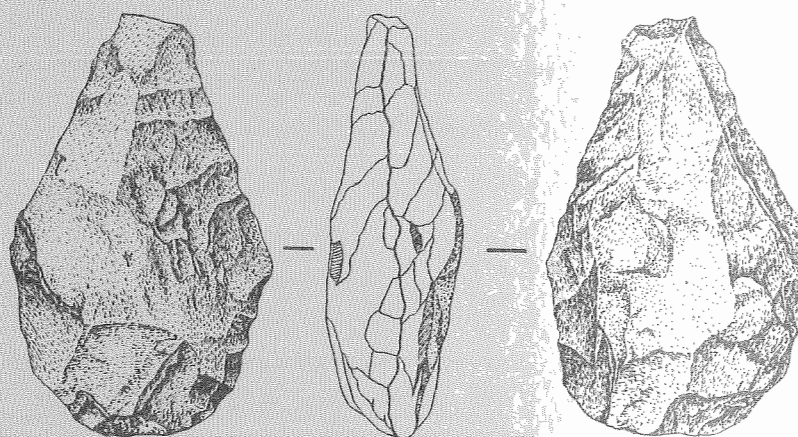


INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA  
GEOMINERÍA

# MAPA DEL CUATERNARIO DE ESPAÑA

## QUATERNARY MAP OF SPAIN

ESCALA 1:1.000.000  
SCALE



MADRID



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

**MAPA DEL CUATERNARIO  
DE ESPAÑA**

***QUATERNARY MAP  
OF SPAIN***

**ESCALA 1:1.000.000  
SCALE**

**MADRID, 1989**

FE DE ERRATAS

En MAPA:

Autores: dice Pirineos y Costero Catalana

D. Serrat Congost, debe decir

Prepirineo Pirineo axial y  
Costero Catalana

M.Gutierrez Eloiza  
y J.L. Peña Monné. D. Serrat Congost

Hipsometría: dice Más de 3.000 m,  
Deeper Tahn, debe decir Más de 3000 m  
Higher than

En MEMORIA:

- p.27, línea 44 dice Lygeum debe decir Lygeum  
p.28, línea 4 dice emplazado debe decir empleado  
p.34, pie de figura 1, línea 9, dice Esodosol; debe decir Spodosol.  
p.35, línea 7, dice Ludor, Sevilla; debe decir suelos, Sevilla.  
p.35, pie de foto 1, línea 6, dice rojo enriquecido, debe decir rojo y enriquecido.  
p.39, línea 31, dice Esodosol; debe decir Spodosol.  
p.41,42, final y principio de dichas páginas, dice calizo CO<sub>3</sub> Ca; debe decir calizo  
contiene CO<sub>3</sub>Ca.  
p.43, línea 32, dice 2 mm.; debe decir 0,05 mm.  
p.44, línea 1, dice de 30-40 m; debe decir de 30-40 cm  
p.52, línea 29, dice vease Perez Gonzalez 1981); debe decir vease Perez Gonzalez, 1981 y  
Mazo et.al., en prensa.  
p.79, línea 5, dice achales; debe decir achelense.  
p.81, línea 3, dice documento; debe decir documentado  
p.81, línea 11, dice como; debe decir con  
p.81, línea 32, dice en; debe decir es  
p.81, línea 41, dice Ciervo; debe decir Cierro  
p.82, línea 22, dice Mallaets; debe decir Mallaetes  
p.83, línea 35, dice interior (Nerja, etc); debe decir  
interior (La Hoz, Los Casares, La Griega, El Niño. etc) y el sur peninsular  
(Nerja,....)  
p.84, línea 18, dice Pardenoisenses; debe decir Tardenoisenses  
p.99, línea 35, dice para el representado; debe decir para él representado  
p.101, línea 5 dice Ancar; debe decir Ancares  
p.119, línea 3, dice Petrología; debe decir Paleontología  
p.123, línea 2, dice correspondientes de lava; debe decir correspondientes coladas de lava  
Los pies de la Foto.1 y la Foto.2 están cambiados  
p.139, línea 13, dice técnica; debe decir tectónica  
p.145, línea, 14, dice mano; debe decir manto  
p.145, Foto.1 dice Depresión de Alfambra-Teruel); debe decir (Sierra de Albarracín)  
p.161, línea 2, dice 20-3-cm; debe decir 20-30 cm  
p.163, línea 9, dice instruidas, debe decir intruidas  
p.163, línea 22, dice amblás; debe decir Amblés  
p.163, línea 23,24, dice antiguos Pleistocenos; debe decir antiguos, pleistocenos  
p.169, línea 11 dice depósitos y glaciares, till en casos excepcionales; debe decir  
depósitos glaciares, tills, y, en casos excepcionales.  
p.195, línea 21, dice Guadancial; debe decir Guadancil  
p.198, línea 4, dice macizo herpérico; debe decir Macizo Hespérico  
p.216, línea 17, dice Valencia; debe decir Alicante  
p.218, línea 1, debe suprimirse Foto 4  
p.221, línea 1, dice Foto 4; debe decir Foto 6  
p.266, línea 19, dice transmisión; debe decir transgresión  
p.277, línea 9, dentro del apartado 2.5 Travertinos y tobas calcáreas, en la segunda  
línea, dice (hoja núm. 45, Liria); debe decir y en (hoja núm. 55, Liria)

## **PRESENTACION**

*En España hay una larga tradición de estudios acerca del Cuaternario. A mediados del siglo pasado el hallazgo de restos fósiles de elefantes e instrumentos paleolíticos en los Altos de San Isidro del Campo de Madrid convirtieron a esta región en lugar de interés internacional, donde acudieron numerosos investigadores atraídos por la riqueza faunística y prehistórica de las canteras de San Isidro.*

*En el año 1957 se celebró en Madrid-Barcelona el V Congreso Internacional de la Unión Internacional para el Estudio del Cuaternario (INQUA). Posiblemente, este Congreso significó el arranque moderno de las investigaciones cuaternarias de nuestro país. Es indudable que desde esa fecha el Cuaternario ha ido adquiriendo un mayor protagonismo entre los geólogos y otros especialistas que trabajan en el campo de las Ciencias de la Tierra, ya que los procesos del medio geológico que hoy afectan negativamente a numerosas actividades del hombre tienen sus raíces en los dos últimos millones de años.*

*Por todo ello, el Instituto Tecnológico GeoMinero de España acometió la tarea de publicar una síntesis del Cuaternario de España a escala 1:1.000.000, que sirviera, por un lado, a las necesidades de nuestros científicos y planificadores y, por otro, situarnos dentro de estas cartografías temáticas al mismo nivel que los países más desarrollados.*

*En este esfuerzo de conocer las peculiaridades más recientes de los procesos e historia geológica de España, debo citar, entre otros, el Mapa Nacional del Karst a escala 1:1.000.000, los Mapas Geomorfológicos a escala 1:50.000, que acompañan a las Hojas Geológicas del Plan MAGNA, o los Mapas Previsores de Riesgos de Inundaciones, realizados por ITGE.*

*Por último, es justo agradecer a todos aquellos especialistas y técnicos su colaboración y esfuerzo en la realización del Mapa y Memoria acompañante, al mismo tiempo que se asegura a la comunidad científica y técnica el interés permanente del ITGE en este tipo de proyectos, que significan un mejor conocimiento de la realidad geológica de España.*

EMILIO LLORENTE GÓMEZ  
Director General del ITGE

## INDICE INDEX

	Págs.
<b>A. Pérez-González, P. Cabra y A. Martín-Serrano</b> .....	7
Introducción	
<i>Introduction</i>	
<b>R. Capote y G. de Vicente</b> .....	9
El Marco geológico y tectónico	
<i>Geological and tectonic framework</i>	
<b>J. M. Rubio Recio</b> .....	21
Clima y vegetación	
<i>Clima and vegetation</i>	
<b>J. Gallardo Díaz y J. L. Martín de Vidales</b> .....	31
Formaciones edáficas	
<i>Soils formations</i>	
<b>E. Aguirre</b> .....	47
Vertebrados del Pleistoceno continental	
<i>Continental Pleistocene vertebrates</i>	
<b>M. Santonja</b> .....	71
Visión general de la arqueología del Pleistoceno	
<i>General vision of the Pleistocene archaeology</i>	
<b>E. Aguirre</b> .....	87
El límite inferior del Pleistoceno	
<i>Lower limit of Pleistocene</i>	
<b>J. R. Vidal Romaní</b> .....	95
Galicia	
<b>M. Hoyos Gómez</b> .....	105
La Cornisa Cantábrica	
<i>Cantabrig Cornice</i>	
<b>D. Serrat</b> .....	119
Pirineo	
<i>Pyrenees</i>	
<b>D. Serrat</b> .....	125
Sistema Costero Catalán	
<i>Catalonia Coastal System</i>	
<b>M. Gutiérrez Elorza y J. L. Peña Monné</b> .....	129
Depresión del Ebro	
<i>Ebro Basin</i>	

	Págs.
<b>M. Gutiérrez Elorza y J. L. Peña Monné</b> .....	141
La Cordillera Ibérica <i>Iberian Range</i>	
<b>E. Molina y A. Pérez-González</b> .....	153
Depresión del Duero <i>Duero Basin</i>	
<b>J. de Pedraza Gilsanz</b> .....	163
El Sistema Central <i>Central System</i>	
<b>A. Pérez-González, P. Cabra y E. Ancochea</b> .....	175
Depresión del Tajo <i>Tajo Basin</i>	
<b>A. Martín-Serrano y E. Molina</b> .....	187
Montes de Toledo y Extremadura <i>Extremadura and Toledo Mountains</i>	
<b>J. Rodríguez Vidal y F. Díaz del Olmo</b> .....	201
Sierra Morena	
<b>J. L. Goy, C. Zazo y J. Baena</b> .....	209
Area Bética y Levante <i>Betic area and Levant</i>	
<b>P. del Olmo</b> .....	223
Islas Baleares <i>Balearic Islands</i>	
<b>J. Meco</b> .....	233
Islas Canarias <i>Canary Islands</i>	
<b>J. Rey y T. Medialdea</b> .....	245
Margen Continental <i>Continental Margin</i>	
<b>M. Peralta Vaquero, L. A. Díaz Rodríguez y V. Calderón Almena</b> .....	271
Explotaciones de rocas y minerales industriales <i>Industrial rocks and minerals exploitation</i>	

# Introducción

Nos complace presentar el Mapa del Cuaternario de España a Escala 1:1.000.000, ya que esta obra ha sido largamente esperada por muchos de los científicos y técnicos que tienen puesto su interés en los estudios del Cuaternario.

Somos conscientes que este trabajo que hoy presentamos admite, que duda cabe, numerosas correcciones y puntualizaciones. Tanto desde el punto de vista de la cartografía como de la cronoestratigrafía asignada a las diferentes unidades separadas en el Mapa E. 1:1.000.000. También, es posible, que la organización de la Leyenda del Mapa admitiera mejoras o concepciones conceptuales más atrevidas. Sin embargo, y en descargo de los autores que han realizado este proyecto, hemos de manifestar que el Cuaternario de España es todavía un Sistema insuficientemente conocido, amén de los graves problemas cronológicos con que se enfrenta el investigador. El Cuaternario español está sujeto, por su historia, a un proceso dinámico de disección en mayor medida que a un proceso dinámico de sedimentación. Nuestros depósitos, si exceptuamos la Cuenca de Guadix-Baza, son por lo regular poco potentes y además dominan los detríticos gruesos, indicativos, en la mayoría de los casos, de transportes de carga de fondo, lo cual dificulta la acumulación y preservación de restos fósiles de flora y fauna, así como la utilización de otras técnicas de correlación o datación.

Otro problema añadido, y antes comentado, es la precariedad de información moderna de algunos sectores del territorio español. Para atenuar esta falta de información se ha recurrido al análisis fotogeológico y, por supuesto, a trabajos de campo más minuciosos que en otras áreas mejor conocidas. Los datos cartográficos presentados provienen de todas las fuentes posibles: cartografías geológicas a diferentes escalas (especialmente la E. 1:50.000, Plan MAGNA, y E. 1:200.000), Tesis doctorales, Tesinas, cartografías inéditas, etc.

La Memoria, que acompaña al Mapa del Cuaternario de España a E. 1:1.000.000 pretende informar al lector, aunque sea sintéticamente, de los hechos que han considerado los distintos autores de mayor interés, o mejor conocidos hasta el momento, para ilustrar la historia geológica del Cuaternario de España desde el depósito del piedemonte de la Raña, que se ha utilizado como referencia morfoestratigráfica más inferior en Mapa y Memoria, hasta la actualidad.

Su estructura responde al clásico esquema de artículos que tratan temáticas amplias (Marco geológico y tectónico, Clima y vegetación, Suelos, Vertebrados pleistocenos, Arqueología y Límite inferior del Pleistoceno) al principio de la obra para, en una segunda parte, entrar en la descripción regional: Galicia, La cornisa cantábrica, Pirineo, etc. Por último, hay un artículo dedicado a las «Explotaciones de rocas y minerales industriales».

Finalmente, es necesario indicar que el Mapa del Cuaternario de España a E. 1:1.000.000 es principalmente un mapa de depósitos con asignaciones genéticas y cronológicas, si exceptuamos el Margen continental, recogidas en una Leyenda de doble entrada. Otros aspectos, como las Formas o la Neotectónica, no han sido desarrollados con igual intensidad, ya que ellos son propios de otras cartografías temáticas actualmente en preparación en el ITGE.

No queremos concluir esta introducción sin agradecer a todos aquellos que han hecho posible la realización de este trabajo y esperamos que al primer Mapa del Cuaternario de España a E. 1:1.000.000 sigan otras ediciones donde los eventuales errores sean corregidos y la Memoria acompañante aporte mejores y mayores datos.

Coordinadores: *Alfredo Pérez-González*  
*Pilar Cabra*  
*Angel Martín-Serrano*

# El marco geológico y tectónico

R. Capote y G. de Vicente

Departamento de Geodinámica.  
Facultad de Ciencias Geológicas.  
Universidad Complutense. Ciudad Universitaria  
28040 Madrid

## RESUMEN

## ABSTRACT

La Península Ibérica está formada por una gran variedad de unidades geotectónicas que comprenden un núcleo comparativamente «estable» y dos cinturones orogénicos alpinos en sus bordes Norte (Cordillera de los Pirineos) y Sur (Cordillera Bética). La principal unidad «estable» es el Macizo Hespérico o Macizo Ibérico, el más extenso afloramiento del cinturón hercínico de la Europa occidental. Otras unidades en estas zonas «estables» son la Cadena Ibérica o Celtibérica, que corresponde a un aulacógeno mesozoico deformado, las orlas mesozoicas occidental y meridional de Portugal y varias cuencas sedimentarias cenozoicas. Fuera de la línea de costa existen dos unidades cenozoicas extensionales, la cuenca de Valencia y el Mar de Alborán. La evolución tectónica de la Península Ibérica fue determinada por los movimientos relativos de la placa africana y la microplaca ibérica durante la apertura del Océano Atlántico. Después de un largo período extensional mesozoico la convergencia de las placas de África y Eurasia (entre -80 y -20 m.a.) produjo la formación de montañas en las zonas móviles y deformación intraplaca de tipo compresivo en el interior de Iberia. Una nueva etapa extensional, iniciada en el Mioceno inferior, creó la cuenca de Valencia y la de Alborán, junto con un complejo sistema de grabens y semigrabens rellenos con sedimentos neógenos en la parte oriental y en el dominio celtibérico. Durante el Neógeno y Cuaternario inferior se produjo en este contexto extensional actividad volcánica en las zonas mediterráneas y la parte continental más oriental. La actividad tectónica cuaternaria representa un cambio en el régimen tectónico, el cual ha cambiado a compresivo o de desgarre, con dirección de acortamiento de 155°. En este contexto un campo de esfuerzos tectónico actual produce reactivación de fallas, las cuales pueden ser clasificadas como de actividad baja o moderada.

*The Iberian Peninsula is formed by a variety of geotectonic units including a comparatively «stable» nucleus and two alpine orogenic belts (Pyrenean and Betic Chains) in its northern and southern borders respectively. The main stable unit is the Hesperian or Iberian Massif, the largest outcrop of the Hercynian Belt in western Europe. Other units in these «stable» zones are the Iberian Chain, which corresponds to a deformed mesozoic aulacogen, the western and southern passive mesozoic borders in Portugal and several cenozoic basins. Off-shore, there are two extensional cenozoic units, the Valencia Trough and the Alborán Sea. The tectonic evolution of the Iberian Peninsula was determined by the relative movements of the African plate and the Iberian microplate with respect to each other during the Atlantic Ocean opening. After a long extensional mesozoic stage, the convergence of African and Eurasian plates between -80 and -20 m.y. produced mountain building in the mobile zones and intraplate compressive deformation in the interior of Iberia. A new extensional stage, started in Early Miocene, created the Valencia Trough and the Alborán Basin together with a complex system of grabens and semigrabens, filled with neogene sediments, in the eastern coastal lands and in the Celtiberian realm. Volcanic activity in the Mediterranean and eastern continental zones was produced during Neogene and Early Quaternary in this extensional context. Quaternary tectonic activity represents a change in the tectonic regime which has changed to compressional or transcurrent, with shortening axes at N 155°. Present day tectonic stress field produces reactivation of faults which can be classified as low or moderate activity faults.*



## 1. LAS GRANDES UNIDADES TECTONICAS DE IBERIA

La Península Ibérica es el resultado de una larga y compleja evolución geodinámica que ha dado lugar a que, pese a su moderado tamaño, contenga una gran diversidad de unidades geotectónicas, desde bloques estables relativamente poco deformados hasta cadenas plegadas alpinas y cuencas de diferente origen y significado tectónico.

En líneas generales, la Península está compuesta (Fig. 1) por un núcleo relativamente más estable, donde dominan las áreas de plataforma, en cuyos bordes Norte y Sur se disponen dos Cadenas Alpinas fuertemente deformadas mediante intenso acortamiento durante el Terciario. Estas son, respectivamente, la Cadena del Pirineo, con su prolongación occidental de las Montañas Vascogóticas, y la Cordillera Bética y su continuación en las Islas Baleares. Emplazadas en el lugar ocupado por dos zonas móviles anteriores estas cordilleras presentan los mayores relieves de la Península (Fig. 1).

La región interior es a su vez relativamente compleja. Destaca en ella el extenso bloque del Macizo Ibérico, también denominado Macizo Hespérico y Meseta Ibérica, que es el más extenso afloramiento de la Cadena Hercínica europea y constituye la parte central y occidental de la Península. Pese a su relativa «estabilidad» se puede observar que el macizo fue afectado también por deformaciones comprensivas cenozoicas destacando la elevación del *horst* compresivo complejo del Sistema Central. Por el Este y el Oeste el macizo hercínico es recubierto por materiales mesozoicos afectados por deformación compresiva alpina, aunque en grado mucho menor que en las cadenas alpinas propiamente dichas. Se trata de las Orlas del Oeste y Suroeste (Orlas Occidental y Algarvía) y de una unidad especial, la Cordillera Ibérica, la cual, aunque plegada de manera relativamente intensa, no presenta alguna de las características esenciales en las cadenas alpinas, tales como existencia de mantos de corrimiento o metamorfismo regional. Esto ha hecho que se clasifique como Cadena de tipo «Intermedio» (Julivert *et. al*, 1984) entre las áreas de plataforma y las cadenas alpinas. Por su especial posición y evolución tectónica ha sido interpretada como un aulacógeno mesozoico (Alvaro *et. al*, 1979) que fue plegado al transmitirse los esfuerzos compresivos alpinos al interior de la Península. La Cordillera costera Catalana, que enlaza con la Cordillera Ibérica, se clasifica también como una cadena intermedia.

Un gran número de cuencas sedimentarias cenozoicas completan el cuadro geotectónico de la parte continental de la Península. Estas cuencas son en algunos casos Cuencas de Antepaís dispuestas entre las cadenas alpinas y el interior «estable» y rellenas principalmente con sedimentos provenientes de la erosión de las cadenas en proceso de deformación. Se tienen así las Cuencas del Ebro, marginal respecto a la Cadena Pirenaica, y la del Guadalquivir, marginal respecto a la Cordillera Bética y en contacto directo con el Macizo Hespérico. Dentro de éste, y a veces en posición también marginal, se localizan cuencas terciarias unas veces estructuradas (con un claro control de sus límites mediante fallas) y otras recubriendo el zócalo hercínico sin un claro control tectónico. Entre las primeras las más extensas son las del Duero, en la denominada Submeseta Norte, y la de Madrid, en la Submeseta Sur. La Cuenca del Bajo Tajo-Sado se emplaza a caballo entre el Macizo Hespérico y la Orla Occidental o Lusitana.

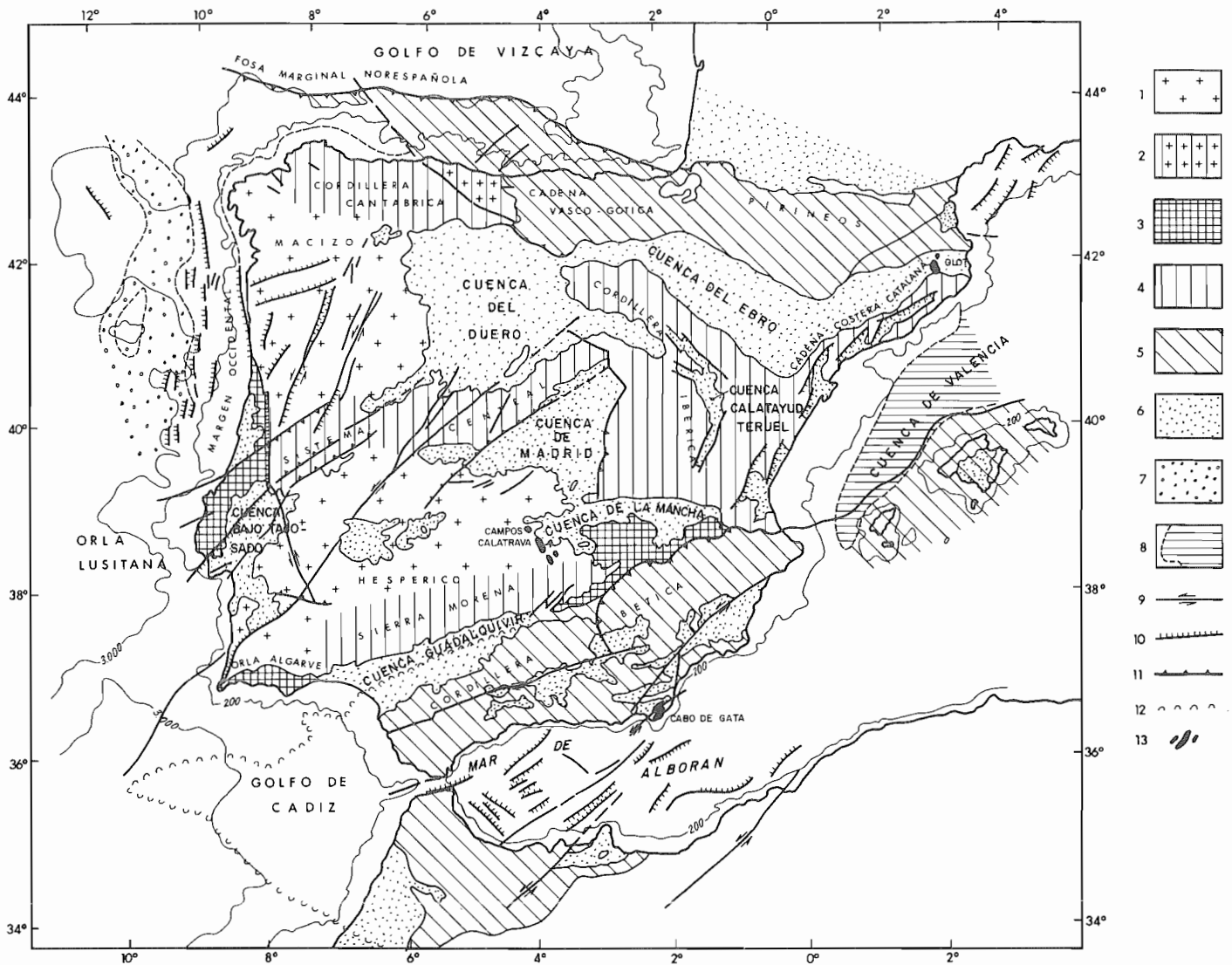


Fig. 1. Esquema tectónico de la Península Ibérica. 1) Zócalo Hercínico en el Macizo Hespérico. 2) Zonas levantadas por tectónica compresión en el Macizo Hespérico. 3) Mesozoico tabular en los bordes del Macizo Hespérico y moderadamente deformado en las Orlas Lusitana y Algarve. 4) Cadenas plegadas de tipo intermedio. 5) Cordilleras Alpinas. 6) Cuencas Terciarias. 7) Graben con sedimentos del Cretácico inferior muy potentes en la margen continental occidental. 8) Zona con Mesozoico erosionado en la parte central de la Fosa de Valencia. 9) Fallas con actividad reciente como desgarre. 10) Falla con actividad reciente con componente normal. 11) Falla con actividad reciente inversa. 12) Frente del Olistostroma y unidades deslizadas. 13) Areas volcánicas.

Fig. 1. Tectonic sketch of Iberian Peninsula. 1) Hercynian basement in the Hesperian Massif. 2) Zones elevated by compressional tectonism in the Hesperian Massif. 3) Subhorizontal mesozoic in borders of Hesperian Massif and mesozoic with moderate deformation in Lusitanian and Algarvian borders. 4) Intermediate Folded Chains. 5) Alpine Cordilleras. 6) Tertiary basins. 7) Graben with very thick Early Cretaceous sediments in western continental margin. 8) Zone with eroded Mesozoic in the central part of Valencia Trough. 9) Fault showing recent transcurrent-like tectonic activity. 10) Fault showing recent normal tectonic activity; submarine morphological scarpment. 11) Front of the Olistostrome and slipped units. 12) Volcanic areas.

Este cuadro geotectónico se completa con varias muy diferentes unidades fuera de la línea de costa. Al Norte el extremo «Vascogótico» de la Cordillera Pirenaica se prolonga por la plataforma continental en un área mesozoica comprimida y plegada a cuyo pie se sitúa la Fosa Marginal Noreña. Por el Oeste se encuentra, por el contrario, una zona mesozoica esencialmente distensiva que es el margen continental pasivo desarrollado en relación con la creación del Océano Atlántico. Al Este se localiza la Cuenca Valenciana, que aunque es una unidad distensiva, tiene un carácter diferente por tratarse de una estructura de tipo *rift* de edad cenozoica, iniciada cuando terminaron las deformaciones alpinas. En el Sur otra zona distensiva constituye la Cuenca de Alborán, desarrollada también durante el Cenozoico después de las últimas compresiones.

## 2. LA EVOLUCION PALEOTECTONICA

Este complejo cuadro tectónico, en el que no se ha considerado lo que corresponde a la previa evolución y estructuración hercínica de la Meseta, constituye el resultado de la secuencia de lo que se puede considerar una «Paleotectónica», si se tienen en cuenta la evolución y régimen tectónico anteriores a los depósitos cuaternarios, y una «Neotectónica» que se ha desarrollado en un escenario geotectónico diferente al propiamente alpino y al que, con vistas a simplificar, podemos calificar de «postalpino».

El punto de partida de la evolución «paleotectónica» a que nos referimos está en la situación creada tras las colisiones con las que culminó el Ciclo Hercínico, las cuales habían reagrupado todas las masas continentales en un único supercontinente o Pangea. Un evento tectónico de gran repercusión en toda la evolución tectónica posterior de Iberia se produjo en las fases finales del ciclo hercínico, durante el Carbonífero superior-Pérmico. Conocido este evento con la denominación de Tectónica Tardihercínica consistió en un período de fracturación del macizo hercínico que dio lugar a varias familias de fallas de dimensiones variables que pueden llegar en algunos casos a los 500 km de longitud. Inicialmente se caracterizó esta tectónica como de desgarres (Arthaud y Matte, 1975) y se asoció a un proceso de megacizalla frágil a lo largo de un cinturón transformante intracontinental (Arthaud y Matte, 1977). También ha sido explicado como desarrollado en conexión con la colisión finihercínica en un modelo similar al de la tectónica en el antepaís septentrional del Himalaya. En realidad se ha visto que la tectónica tardihercínica es el resultado de la superposición de dos «evoluciones» diferentes del régimen tectónico, de tal forma que la etapa de desgarres clásicos corresponde al comienzo de la última evolución (Etapa Hiedelaencina del Sistema Central, Capote *et. al* 1987), la cual culmina con una distensión radial que puede prolongarse hasta el Mesozoico. Lo que hace esencial a esta etapa tectónica tardihercínica es que en ella se formaron las líneas de debilidad de la corteza superior que controlaron en gran medida las posteriores etapas tectónicas, tanto durante la sedimentación mesozoica como durante las compresiones alpinas (Vegas, 1974) y la etapa Neotectónica. Ello es debido a que las fallas tardihercínicas se reactivaron posteriormente en función de la forma de los tensores de esfuerzos y de la orientación relativa de los mismos respecto a los ejes de esfuerzos. Así, durante las etapas distensivas, muchas fallas actuaron como fallas normales o transtensivas, limitando las áreas subsidentes receptoras de sedimentos, mientras que durante las compresiones lo hicieron como cabalgamientos o desgarres inversos.

La evolución paleotectónica ha sido explicada (Dewey *et. al*, 1973; Capote, 1978; Alvarado, 1983; Vegas y Banda, 1982) en relación con los movimientos relativos de la placa Africana respecto a una subplaca Ibérica situada durante el proceso de apertura del Océano Atlántico en una especial posición entre este océano en formación y el fondo del Tethys. La subplaca Ibérica mantuvo una cierta independencia respecto a la actual placa Euroasiática con dos límites de placa, uno al Norte, donde luego se instalaría la cadena del Pirineo, y otro al Sur, donde se estructuró la Cordillera Bética. El detalle de los movimientos relativos de las placas se ha establecido a partir de las bandas de anomalía magnética en el Atlántico, y en dichos movimientos se puede distinguir un primer largo período en el que las placas experimentaron un deslizamiento transtensivo y un período posterior en el que en general dominan las componentes de acercamiento.

Desde el Cretácico superior, aproximadamente desde -80 m.a., el sentido del movimiento relativo entre Eurasia y Africa, pasó a ser de acercamiento y dio lugar a un régimen compresivo en toda la Península, determinando el acortamiento intenso en las cadenas alpinas y la estructuración de las diversas unidades de la plataforma, acompañado todo ello por sedimentación molásica sin y postorogénica. La mayor parte de la deformación compresiva alpina se inscribe en un fenómeno colisional entre placas en el que la orientación de los esfuerzos compresivos, tanto en las

márgenes activas como en el interior de la plataforma, depende de la manera en que se realizó la aproximación de las placas. En las unidades del interior de la Península, donde la deformación es más moderada, las estructuras frágiles y las de presión-disolución en materiales carbonatados, han permitido registrar la evolución de las direcciones de esfuerzos y se puede apreciar que hay varias direcciones de compresión, unas veces sucediéndose unas a otras y en otras ocasiones actuando contemporáneamente. La última etapa compresiva corresponde a una dirección de acortamiento NO-SE. El comienzo de deformaciones en régimen distensivo marca el final de la tectogénesis alpina.

### 3. LA DISTENSION POST-ALPINA

Alrededor de hace 20 m.a. se produjo un cambio trascendental en el régimen tectónico de la Península Ibérica al pasar desde compresivo a ser predominantemente de tipo distensivo. Las estructuras distensivas se superponen de manera discordante sobre las directrices alpinas y anteriores, y se relacionan en gran parte con la formación de nuevas unidades geotectónicas como son la Cuenca de Valencia y la del Mar de Alborán. El contexto geodinámico se encuadra paradójicamente en un proceso continuado de acercamiento entre las placas africana y europea que dura hasta la actualidad. Se han propuesto varios modelos para explicar esta distensión en todo el extremo occidental del Mediterráneo, pero su discusión queda fuera del alcance de este trabajo.

En la parte oriental de la Península la tectónica distensiva se manifiesta por la existencia de extensos campos de fallas normales y, sobre todo, por la presencia de sistemas de fosas rellenas con sedimentos neógenos desde la parte oriental del Pirineo, con las cuencas de la Cerdaña y del Ampurdán, y el área de la cordillera costera catalana (fosas del Vallés-Penedés) hasta toda la región del Levante, donde continúa a lo largo del sistema de fosas de Castellón y Valencia. En el dominio de la Cordillera Ibérica la distensión ha originado el conjunto de fosas intramontañosas de Calatayud-Teruel. Todas estas estructuras se relacionan de manera clara con la creación de la cuenca Valencia. En esta cuenca la información geofísica apoya su carácter distensivo, pues se aprecia cómo la corteza está adelgazada (15 km), mientras el manto exhibe una densidad baja que denuncia un carácter anómalo que probablemente se debe a su carácter astenosférico. Las manifestaciones volcánicas de tipo basáltico, principalmente alcalino y sólo localmente calcoalcalino, jalonan toda la zona afectada por esta tectónica (Región de Olot, Jumilla, Cofrentes, Islas Columbretes) acusando su carácter distensivo. La edad de este vulcanismo va desde -10 m.a. hasta Cuaternario muy reciente.

En las cadenas Béticas se registran también los efectos de distensiones posteriores a la estructuración compresiva. Así, recientemente se ha puesto de manifiesto la gran importancia de fallas frágiles extensionales de muy bajo buzamiento dentro del edificio orogénico, que superponen delgadas unidades en un complejo diseño (García Dueñas y Martínez Martínez, 1988). Un complejo sistema de fosas neógenas intermontañosas (Cuencas de Granada, Guadix-Baza, etc.) se superpone al conjunto con un claro control tectónico mediante fallas normales de direcciones. En el Cabo de Gata, en el extremo SE de la Península, existen extensas manifestaciones volcánicas, principalmente basaltos calcoalcalinos, potásicos y shoshoníticos de edad miocena y basaltos alcalinos pliocuaternarios. En el Mar de Alborán no falta tampoco el vulcanismo, de composición basáltica calcoalcalina y edades relativamente antiguas (alrededor de -20 m.a.).

El tránsito progresivo entre ambos regímenes tectónicos ha sido puesto de manifiesto a nivel estructural mediante los métodos del moderno análisis poblacional de fallas en algunas áreas locales de la Cordillera Ibérica (Simón, 1984; De Vicente, 1988). Los datos apoyan la idea de que la distensión no es el resultado de el mismo proceso geodinámico que dio lugar a la compresión, sino que se trata de un fenómeno diferente que da lugar a superposición y suma de tensores. El nuevo fenómeno geodinámico es la creación de las cuencas Valenciana y la de Alborán, tal como se apuntaba previamente.

El problema de la datación del comienzo de la distensión a escala regional ha sido controvertido. Alvaro *et. al* (1979) proponen un modelo en el que el comienzo de la distensión en el NE. de la Península comienza cuando todavía se están realizando las últimas compresiones en el resto. Esto determina que mientras en el extremo oriental del Pirineo, en la Costera Catalana y la Rama Aragonesa (Rama oriental) de la Cordillera Ibérica se están formando las fosas neógenas desde el comienzo del Mioceno en la Rama Castellana (Occidental) de la Cordillera Ibérica, la Meseta Centro-Este, con el Sistema Central, y la Cordillera Bética se está produciendo la última fase compresiva (fase neocastellana), la cual ha sido datada en el centro de la Península como Intra-Aragoniense (Mioceno medio). En

estas áreas el carácter más moderno del comienzo de la distensión hacia el SE. indica que el «rift» de Valencia se inició en la parte más nororiental y se propagó hacia el SO. En la Cordillera Bética la distensión se inicia también ya entrado el Mioceno, a comienzos del Tortonense.

Todavía durante el Plioceno se reconocen dos etapas de actividad tectónica (Fases Iberomanchegas, Aguirre *et al*, 1976) que en las cuencas terciarias del centro de la Península produce deformaciones en los sedimentos del Mioceno terminal-Plioceno.

#### 4. LA TECTONICA CUATERNARIA

El marco tectónico de la sedimentación cuaternaria representa un cambio respecto a la situación del final del Terciario en el sentido de pasarse a un régimen tectónico en general más compresivo. Este cambio ha sido documentado con claridad en la región SE. de la Península (región de Murcia-Almería, Sanz de Galdeano, 1983) y en algunas cuencas intermontañas de la región Bética (Cuenca de Granada, Sanz de Galdeano, 1983). En estas regiones se encuentran abundantes estructuras deformando a depósitos cuaternarios, sobre todo del Pleistoceno inferior. Pliegues de dirección próxima a E-O y fallas de desgarre sinistras de dirección ENE-OSO y NE-SO son compatibles con un acortamiento según la dirección N-S. En la depresión de Granada se localizan abundantes microestructuras que permiten identificar esta misma dirección de compresión y otra secundaria casi E-O.

En el resto de la Península se encuentran también abundantes señales de actividad tectónica cuaternaria. En el Macizo Hespérico antiguas fallas tardihercínicas deforman sedimentos cuaternarios o muestran claras evidencias geomorfológicas de movimiento durante el Cuaternario. En algunas la asociación con fuentes termales, indicadoras probablemente de procesos de levantamiento tectónico o de bombeo sísmico, o incluso la asociación con sismicidad, revela que son fallas activas hoy (Ribeiro y Moitinho de Almeida, 1981). Alguna de estas fallas se mueven como degarres o desgarres normales. Destacan las fallas de Chaves-Regua-Verín y la de Manteigas-Vilariça-Bragança en el NO. de la Península, las cuales, con dirección NE-SO, se mueven en sentido sinistro, generando incluso pequeñas fosas *pull-apart* y muestran actividad sísmica asociada. La gran falla de Plasencia-Messejana pertenece a esta familia y presenta ligeras variaciones en el tipo de movimiento según la dirección local de la traza.

Otras fallas muestran evidencias de movimiento en forma de fallas normales, como la falla de Porto-Tomar-Evora (Cabral, 1982), que limita el Macizo Hespérico por el Oeste o las fallas de la región de Bailén, de dirección NE-SO y situadas en la flexión del borde SE del Macizo. No faltan las fallas que parecen haber jugado como fallas inversas en el cuaternario como alguna de las fallas NE-SO que limitan la parte occidental del Sistema Central.

Por el contrario, alguna de las fallas activas e incluso sismogenéticas, como las fallas NE-SW del zócalo de la Cuenca del Bajo Tajo-Sado son de tipo de movimiento desconocido.

En el centro de la Península se han citado también deformaciones en depósitos cuaternarios. En las fosas del Paular y de Guadalix-Redueña (Sistema Central) el análisis de las fallas mediante técnicas de análisis poblacional revela la existencia de un régimen de deformación de tipo desgarres normales actuando durante el Cuaternario con dirección de acortamiento horizontal N170°. Es la denominada fase Torrelaguna (De Vicente, 1988). En el NE Peninsular (Cordillera Costera y Pirineo Oriental), en el Levante y en la Cordillera Ibérica existen también abundantes deformaciones recientes que atestiguan una actividad tectónica cuaternaria. En la Depresión del Ebro se han descrito incluso deformaciones asociadas a procesos diapíricos.

Para interpretar el marco del conjunto de deformaciones cuaternarias es preciso hacer algún comentario acerca de los factores que lo determinan:

La situación geodinámica está definida por la continuación del movimiento de acercamiento de las placas Africana y Europea en la misma dirección en que se inició hacia -20 m.a. El límite de placas viene definido en la actualidad por la distribución de la sismicidad en la región. Se define así la línea de Azores-Gibraltar; constituye un límite nítido que arranca desde un segmento occidental de tipo dorsal adyacente a la dorsal medioatlántica, continúa después con un segmento mayor de tipo falla transformante dextra (Falla Gloria) y termina en un segmento con movimiento de tipo cabalgante en el área adyacente al SO. peninsular (banco de Goringe). Hacia el Este, en el límite, se hace difuso y comprende una amplia región entre el borde sur de la Península-Mar de Alborán y Norte de Africa.

Los mecanismos focales de los terremotos de la región de Azores-Gibraltar-Alborán indican que el movimiento asociado a las fallas sismogénicas es de acercamiento (Udías, 1967; Buffort *et al*, 1988). También el cálculo indirecto sobre la esfera del desplazamiento relativo de Africa respecto a Europa da un acercamiento con una dirección de N150° y unos 1,6 cm/año de velocidad instantánea lineal para el área del Arco de Gibraltar.

Este esquema de aproximación determina la deformación del borde donde las dos placas interactúan, cuyo carácter es colisional, y determina la deformación del área meridional de la Península mediante desplazamientos integrados a lo largo de fallas. El tratamiento conjunto de todos los mecanismos focales del área de Alborán (Capote *et al*, 1986) proporciona una imagen del conjunto de esta deformación. La dirección de acortamiento es N155°, totalmente coherente con el movimiento de las placas, y el elipsoide de deformación presenta un régimen de desgarre con una dirección de extensión complementaria según N45° (Fig. 2).

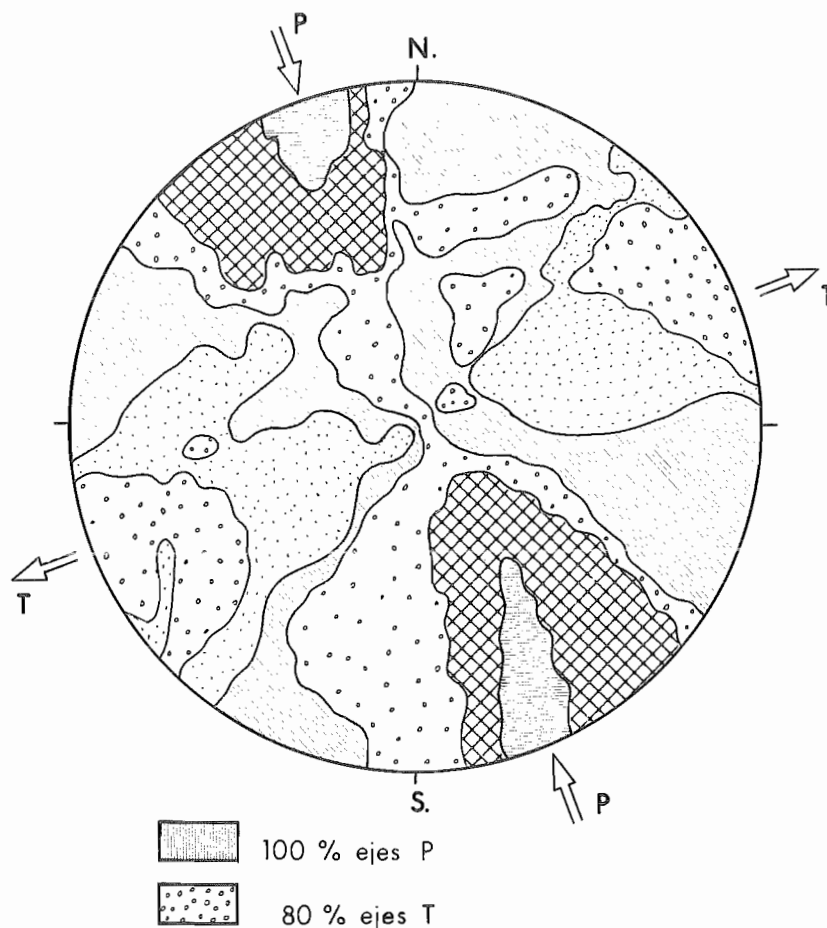
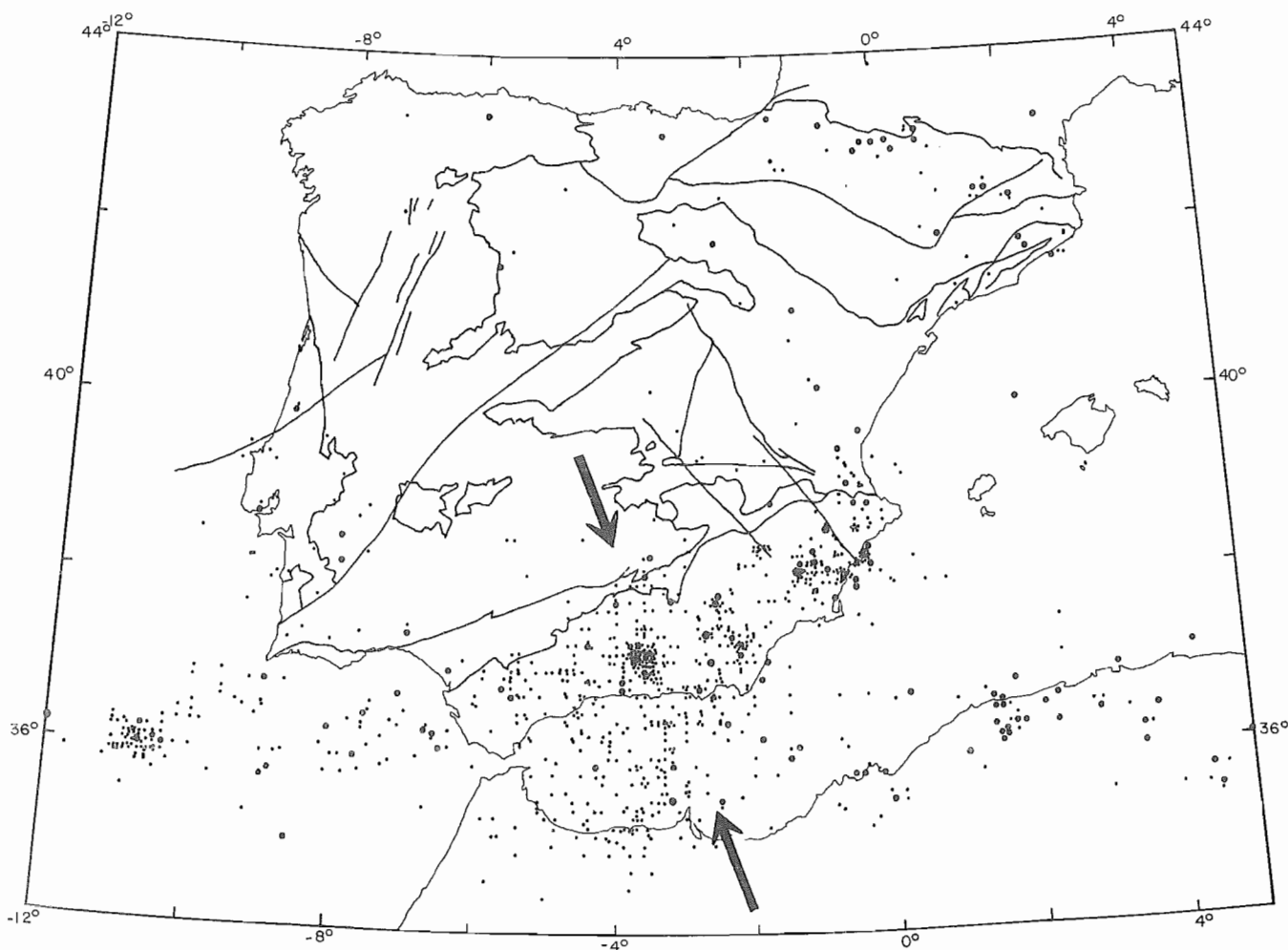


Fig. 2. Determinación de las direcciones principales del elipsoide de deformación actual en la región de Alborán a partir del análisis poblacional de los mecanismos focales de terremotos. Según Capote, *et al.* (1986). 1) 100 por 100 de los ejes de compresión. 2) 80 por 100 de los ejes de distensión.

Fig. 2. Assessment of principal directions of present day strain ellipsoid in Alboran region through populational analysis of earthquake focal mechanisms. After Capote *et al.* (1986). 1) 100 por 100 compression axis. 2) 80 por 100 tension axis.

La deformación es más intensa, al igual que la sismicidad (Fig. 3), en estas zonas próximas al límite de placas, pero un campo de esfuerzos tectónicos se transmite al interior de la Península. Este campo de esfuerzo se puede establecer mediante medidas *in situ* y métodos geológicos de análisis de estructuras. Un esquema de síntesis ha sido dado



**Fig. 3. Distribución de la actividad sísmica en la Península Ibérica y dirección principal de acortamiento regional. Se puede ver que la mayor actividad sísmica se concentra en la zona Sur.**

**Fig. 3. Distribution of seismic activity in the Iberian Peninsula and principal direction of regional shortening. It can be seen that the greatest seismic activity concentrates in the southern zone.**

por González de Vallejo *et al* (1988) (Fig. 4). En él se puede ver que el acortamiento se mantiene próximo a NNO-SSE para gran parte de la Meseta. En el borde lusitano ha sido invocado un desplazamiento relativo de la Península a lo largo de la costa respecto al Atlántico en sentido sinistro, lo que distorsiona las trayectorias de esfuerzos en esa zona. El antiguo límite activo del Pirineo presenta un esquema complejo revelado por los mecanismos focales de la microsismicidad registrada en la zona. Junto al campo general de la Península se aprecia un campo de esfuerzo local con dirección de acortamiento según ENE-OSO que actúa intermitentemente (Fig. 4).

Surge así un esquema general relativamente simple en el que el empuje generado en la zona de colisión se transmite, atenuándose hacia el interior. Fallas tardihercínicas del macizo «estable» reactivadas y nuevas fallas en la región próxima al límite de placas se desplazan con sentidos coherentes con la orientación del tensor y con el régimen dominante de desgarre, en las zonas próximas, y desgarre normal en las alejadas.

Se tienen pocos datos de cuantía de los movimientos, pero en Portugal (Cabral, 1982) se han cifrado entre 0,005 y 0,1 cm/año, lo que las sitúa entre las fallas de actividad baja a moderada. En el Levante español, en la región valenciana, los autores han calculado mediante varias líneas de evidencia geológica desplazamientos medios actuales en fallas normal-direccionales de 0,0015 cm/año. Se puede esperar que alguna falla en la región Bética sea de actividad algo mayor.

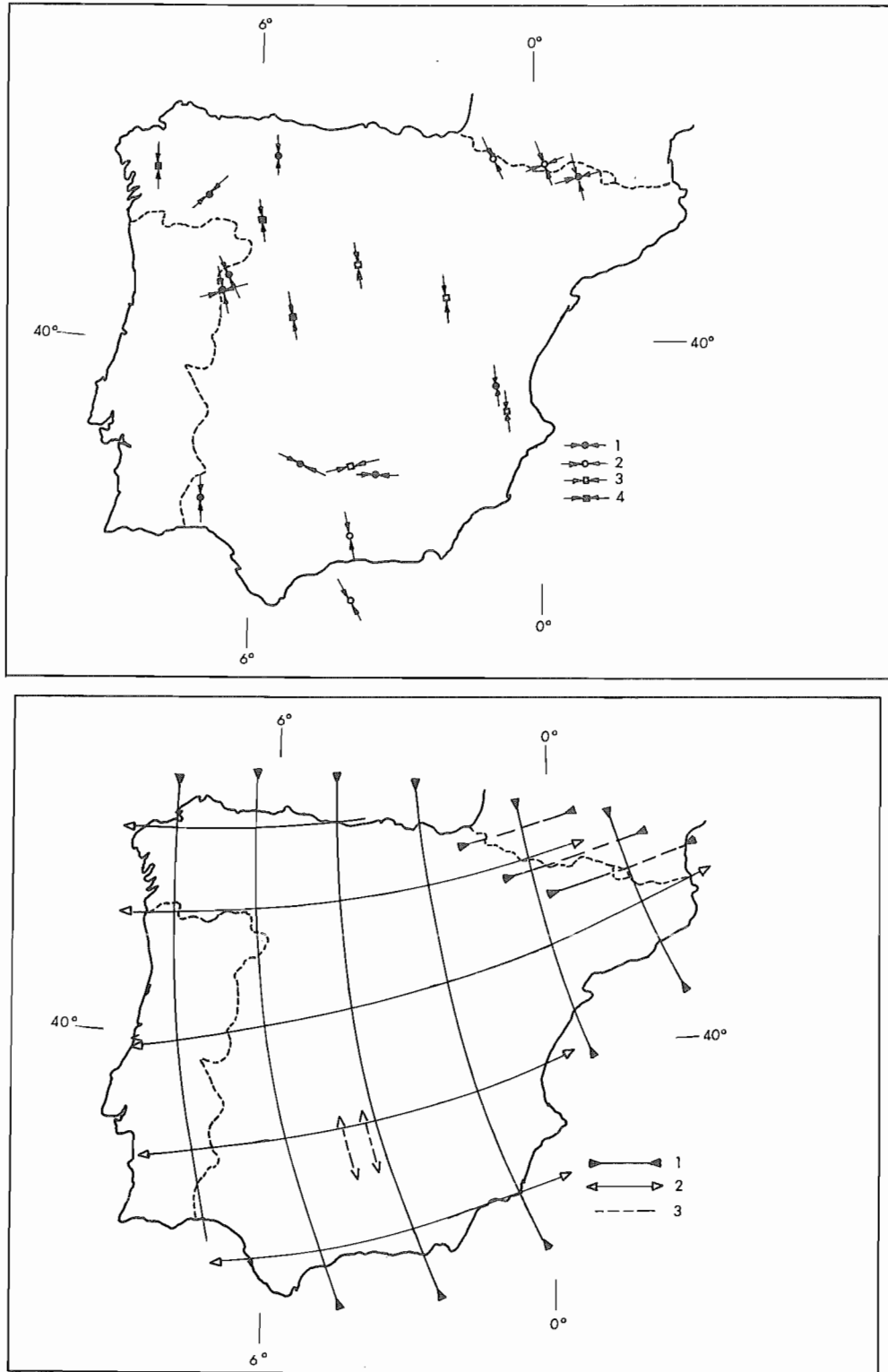


Fig. 4. Los esfuerzos tectónicos actuales en España. A) Determinaciones locales de los esfuerzos principales mediante varios métodos diferentes: 1) Overcoring. 2) Análisis poblacional de mecanismos focales. 3) Análisis poblacional de fallas recientes. 4) Análisis poblacional de lineamientos del LANDSAT. B) Trayectorias regionales de los esfuerzos principales: 1) Compresión. 2) Distensión. 3) Intercambios locales en los esfuerzos tectónicos. Según González de Vallejo et al. (1988).

Fig. 4. Current present day tectonic stresses in Spain. A) Local determinations of principal stresses by several different methods: 1) Overcoring. 2) Populational analysis of focal mechanisms. 3) Populational analysis of recent faults. 4) Populational analysis of LANDSAT lineaments. B) Regional direction of principal stresses or trayectories: 1) Compression. 2) Tension. 3) Local interchanges in the tectonic stresses. After González de Vallejo et al. (1988).



## 5. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M., y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1976): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 5, pp. 7-29.
- ALVARADO, M. M. (1983): Evolución de la Placa Ibérica. *En Geología de España, Lib. Jubilar J. M. Ríos*, 1, pp. 21-55.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14, pp. 172-177.
- ARTHAUD, F., y MATTE, P. H. (1975): Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe: Geométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, pp. 139-171.
- ARTHAUD, F., y MATTE, P. H. (1977): Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: Results of right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. America Bull.*, 88, pp. 1305-1320.
- BANDA, E.; ANSORGE, E.; BOLOIX, M. J., y CÓRDOBA, D. (1980): Structure of the Crust and Upper Mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). *Earth Planet. Sc. Lett.*, 49, pp. 219-230.
- BUFORN, E.; UDÍAS, A., y MEZCUA, J. (1988): Seismicity and Focal Mechanisms in South Spain. *Bull. Seismol. Soc. America*, 78(6), pp. 2008-2024.
- CABRAL, J. (1982): Factores sismotectónicos para la selección de sitios para centrales nucleares. *Geonovas*, 1(5), pp. 37-45.
- CANEROT, J. (1974): Recherches géologiques aux confins des Chaînes Iberiques et Catalane (Espagne). *Enadimsa Ser.*, 5(4), pp. 1-517.
- CAPOTE, R. (1978): Tectónica española. *Semin. Criter. Sismic. Instal. Nucl. Obr. Publ. Asoc. Ing. Sísmica*, pp. 1-30.
- CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1978): La tectónica postmiocena del sector central de la Depresión del Tajo. *Bol. Geol. Min.*, 82(2), pp. 114-122.
- CAPOTE, R.; DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M., y GONZÁLEZ DE VALLEJO, L. (1986): Determinación de los elipsoides de esfuerzo y deformación de la Tectónica actual en la región de Alborán a partir del análisis poblacional de los mecanismos focales de terremotos. *I Jorn. Estud. Fenom. Sísmico y su incid. en Orden. Territorio*, 1.1, pp. 1-12.
- CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J. M., y DE VICENTE, G. (1987): Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central del Sistema Central Ibérico. *Cuadernos Lab. Xeol. Laxe*, 11, pp. 305-311.
- DE VICENTE, G. (1988): *Análisis poblacional de Fallas. El Sector de Enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doct. Univ. Complutense Madrid, pp. 1-317.
- DEWEY, J. F.; PITMAN, W. C.; RYAN, W. B. F., y BONNIN, J. (1973): Plate Tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. America Bull.*, 84, pp. 3137-3180.
- FONTBOTE, J. M., y VERA, J. A. (1983): La Cordillera Bética. *En Geología de España. Lib. Jubilar J. M. Ríos*, 2, pp. 205-342.
- GARCÍA DUEÑAS, V., y MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J. M. (1988): Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio Cortical de Alborán, el Despegue Extensional de Filabres (Béticas orientales). *Geogaceta*, 5, pp. 53-55.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *ITGE*, pp. 1-113.
- LEFORT, J. R., y VAN DER VOO, R. (1981): A Cinematic model for the collision and complete suturing between Gondwanaland and Laurasian in the Carboniferous. *Jour. Geology*, 89, pp. 537-550.
- PORTERO GARCÍA, J. M., y ALVARO LÓPEZ, M. (1984): La Depresión del Guadalquivir, Cuenca de Antepaís durante el Neógeno: Génesis, evolución y relleno final. *I Congr. Esp. Geología*, 3, pp. 241-252.
- RIBEIRO, A., y MOITINHO DE ALMEIDA, F. (1981): Geotermia de baixa entalpia em Portugal continental. *Geonovas*, 1(2), pp. 60-71.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1978): Datos sobre las deformaciones neógenas y cuaternarias del sector de Padul (Granada). *En Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Univ. Granada*, pp. 197-218.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983): La Neotectónica de las Cordilleras Béticas. *Geología de España. Lib. Jubilar J. M. Ríos*, 2, pp. 469-485.
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Inst. Estudios Turolenses, pp. 1-269.
- UDÍAS, A. (1967): The focal mechanism of earthquakes in the Southern Coast of Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 4, pp. 229-239.
- UDÍAS, A.; LÓPEZ ARROYO, A., y MEZCUA, J. (1976): Seismotectonics of the Azores-Alborán región. *Tectonophysics*, 31, pp. 259-289.
- VEGAS, R. (1974): Wrench (transcurrent) fault system of the South-Western Iberian Peninsula: paleogeographic and morphostructural implications. *Geol. Rundschau*, 64, pp. 266-278.
- VEGAS, R., y BANDA, E. (1982): Tectonic framework and Alpine of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, 4, pp. 320-343.

# Clima y vegetación

**J. M. Rubio Recio**

Facultad de Geografía e Historia  
Universidad de Sevilla  
41004 Sevilla

## RESUMEN

Se bosqueja la situación climática actual de la Península Ibérica, poniendo a la vegetación potencial en relación con ella y, después, con la variable suelos.

La Península Ibérica, por su posición latitudinal y su situación entre el Atlántico y el Mediterráneo, está entre esos dos mundos de las latitudes medias, en las que se pasa de los climas tropicales a los templados. Pero los más de 500 m de altitud media y la disposición del relieve peninsular, hacen que el interior de España tenga un clima modificado, mediterráneo por su aridez y continental por sus temperaturas. Además, por encima de los 1.000 m aparecen climas alpinoides o alpinos, de alta montaña, con influencias atlánticas o mediterráneas según la situación en la que estén.

A esas cuatro variables responde la vegetación configurándose formaciones de bosques caducifolios o landas en la orla noratlántica; bosques perennifolios esclerófilos y maquis o garrigas en el resto del país; y bosques de coníferas, matorrales y prados de montaña de diferentes caracteres por encima de los 1.000 ó 1.500 m. Mas en cualquiera de las formaciones antedichas, pero sobre todo en la de los bosques esclerófilos, maquis y garrigas, los suelos actúan como selectores de unos grupos de especies u otros.

## ABSTRACT

*The actual climatological situation of the Iberic Peninsula is summarized, connecting it with the potential vegetation and later with different grounds.*

*The Iberic Peninsula because of its latitudinal sea position and its situation between the Atlantic Ocean and Mediterranean sea, is between those two zones of the medium latitudes where tropical climate passes to moderate climate. But the more than 500 m of medium altitud and the disposition of the Peninsular relief, make the climate of the interior parts of Spain different, mediterranean because of its aridness and continental because of its temperatures. Moreover above 1.000 m there is alpine-like climates of high mountains with Atlantic or Mediterranean influence depending on the situation.*

*The four types of climate connect with the vegetation appearing caducifolio wooder of lands in the Northern Atlantic zone; perennifolios woods and maquis or garrigas in the rest of the country; and coniferous woods, busnes and fields typical of mountains with different characters above 1.000 or 1.500 m. But in any of the mentioned formations, most of all in the esclerofilos woods, maquis and garrigas, the ground acts as selectors of one or another specimen.*

## 1. CLIMA

España, exceptuando las Islas Canarias, que se hallan en el mundo tropical, se localiza en la zona meridional de las llamadas «latitudes medias»: de los 36° a poco más de los 44° de latitud Norte. Precisamente, en la franja donde se produce la transición de los más meridionales climas semidesérticos, subtropicales, a los más septentrionales denominados templado oceánicos. Ello se percibe, sobre todo, en el Oeste peninsular, en su fachada atlántica.

Mas este cambio no es tan nítido en el Este peninsular que, con la mayor parte del Sur, por estar en contacto con el mar interior que es el Mediterráneo, con su clima particular, tiene otros caracteres climáticos, no alcanzándose la tipología oceánica.

Si la Península Ibérica hubiera sido una llanura, los climas de carácter atlántico y los mediterráneos hubieran penetrado hacia el interior del pequeño continente que es el conjunto luso-ibérico y se hubiera producido una transición gradual entre ambas situaciones climáticas. Posiblemente, con un claro dominio de los caracteres atlánticos, puesto que nos hallamos en una latitud en la que, en gran parte del año, dominan los flujos atmosféricos del Oeste.

Pero entran en juego, para modificar ese esquema, la altitud y la disposición del relieve peninsular.

Efectivamente, salvo por el Suroeste, la penetración hacia el interior de la Península de los flujos de componente Oeste tropiezan casi en la misma línea de costa con las rampas de unas cordilleras que, cuando menos, se elevan a los mil metros y, en bastantes casos, algunos cientos más.

Sin duda, de todos esos relieves, el bastión más importante es el que se alinea paralelo y cercano a la costa cantábrica, que desde Galicia llega a enlazar con el murallón de los Pirineos, hasta el mediterráneo Cabo de Creus.

Pero es que, además de esas circunstancias, el recinto interior de la Península, enmarcado por las cadenas de montañas periféricas, se halla, salvo en el centro del valle del Ebro, a una altura media superior a los 500 metros.

La suma de las dos situaciones descritas —disposición periférica de los relieves y altitud media elevada del interior—, continentaliza el clima de gran parte de España y, al aislarla de la influencia de la humedad procedente de los vientos del Oeste atlántico, hace que sea más asimilable al mundo y clima mediterráneo, mucho más seco. La vegetación será una fiel respuesta a lo que apuntamos, como después se verá.

Finalmente, las áreas de montaña, que culminan en los más de 3.400 metros del Pico Veleta, en Sierra Nevada, o del Aneto, en Pirineos, nos llevan a la existencia de unas zonaciones climáticas altitudinales, cuyos caracteres se salen de lo que pudiera esperarse en nuestras latitudes, y que llegan a los climas de tundra ártica.

Simplificando tendríamos entonces un área de *clima templado oceánico*, otra de *clima mediterráneo*, otra de *clima templado continental* de caracteres asimilables al Mediterráneo y unas cliseries altitudinales de *climas de montaña*,

no generalizables por igual, sino peculiares en cada relieve e incluso con variantes según la orientación de la vertiente que consideremos.

Localicemos y caractericemos ahora cada uno de estos tipos, insinuando las lógicas variables que se pueden encontrar en cada uno de ellos.

### **1.1. El clima templado oceánico**

Ocupa la costa norte, noroeste y oeste de España, penetrando al interior los pocos kilómetros que le permiten los relieves, puesto que la altitud introduce pronto variantes térmicas importantes que se desvían de la situación que se registra a nivel del mar. Los caracteres fundamentales son el que sus temperaturas medias están cercanas, bien por encima, bien por debajo, a los 10° C, y el que la oscilación térmica entre la media del mes más cálido y la del mes más frío no rebase los 11° ó 12° C. Las heladas al nivel del mar son poco frecuentes y poco intensas. Se trata de un clima térmicamente suave, porque las máximas veraniegas sólo ocasionalmente rebasan los 25° C.

La pluviosidad se sitúa casi siempre por encima de los 1.000 milímetros anuales, pero lo más importante es su distribución, relativamente homogénea a lo largo de los meses del año. Si bien hay un mínimo de verano, no es lo suficientemente acusado y, aunque ocasionalmente se produzca, no hay ningún mes seco en el año. En la costa las nevadas son raras.

Es la distribución en el año de las lluvias, y no sólo la cantidad, la que ha hecho que a la parte de la Península afectada por estas condiciones climáticas se la haya denominado la España húmeda, frente al resto, al que se le considera la España seca. Pero insistiendo en que es más por la distribución y no por la cantidad de la precipitación por lo que adquiere ese carácter y tal denominación, ya que en muchos puntos de las montañas de la España seca se producen precipitaciones tan elevadas o más, pero en cortos períodos de tiempo. Anticipemos que en uno de esos puntos de montaña, en la Serranía de Grazalema (Cádiz) se registra una de las mayores pluviosidades de la Península: 2.223 mm anuales.

Evidentemente, todo lo dicho cambia al penetrar de la costa noratlántica hacia el interior y entrar en juego la componente altitudinal: las temperaturas mínimas son cada vez más bajas, la pluviosidad puede llegar a duplicarse y al ganar altura se materializan en forma de nieve, hasta permitir que en puertos de montaña que se hallan a 1.500 m existan estaciones de invierno para la práctica del esquí.

### **1.2. El clima mediterráneo**

Ocupa la costa este y sur de la Península y, como el clima anterior, penetra tierra adentro sólo lo que le permite el relieve, que actuará sobre todo como modificador de los caracteres térmicos que reflejaremos a continuación. Las medias anuales pueden ir desde los 19° C de Sevilla o los 18,6° C de Málaga a los 14° C de Gerona. La oscilación térmica intraanual —diferencia entre las temperaturas medias del mes más cálido y el más frío—, que puede ser baja si consideramos la de Gibraltar, que es de 11° C, se eleva en la costa de Gerona o en las de las Baleares a algo más de 15° C. Pero los que resultan significativos y diferenciadores frente a los del clima anterior son los valores extremos de las máximas. Entre Gibraltar y el Cabo de Gata (Almería) no se producen temperaturas bajo cero; esa Costa está libre de heladas; en el Suroeste atlántico son rarísimas; en el Levante raras, y menos raras ya en Cataluña. Respecto a las máximas, en toda la costa se rebasan con facilidad los 30° C; en algunos puntos, los 40° C, y en situaciones interiores como la de Sevilla, los 45° C. Y un matiz importante es que esas temperaturas máximas pueden producirse en cualquier momento del período veraniego y persistir durante días.

Las precipitaciones más bajas de la Península se registran en el sector costero que va desde el Cabo de Gata al de La Nao (Alicante), donde son inferiores a los 300 mm anuales. Desde esos dos puntos hacia el Norte o hacia el Oeste aumentan hasta rebasar en Huelva o en Gerona los 500 mm. Pero lo que es verdaderamente importante es que esas precipitaciones se concentran en cortos períodos de tiempo, treinta días de precipitación tan sólo en el caso mínimo de Murcia, y el doble en el caso del litoral catalán, en su sector más septentrional, y también el que se produce con irregularidad cuantitativa y en el tiempo. Respecto a cuando se producen, signifiquemos primero

que de mayo a septiembre, y sobre todo en los tres meses veraniegos, las lluvias son raras y ocasionales. El Sureste español en concreto es un verdadero semidesierto.

Si las nevadas no son raras en Barcelona, sí lo son en Levante y rarísimas —una vez en el siglo— en el Sur.

### 1.3. El clima templado continental de influencia mediterránea

Cubre un gran espacio de España: la Submeseta Norte, la Submeseta Sur, el Valle del Ebro y la mitad interior del Valle del Guadalquivir. La diferente situación latitudinal y altitudinal de cada una de esas unidades o de puntos dentro de ellas provoca variantes sobre la generalización con la que las vamos a caracterizar. No deje ello de tenerse en cuenta. Las medias anuales de temperatura pueden ir desde los 10° C de Burgos a los 15° C de Ciudad Real o de Zaragoza, o a los 16,4° C de Jaén. Son valores que no difieren de los de las costas que hay a la misma latitud, pero sí difieren, y mucho, los valores de la oscilación térmica intraanual, que siempre está por encima de los 16° C, pudiéndose alcanzar los 21° C. que se registran en Burgos. Quiere decirse que los valores extremos se distancian y se hacen más intensas las máximas o las mínimas, según los casos. Así, por ejemplo, en la Submeseta Norte las heladas podrán rebasar con facilidad los 10° C bajo cero, iniciarse ocasionalmente en octubre y aparecer, también ocasionalmente, en mayo; mientras, la Submeseta Sur, el Valle del Ebro o el del Guadalquivir nos darán las máximas, con valores superiores a los 40° C.

El volumen medio de las precipitaciones anuales se sitúa entre los 400 y los 600 mm, adoleciendo de la misma irregularidad intraanual e interanual que las mediterráneas. Además, pueden producirse series de años secos. La irregularidad interanual de este clima se puede entender mejor diciendo que uno de cada tres o cuatro años tiene un comportamiento normal, próximo a los valores dados como medios, y uno de cada diez con precipitaciones muy por encima de la media.

Los días de nieve son habituales en la Submeseta Norte, no raros en el Valle del Ebro o en la Submeseta Sur y más en el valle interior del Guadalquivir.

### 1.4. Climas de montaña

Al ascender por cualquiera de nuestros relieves montañosos los caracteres térmicos se endurecen. Si aplicamos el gradiente de disminución de la temperatura al aumentar la altitud, 0,6° C cada 100 metros por término medio, la temperatura media anual del Pico Veleta sería de 2° C bajo cero, y algo más baja la del Pico de Aneto. Por otro lado, la oscilación térmica intraanual se eleva como en los climas continentales, y un nuevo valor, la oscilación térmica diaria, diferencia entre los valores máximo y mínimo en veinticuatro horas, se convierte en muy significativo y puede alcanzar cifras superiores a los 25° C.

Las precipitaciones no permiten aproximaciones generalizantes, ya que están muy condicionadas por la exposición y la localización de las montañas. Ya apuntamos cómo la Serranía de Grazalema (Cádiz), con sus poco más de 1 600 m de altitud, por ser una pantalla frente a los vientos oceánicos del Suroeste, condensa la máxima precipitación de la Península, aunque en un corto número de días de lluvia, mientras a sus espaldas la Sierra de las Nieves, al Este de Ronda (Málaga), con altitud parecida, no condensa ni la mitad. El contraste de las vertientes Norte y Sur en nuestras grandes cordilleras septentrionales, mucho más húmeda la Norte que la Sur, es también notorio.

En cuanto a las precipitaciones en forma de nieve —normales por encima de los 1.500 m, con las diferencias lógicas en función de la latitud—, sólo en los Pirineos alimentan pequeñas manchas de hielos permanentes. Por encima de los 2.000 m, en la mitad Norte de la Península y en Sierra Nevada, la nieve se mantiene doscientos o más días del año sin fundirse. El que se mantenga más o menos está también en relación no sólo de la latitud, sino con lo favorable o desfavorable de la exposición.

Digamos como reflexión final que la gama de las situaciones climáticas de nuestras montañas y, dentro de cada una de ellas, de sus vertientes y enclaves es múltiple.

## 2. LA VEGETACION

La vegetación española es una respuesta clara al condicionante climático, aunque si se profundiza algo más hay que hacer entrar en juego otros factores para explicar variantes y situaciones que no responden a aquél.

En nuestra descripción vamos a prescindir de lo que de destructivo o constructivo haya hecho el hombre con la vegetación a lo largo de la historia. Aunque referencias haremos a ello, y el paisaje hispano esté dominado por los espacios agrarizados, sin restos de la vegetación espontánea, la visión que vamos a dar es la de lo que sería la situación natural de nuestro paisaje vegetal, sin la masiva alteración que el hombre ha realizado.

Decíamos que el clima no lo explicaba todo. Efectivamente, el suelo —sus caracteres—, pueden agravar o no las circunstancias climáticas de un lugar. Y los componentes químicos podrán actuar como selectores de las especies vegetales. La presencia de agua —no de precipitación— en el suelo independizará a la vegetación que surja sobre él del factor pluviosidad.

En otro orden de cosas, hay también que considerar que la vegetación actual es el producto de unas circunstancias pasadas. Las circunstancias paleogeográficas, en su sentido más amplio, facilitaron el acceso y la instalación en la Península de unas especies; los cambios acaecidos tendieron a expulsar a algunas de ellas, mientras favorecían la presencia de otras. Pero entre las primeras hubo las que se defendieron de la hostilidad del nuevo medio refugiándose en enclaves topográficos y/o altitudinales.

España, por otra parte, forma parte de una Península, la Ibérica, bastante aislada de los espacios continentales que tenemos próximos. Y también algunas de nuestras montañas son islas climáticas. El tocar este aspecto es para poner de relieve otra de las peculiaridades que hay que tener en cuenta para la mejor comprensión de nuestra vegetación, ya que ese aislamiento ha favorecido la especiación y la aparición de especies originales, endémicas, de la misma manera que ello ocurre, aunque en mucho mayor grado y proporción, en las Canarias o en otras islas.

Teniendo todo esto en cuenta, y sobre la base de las unidades climáticas establecidas, diseñaremos las grandes unidades de la vegetación española, apuntando las variantes que lo no climático ha impuesto.

En el área del que hemos llamado *clima templado oceánico* se configuran dos grandes formaciones vegetales: en origen dominaría la *Aestisilva* y secundariamente la *Ericilignosa*, que después se ha visto favorecida por el hombre, en detrimento de la primera. Con la denominación *Aestisilva* se nombra a los bosques de hoja caduca, que en el caso español están dominados por la presencia de dos especies: el roble (*Quercus robur*) y el haya (*Fagus sylvatica*). El primero se instala sobre sustratos ácidos y la segunda sobre sustratos básicos. Les acompañan de forma secundaria el castaño (*Castanea sativa*), favorecida por el hombre; el fresno (*Fraxinus* sp.), el tilo (*Tilia* sp.), el arce (*Acer* sp.), sauces (*Salix* sp.), chopos y álamos (*Populus* sp.), avellanos (*Corylus* sp.). En altura al *Quercus robur* le sustituye el marojo (*Quercus pyrenaica*), más rústico y que desborda ese área climática penetrando en los espacios continentales.

En los suelos más pobres o empobrecidos por la acción humana se desarrolla la citada *Ericilignosa*, que no es sino un matorral conocido genéricamente con el nombre vulgar de «landa». Sobre sustratos ácidos, que por su pobreza natural serían las áreas de implantación original, el matorral está compuesto de forma dominante por brezos, ericáceas, y de ahí el nombre de la formación, entre las que reseñaríamos como más características a la *Erica ciliaris*, *E. arborea*, *E. scoparia*, *E. cinerea*, etc. Sobre sustratos básicos, la destrucción del bosque ha devenido en un matorral de fisonomía parecida al anterior, pero en el que dominan como especies más representativas unas leguminosas, los tojos (*Ulex europaeus* y *Ulex nanus*), entre otras. Brezales y tojales cubren amplios espacios de la llamada España húmeda o atlántica, en la que pinos y eucaliptos, de los que hay abundantes masas, son especies introducidas.

Sí hay que destacar cómo en el espacio que acabamos de analizar existen pequeños enclaves de aridez edáfica, provocados por la presencia masiva de calizas, que hacen aparecer a especies claramente mediterráneas, como la encina (*Quercus rotundifolia*), que llegan a formar pequeños rodales.

El resto de España, salvo las áreas de montaña, está dominado por el carácter irregular y escaso de las precipitaciones. Como factor en mínimo, es el condicionante fundamental. El resultado de la acomodación a esa circunstancia es la aparición de la formación llamada *Durilignosa* en su doble variante: *Durisilva* y *Durifruicticeta*, siempre muy alteradas por la secular intervención del hombre. Con esas dos denominaciones se nombra al bosque mediterráneo y a los matorrales mediterráneos, que son dos formaciones de hojas perennes, pequeñas, en general coriáceas, a veces pinchudas y con frecuencia portadoras o impregnadas de esencias.

Los bosques mediterráneos tienden a ser monoespecíficos, en cuanto a especies arbóreas se refiere. La encina (*Quercus rotundifolia* y *Quercus ilex* en el NE. hispano), como especie arbórea más tolerante, es la más difundida en todo el ámbito peninsular. El encinar, aunque destruido masivamente, aclarado y podado por el adehesamiento, ha sido el bosque por excelencia de nuestra patria. En el Oeste peninsular aún son muchas las superficies cuyo paisaje está informado por la encina como árbol. En otros lugares, la corta a mata rasa, realizada en ciclos de más o menos quince años, las lleva al estado de chaparro, configurando los llamados «montes» (término forestal) de muchos páramos de la meseta castellana. Queda excluida la encina del estricto borde costero del Mar Mediterráneo o de los espacios continentales más fríos y con aridez edáfica; por ejemplo, cuando páramos o parameras se acercan a los mil metros de altitud. El borde de la costa mediterránea es el dominio del palmito (*Chamaerops humilis*), del acebuche (*Olea europaea*) y del algarrobo (*Ceratonia siliqua*); y en el SE. peninsular, en el subdesierto, con el matorral escaso y abierto de pequeñas leñosas, un símbolo de la desértica África: el *Tetraclinis articulata*. Y en los fríos, áridos y altos páramos continentales, como los de Molina de Aragón o de Soria, prosperan bosques de sabinas (*Juniperus thurifera*).

Otras masas arbóreas con significación en la España seca son los alcornoques (*Quercus suber*). Pero estos bosques están circunscritos por la intolerancia de esta especie a otras condiciones, a los espacios con suelos silíceos y precipitaciones en torno a los 600 mm, condiciones que se dan en el Sur de la provincia de Cádiz, en bastantes lugares de Extremadura y también de Cataluña.

Dijimos al hablar de la España húmeda que, al ganar altura, aparecía un roble, el marojo (*Quercus pyrenaica*), que desborda la cordillera hacia el Sur y penetraba en los ámbitos del clima continental, como así es. Se trata de una clara especie transicional, como la de algún otro roble, cuyo comportamiento de renovación foliar nos lo pone de manifiesto. La hoja que muere en el otoño persiste seca en el árbol hasta que al brotar las nuevas en primavera cae. Son las llamadas hojas marcescentes y este carácter lo tienen también el *Quercus lusitanica*, el *Quercus faginea* y el *Quercus canariensis*, habitantes todos de diferentes lugares de la España seca. Mientras el marojo forma bosques, sobre todo en la mitad Norte, sobre suelos silíceos o arcillosos, por ejemplo, en el reborde Sur de la Cordillera Cantábrica o en el sopié del Sistema Central; el *Quercus lusitanica* es más basófilo, pero también soporta los fríos norteños, y los dos restantes, más termófilos, aparecen sobre todo en los pisos montañosos de la mitad suroccidental de España.

Siguiendo en la España seca, en las calizas del Este peninsular, una conífera muy termófila y xerófila, el pino de Alepo (*Pinus halepensis*) configura importantes manchones de bosque, porque es capaz de colonizar suelos muy poco profundos y desarrollados.

Otros pinares como los del Centro-Sur de la cuenca del Duero, los de la llamada «tierra de pinares», de *Pinus pinea*, sobre todo, y alguna masa de *Pinus pinaster*, aunque de origen muy antiguo, parecen ser de origen antrópico, si bien, perfectamente aclimatados, se autorreproducen y tienen carta de naturaleza probada.

La pobreza del suelo en unos lugares y la acción humana en otros se traducen en el ámbito de la España seca en la existencia de amplias superficies ocupadas por formaciones arbustivas o de leñosas menores, de variados portes y densidades que, con una denominación globalizadora y en una primera aproximación, incluiríamos en la formación *Durifruticeta* o en la designación genérica de «arbustales y/o matorrales mediterráneos».

Se trata de una formación cuyas características fisonómicas ya esbozamos, poliespecífica, en la que el dominio de alguna especie, nunca de forma absoluta, hace que el hombre de campo las denomine con singular precisión y acierto: madroñales (*Arbutus unedo*), lentiscas (*Pistacia lentiscus*), charnecales (*Pistacia terebinthus*), coscojares (*Quercus coccifera*), jarales (*Cistáceas* diversas), aulagares (*Leguminosas* espinosas diversas), tomillares (*Thymus* sp.), retamares (*Lygos* sp.), romerales (*Rosmarinus officinalis*), bujedos (*Buxus sempervirens*), cantuesares (*Lavandula* sp.), escobonales (*Sarothamnus scoparius* y *Cytisus* sp.), jaguarzales (*Halimium halimifolium*), herguenales (*Calycotome villosa*), gayubares (*Arctostaphylos uva-ursi*), palmitares (*Chamaerops humilis*) y quizá algún otro.

Hacia el Sureste hispano la pobreza edáfica y la aridez dan lugar a la formación de los espartales (*Lygeum spartum* y *Stipa tenacissima*), con los que ya estaríamos en el semidesierto.

Otros dos nombres genéricos cubren el amplio espectro de los matorrales mediterráneos: los de «maquis» y «garriga». El primero se refiere a las formaciones densas y ricas, incluso con algún árbol, con portes que rebasan la altura de un hombre y que se desarrollan sobre todo instalándose sobre suelos silíceos. Mientras que la segunda es más pobre, llegando a dejar entre las matas bastante espacio descubierto y se instala sobre suelos calcáreos.

Sobre muchas de estas masas ha actuado el hombre de una manera muy destructiva y secularmente. Y las formaciones degradadas resultantes con frecuencia han sido nominadas no muy felizmente con el nombre de «estepas». Esa palabra tiene significación múltiple y su empleo puede inducir a errores. En castellano vernáculo, el hombre de campo la ha emplazado y la emplea para nominar a ciertas jaras, y ya eso debiera ser razón suficiente para su no utilización científica. Las verdaderas «estepas» son las del Asia central, en cuya configuración no ha intervenido el hombre, y son una formación vegetal de pequeñas leñosas dispersas, con mucho espacio abierto, que en la estación favorable ve desarrollarse un tapiz de gramíneas más o menos efímeras. Si a algo parecido se ha llegado en la España seca ha sido de la mano del hombre y ello no justifica que se las nomine así. Por otro lado, están los espacios, en este caso sí estépicos, en los que la presencia de sales en el suelo, con su enorme poder selector, ha dado lugar a la existencia de una formación a base de pequeñas leñosas halófilas o gypsófilas, con las herbáceas estacionales pertinentes. Esto ocurre en las áreas meseteñas, en las que la sedimentación terciaria, continental, sobre todo del mioceno, ha generado suelos de margas yesosas o espacios endorreicos con precipitados o cristalizaciones salinas, que también podemos encontrar en el Valle del Ebro. Fue Willkom quien primero describió estas estepas sobre suelos con sales y lo hizo con propiedad, pero después el concepto se generalizó a los «desertizados» de origen antrópico por el botánico Reyes Prosper, extendiendo el concepto y nominación de estepas a superficies y formaciones que, *sensu stricto*, no lo eran, como de forma concluyente probó E. Huguet del Villar.

En este mundo mediterráneo de la España seca las márgenes de los cursos de agua, con la humedad edáfica permanente que brindan, ven desarrollarse una vegetación arbórea que, liberada de la sequía climática de esta zona, tiene la fisonomía de la de los bosques de la España húmeda, aunque no sean todas las especies de ella las que aparecen. En los sotos o riberas fluviales de los ríos de la España seca aparece un bosque de hoja caduca, compuesto por chopos (*Populus* sp.), álamos (*Populus alba*), olmos (*Ulmus* sp.), fresnos (*Fraxinus* sp.), alisos (*Alnus* sp.) y sauces (*Salix* sp.), que según los caracteres de humedad y termicidad configuran alisedas, choperas, fresnedas, saucedas o alamedas que, si la humedad aparece fuera de los cauces fluviales, también pueden surgir. Son, por lo tanto, bosques asimilables a la formación *Aestilignosa*.

Finalmente, en las montañas, por encima de los 1.000 m, y según latitudes y exposiciones, se escalonan pisos de vegetación diversos.

En los Pirineos, Cordillera Litoral Catalana, Cordillera Ibérica y Sistema Central, los bosques de pino silvestre o pino Balsaín (*Pinus sylvestris*) son habituales. Mezclándose con él, pero en altitudes algo mayores, aunque casi sólo en la Cordillera Cantábrica y en los Pirineos, se da bien el haya (*Fagus sylvatica*), especie cuyas masas más meridionales están en el bosque de Montejo de la Sierra, en la parte Este del Sistema Central y de forma relictas en la Sierra de Béjar.

Ya sólo en los Pirineos el piso del haya enlaza con el del abeto (*Abies alba*), cuyos mejores bosques se instalan entre los 1.300 y 1.600 m, aunque llegan a los 2.000.

Por encima de ellos tenemos a los bosques a mayor altura en España, en los que junto a abedules (*Betula* sp.) puede dominar el pino negro (*Pinus mugo* o *uncinata*), que aparece de forma residual en algún enclave de la parte septentrional de la Cordillera Ibérica. En esas alturas, y también en inferiores, acebos (*Ilex aquifolium*), tejos (*Taxus baccata*), serbales (*Sorbus* sp.) y los ya citados abedules, son otros árboles o arbolillos que acompañan en estos pisos altos a las especies dominantes.

En la montaña, matorrales diversos, de los que los piornales (*Citrus purgans*) son un buen ejemplo, sustituyen al bosque alpino. En la Cordillera Cantábrica y en Pirineos los abedulares (*Betula* sp.) pueden llegar a tener significación. Y cuando la pendiente lo permite, los prados alpinos —«brañas» en la Cordillera Cantábrica—, «alpes» en realidad, que han sido en gran parte ampliados por la acción humana, ocupan bastantes superficies a partir de los 1.500 m.

El efecto de cumbre, en la mayor parte de las alturas de nuestras Cordilleras, da pie a que en ellas sólo aparezcan manchas de matorral almohadillado a base de ericáceas y leguminosas espinosas, entre las que pueden aparecer enebros (*Juniperus communis* spp. *nana* y *hemisphaerica*). Y por encima de los 3.000 m vegetación de tundra.

Por su importancia, si no espacial, sí biológica, debe hacerse referencia al fenómeno de la presencia de especies relictas o relícticas, junto con las de carácter endémico.

Dentro de la vegetación arbórea, el caso más significativo es el de los abetos conocidos con el nombre de pinsapos (*Abies pinsapo*), que se retrepan, formando masas muy puras, en las vertientes Norte de tres macizos montañosos



de las provincias de Cádiz y Málaga, sobre todo entre los 1.300 y 1.500 m: Sierras del Pinar, de las Nieves y Bermeja. La hipótesis sobre su origen se relaciona con la última retirada de los hielos cuaternarios. Tras ellos se fueron hacia el Norte los abetos, que en aquella época llegaban hasta los bordes del actual Sahara. Pero si la retirada de la mayoría fue latitudinal, algunos lo hicieron altitudinalmente, refugiándose en los enclaves montañosos favorables del ámbito mediterráneo, tanto norteafricano como europeo. Al hacerlo se convirtieron en unas poblaciones isla, que dejaron de tener intercambio genético con las poblaciones matrices que se desplazaron hacia el Norte. El aislamiento y la presión climática, sin llegar a eliminarlas, las hizo diferenciarse biológicamente y hoy constituyen especies distintas de las que en su día procedieron. Son así unas especies reliquia.

El aislamiento de la Península Ibérica con respecto a las tierras vecinas, y el aislamiento y ecología original de muchas de nuestras montañas, ha facilitado la especiación y la aparición de endemismos. Así, de las más o menos 8.000 especies vegetales de la Península, no menos de 700 son endémicas, siendo Sierra Nevada el espacio que las posee en mayor proporción.

### 3. BIBLIOGRAFIA

#### Clima

- CAPEL MOLINA, J. J. (1981): *Los climas de España*. Ed. Oikos-Tau. Barcelona, 429 págs.
- EMBERGER, L.; GAUSSEN, H., y PHILLIPPIS, W. de (1963): *Carte bioclimatique de la zone méditerranéenne*. Ed. UNESCO, París. Un mapa y un texto de 60 págs.
- FONT TULLOT, I. (1983): *Climatología de España y Portugal*. Ed. Inst. Nac. de Meteorología. Madrid.
- LINES ESCARDÓ, A. (1979): *The climate of the Iberian Peninsula*, en *World Survey of Climatology*. H. E. Landsberg (Edit.). Ed. Elsevier. New York, 5.
- MASACHS ALAVEDRA, V. (1954): *El clima, en Península Ibérica. Geografía Física*. Dirigida por Manuel Terán. Ed. Montaner y Simón. Barcelona.

#### Vegetación

- BELLOT, F. (1978): *El tapiz vegetal de la Península Ibérica*. Ed. Herman Blume. Madrid.
- CEBALLOS y FERNÁNDEZ DE CÓRDOBA, L. (1945): *Los matorrales españoles y su significación*. Ed. Real Ac. de C. E. F. y N. Madrid.
- CEBALLOS y FERNÁNDEZ DE CÓRDOBA, L., y otros (1966): *Mapa forestal de España*. Ed. Ministerio de Agricultura. Madrid.
- ERN, H. (1966): *Die dreidimensionale Anordnung der Gebirgsvegetation auf der Iberischen Halbinsel*. Ed. Ferd. Dümlers Verlag. Bonn.
- FERNÁNDEZ GONZÁLEZ, F. (1986): *Los bosques mediterráneos españoles*. Ed. MOPU. Madrid.
- FERRERAS, C., y AROCENA, M. A. (1987): *Guía Física de España: 2, Los bosques*. Ed. Alianza. Madrid.
- FONT QUER, P. (1954): *La vegetación, en Península Ibérica. Geografía Física*. Dirigida por Manuel Terán. Ed. Montaner y Simón. Barcelona.
- ORTUÑO, F., y CEBALLOS, A. (1977): *Los bosques españoles*. Ed. Incafo. Madrid.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S. (1982): «Étages bioclimatiques, secteurs chorologiques et séries de végétation de l'Espagne méditerranéenne». *Rev. Ecología Mediterránea*. 8, 275-288. Marsella.
- VÁZQUEZ, V. M. (1985): *El bosque atlántico*. Ed. MOPU. Madrid.

# Formaciones edáficas

J. Gallardo Díaz  
y J. L. Martín de Vidales

Departamento de Química Agrícola, Geología  
y Geoquímica  
Facultad de Ciencias, Universidad de Madrid (Cantoblanco)  
28049 Madrid

## RESUMEN

En esta Memoria se describen las formaciones edáficas que son útiles para subdividir y correlacionar los sedimentos cuaternarios y que pueden indicar posibles cambios climáticos. Asimismo, se estudian también aquellas que tienen una gran representación superficial y están relacionadas con las condiciones climáticas y geológicas de nuestro país. Para la clasificación de los suelos se ha adoptado la sistemática francesa, indicando también, para cada tipo de suelo, su orden correspondiente en la clasificación americana. Según su estado evolutivo, los suelos se han agrupado en cuatro grandes tipos: policíclicos, antiguos, compuestos y actuales. Para cada suelo se indican sus caracteres generales, génesis, evolución, localización y extensión.

## ABSTRACT

*It is described in this paper the soils which are an aid in the subdivision and correlation of Quaternary sediments, and can help infer possible climatic changes. Likewise, it is studied here the soils that have a great superficial entity and are related to climatic and geological conditions existing in our country. We classify soils according to French Systematic, but pointing out the correlative order in the Soil Taxonomy. According to the degree of evolution soils have been grouped in four main types: polycyclics, olds (anciens), compounds (composés) and recent. We indicate for every soil its general characteristics, genesis, evolution, situation and expanse.*

## 1. INTRODUCCION

El encuadre de diferentes formaciones edáficas para el Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, presenta como dificultad fundamental la adopción de un determinado tipo de clasificación, dado que en Edafología como en otras Ciencias de la Naturaleza, no existe una clasificación única jerarquizada que abarque aspectos, aparentemente tan dispares, como la génesis del suelo y su aprovechamiento agrícola.

Por la temática de la presente Memoria se ha adoptado la clasificación francesa de Duchaufour (1984), ya que esta clasificación, elaborada en 1967 sobre una base genética, hace intervenir en cierta medida criterios ecológicos. No obstante, debido a las peculiares condiciones ecológicas de España, en algunos casos no se la ha seguido con un rigor estricto, aunque hemos intentado conservar al máximo su filosofía.

Por otra parte, hemos creído necesario dividir las formaciones edáficas del Cuaternario de España en cuatro grandes grupos según su evolución: suelos policíclicos, antiguos, compuestos y actuales.

En los suelos policíclicos se incluyen los que han sufrido dos ciclos de evolución sucesivos, correspondientes a fases climáticas diferentes y conservan algunos rasgos del ciclo antiguo. Es importante matizar que en la mayoría de los suelos policíclicos ha habido una fase de interrupción entre dos de edafogénesis, conservándose también rasgos de esa interrupción. Entre los suelos policíclicos de España se incluyen los suelos ferralíticos y los ferruginosos.

Los suelos antiguos son suelos de las zonas templadas o templado-cálidas, anteriores al Holoceno, que han sufrido fases de aceleración-ralentización, pero con una sola edafogénesis. En los suelos antiguos se incluyen la Terra Rossa, los suelos rojos ferralíticos y los suelos pardos ferralíticos.

Las edades de los suelos policíclicos y antiguos españoles varían entre el final del Terciario (Plioceno) y el Pleistoceno superior.

En los suelos compuestos se incluyen los formados a expensas de dos materiales geológicos distintos; en la mayor parte de los casos el material más antiguo es, de hecho, un paleosuelo, que tan sólo es ligeramente afectado por la edafogénesis actual (enraizamiento). En este grupo se incluyen los suelos pardos con costra caliza, planasoles y suelos pardos con fragipán.

El grupo de los suelos actuales está constituido por suelos holocénicos (menos de diez mil años) que únicamente han sufrido un ciclo evolutivo. Este es el caso de los podsoles, histosoles, suelos pardos, suelos salinos, vertisoles (1), andosoles, rendsina, ranker y suelos aluviales.

(1) El caso de los vertisoles es algo atípico. Así cuando el material originario es rico en arcillas expandibles, su proceso de formación es muy rápido, caso de los materiales margosos y arcillosos de la Campiña Andaluza, tratándose entonces de suelos actuales. Por el contrario, si el material originario son rocas cristalinas fácilmente alterables, el proceso de vertisolización es muy lento, tratándose entonces de suelos antiguos (paleovertisoles).

Para cada uno de estos diecisiete tipos de suelos (fig. 1) se indica, además, su equivalencia a nivel de orden en la clasificación americana.



**Suelos policíclicos**

1. Suelo ferralítico (Oxisol). Comarca de las Mariñas. Penillanura miocena. ¿Terciario?
2. Suelo ferruginoso (Ultisol). Puebla de Beleña-Guadalajara. Piedemonte villafranquiense. Pliocuaternario.

**Suelos antiguos**

3. Terra Rossa (Alfisol). Comarca de Huete-Cuenca. Caliza páramo. Pliocuaternario.
4. Suelo rojo fersialítico (Alfisol). La Rinconada-Sevilla. Terrazas + 18-50 m. Pleistoceno medio.
5. Suelo pardo fersialítico (Alfisol). Santa Teresa-Salamanca. Terrazas + 10-15 m. Pleistoceno superior.

**Suelos compuestos**

6. Suelo pardo con costra caliza (Inceptisol). Valdepeñas-Ciudad Real. Pleistoceno-Holoceno.
7. Planosol (Alfisol). Navalmoral-Cáceres. Pleistoceno-Holoceno.
8. Suelo pardo con fragipán (Inceptisol). Puerto de Cotos-Madrid. Coluviones. Pleistoceno superior-Holoceno.

**Suelos actuales**

9. Podzol (Espodosol). Las Villuercas-Cáceres. Coluviones cuarcíticos. Cuaternario reciente.
10. Histosol (Histosol). Puerto de los Tornos-Santander. Holoceno.
11. Suelo pardo (Inceptisol). Corral de Almaguer-Toledo. Holoceno.
12. Suelo salino (Aridisol). Puig-Valencia. Sedimentos de Albufera. Holoceno.
13. Vertisol (Vertisol). Utrera-Sevilla. Cuaternario reciente.
14. Andosol (Inceptisol). Montes de Agua García-Tenerife. Depósitos de cenizas y lapilli. Holoceno.
15. Rendzina (Mollisol). La Llacuna-Barcelona. Coluvión calizo. Holoceno.
16. Ranker (Inceptisol). Vivero-Lugo. Holoceno.
17. Suelo aluvial (Entisol). Santa Teresa-Salamanca. Llanura aluvial. Holoceno.

**Fig. 1. Suelos representativos del Cuaternario de España.**

**Fig. 1. Representative soils of Cuaternary of Spain.**

## 2. SUELOS POLICICLICOS

### 2.1. Suelo ferralítico (Oxisol)

Es el suelo característico de las superficies antiguas, llanas o suavemente onduladas, de las regiones tropicales o subtropicales húmedas. Su proceso de formación es lento, requiere cientos de miles de años y está inducido por una intensa alteración y acusado lavado. Como resultado de ello, el suelo está constituido por una mezcla de cuarzos, arcillas de tipo 1:1 y óxidos de Fe y Al. Otras características importantes son la carencia, o al menos pobreza, en minerales alterables, y la baja capacidad de cambio catiónico, inferior a 16 meq./100 g de arcilla.

Silva, García Rodeja y Macías (1985) han encontrado vestigios de este tipo de suelo en Galicia, y el Centro de Edafología y Biología Aplicada del Cuarto (VII Reunión de Ludor, Sevilla, 1978) presentó un perfil edáfico en el Sur de Andalucía que tenía algunas de sus características.

En realidad, no es posible hablar de áreas de suelos ferralíticos en España, sino más bien de relictos puntuales sobre antiguas superficies. En cualquier caso, estos relictos tienen gran valor como indicadores paleoclimáticos, ya que estos suelos requieren para su formación, además de tiempo, régimen isohipertérmico y elevada precipitación. La edad de estos relictos es probablemente terciaria.

### 2.2. Suelo ferruginoso (Ultisol)

Este tipo de suelo se extiende por las zonas de latitudes medias y bajas con clima cálido-húmedo. En la estación húmeda la precipitación excede a la evapotranspiración y el agua fluye a través del suelo alcanzando el sustrato, horizonte C o R.

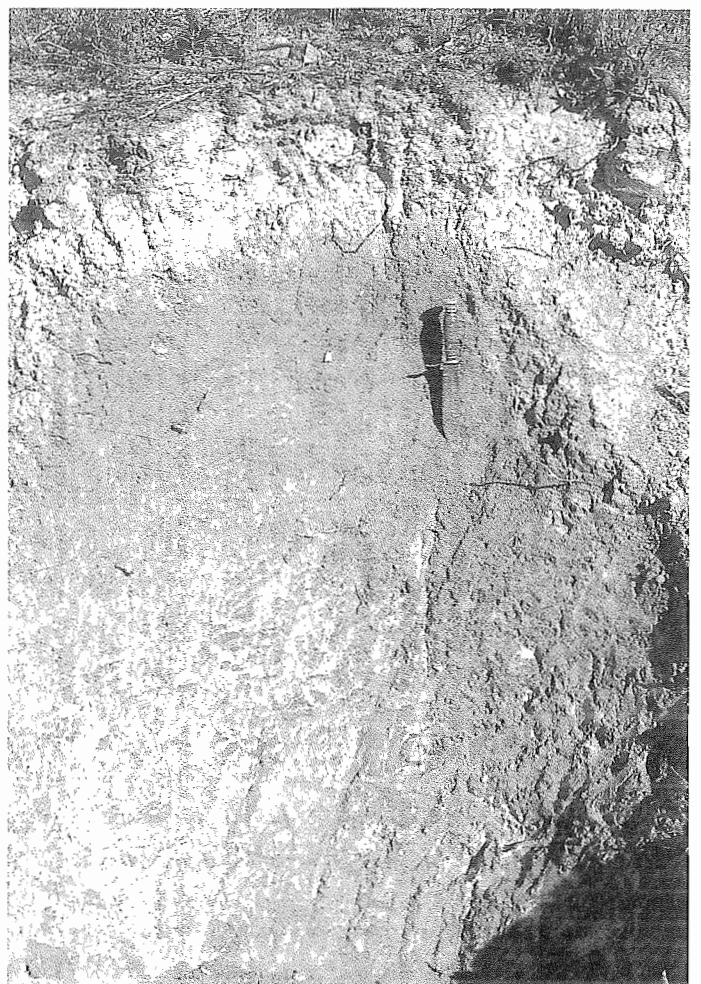


Foto 1. Suelo ferruginoso (Ultisol); el perfil muestra en superficie dos delgados horizontes:

A<sub>1</sub>: de acumulación de materia orgánica, muy poco en este caso, y E: de lavado en color claro.

En posición subsuperficial otros dos horizontes:

B<sub>1</sub>: rojo enriquecido en arcilla iluvial, y B<sub>2</sub> de segregación de hierro

*Photo 1. Ferruginous soil (Ultisol). The profile shows thin horizons in his surface. Four horizons are differentiated:*

*A<sub>1</sub>: a scarce organic matter content horizon.*

*E: weather («lessive») and clear color horizon.*

*B<sub>1</sub>: red and very rich in iluvial clay horizon.*

*B<sub>2</sub>: reduced iron segregated horizon.*

Los procesos de alteración y lavado, aunque intensos, son menos acusados que en el ámbito del suelo ferralítico. Por ello, el suelo ferruginoso contiene ciertas proporciones de minerales alterables y la desilificación y acidificación son menos patentes. Entre sus características morfológicas destacan: en superficie, un horizonte de lavado, pardo claro y mal estructurado, y subsuperficialmente, un horizonte argílico, rico en arcillas caoliníticas, pobre en bases y con moderada capacidad de cambio catiónico: 16-25 meq./100 g de arcilla.

Suelos de este tipo (foto 1) han sido encontrados en España, entre otros, por Espejo (1985), en las rañas y altas superficies villafranquienses.

Por tanto, el suelo ferruginoso se presenta, al menos, en los piedemontes cuarcíticos de Salamanca, Guadalajara y Extremadura.

Es difícil establecer si este tipo de suelo se formó en la misma época y bajo condiciones climáticas similares que los relictos de oxisol, y que, por tanto, la menor evolución fuera debida a la continentalidad. Pero al menos es de señalar su antigüedad (villafranquiense) y evolución bajo condiciones cálido-húmedas, aunque con estación seca (Gallardo *et al.*, 1987).

### 3. SUELOS ANTIGUOS

#### 3.1. Terra rossa (Alfisol)

Este suelo se origina por descarbonatación de calizas duras, cristalinas, por disolución. En los períodos húmedos se desprende de la superficie corroída de la roca una película de residuo insoluble, constituida por arcillas y óxidos de hierro que adquieren tonalidades rojizas (rubefacción) más o menos rápidamente; la rapidez de este proceso está en relación con el edafoclima. Si el residuo insoluble se encuentra protegido contra la erosión por vegetación forestal, el perfil presenta una secuencia de horizontes A<sub>1</sub>/B<sub>1</sub>/R, bien definidos.

Frecuentemente, el suelo forestal primitivo se encuentra truncado, debido a que la acción humana ha provocado la degradación del bosque climácico. Consecuentemente, los efectos erosivos reducen estos suelos a bolsadas discontinuas de material arcilloso rojizo denominado «relicto de Terra Rossa».

En España este tipo de suelo ocupa grandes extensiones en los afloramientos calizos de cualquier edad. Varios autores, entre ellos Martín de Vidales *et al.* (1981), destacan el carácter autóctono de la Terra Rossa en base a la similitud mineralógica del residuo insoluble de la caliza y del suelo. Por otra parte, los efectos erosivos provocan, en muchos casos, la recarbonatación del suelo rubificado, que de esta manera se transforma en suelo pardo rojizo calizo (Martín de Vidales *et al.*, *ob. cit.*); la Terra Rossa es considerada simplemente material originario en estas ocasiones.

Algunas Terras Rossas son muy antiguas, tratándose de verdaderas formaciones paleoedáficas de finales del Terciario o principios del Cuaternario; éstas se caracterizan por presentar una menor capacidad de cambio, mayor contenido en arcillas caoliníticas y mayor grado de liberación de óxidos de Fe que en las Terras Rossas más recientes.

#### 3.2. Suelo rojo fersialítico (Alfisol)

El área de influencia climática mediterránea está edáficamente caracterizada por este tipo de suelo. Su rasgo más destacado e importante es la presencia de un horizonte argílico de color rojo (matiz, «hue», 2,5 Y R o más rojo) con minerales de la arcilla de tipo 2:1 expandibles y capacidades de cambio superiores a 25 meq/100 g. de arcilla. Generalmente se encuentran sobre superficies correspondientes al Cuaternario medio-reciente y más antiguo.

El color rojo, resultante del proceso de rubefacción, es la característica que permite establecer esta categoría taxonómica, pero evidentemente existe un cierto número de unidades claramente diferenciadas dentro de ella. Guerra (1972) distingue entre saturados ( $V > 50$  por 100) y desaturados ( $V < 50$  por 100), y estos últimos a su vez los divide en mesotróficos ( $50 \text{ por } 100 > V > 35 \text{ por } 100$ ) y oligotróficos ( $V < 35 \text{ por } 100$ ).

El estudio de secuencias de suelos en diversos valles fluviales, Torrent (1976), Pérez González *et al.* (1987), Gallardo *et al.* (1987), etc., ha puesto de manifiesto que el suelo rojo fersialítico se presenta en superficies antiguas del Cuaternario, Pleistoceno medio y anteriores. Normalmente, se admite que en una secuencia de terrazas fluviales este tipo de suelo aparece por primera vez entre + 30 y + 40 m, aunque Torrent (*ob. cit.*) ha encontrado un suelo de este tipo en una terraza de + 22 m.

El suelo rojo fersialítico es muy frecuente en todas las regiones de España, excepto en las zonas húmedas del Norte, y como modelo se ha elegido un perfil de las terrazas del Guadalquivir estudiado por Clemente y Paneque (1974).

### 3.3. Suelo pardo fersialítico (Alfisol)

Este tipo de suelo, junto con el suelo rojo fersialítico, es el suelo característico de las regiones mediterráneas. El elemento morfológico más destacable que presenta es también un horizonte argílico, pero en este caso de color pardo (matiz, «hue», 5 Y R o más pardo). Se encuentra en superficies del Pleistoceno superior, es decir, en superficies más recientes que las de los suelos rojos. Así, en los valles fluviales aparece desde las terrazas bajas, + 8 m a + 15 m, hasta las terrazas en torno a + 30 m —+ 40 m, donde es sustituido por los suelos rojos.

La formación de un horizonte argílico por iluviación de arcilla parece un proceso relativamente rápido en medio mediterráneo; no así la rubefacción, que en este medio es un proceso claramente dependiente del factor tiempo, puesto que no se manifiesta, como se ha indicado anteriormente, más que en suelos de terrazas en torno a + 30 m y superiores.

Al igual que el suelo rojo fersialítico, éste se encuentra muy extendido en todas las regiones de España bajo clima mediterráneo. Como prototipo puede considerarse el perfil de la *Guía de excursiones científicas de la XIII Reunión Nacional de Suelos* (1985).

## 4. SUELOS COMPUESTOS

### 4.1. Suelos pardos con costra caliza (Inceptisol)

La formación de horizontes de acumulación iluvial de carbonato cálcico parece corresponder a las zonas semiáridas y subhúmedas, es decir, a condiciones climáticas, principalmente de precipitación, que permiten desplazar el carbonato dentro del suelo. Por tanto, suelos con este tipo de horizontes parecen no formarse en las zonas extremadamente áridas ni en las húmedas.

La mayor parte de los edafólogos consideran que el clima mediterráneo, con la mayor parte de la precipitación concentrada en la estación fría, es particularmente favorable para la formación de horizontes cálcicos y petrocálcicos, incluso donde la precipitación es escasa (250-300 m).

En su clasificación de las acumulaciones calizas, Ruellan (1971) establece tres grupos fundamentales: distribución difusa, concentraciones discontinuas y concentraciones continuas; estas últimas, las subdivide en encostramientos no laminados blandos, y encostramientos laminados duros. Los encostramientos laminados duros equivalen a los horizontes petrocálcicos de la Soil Taxonomy.

En España (foto 2), los horizontes cálcicos blandos son más comunes en las zonas más húmedas, y los duros, petrocálcicos, en las más secas. La presencia de horizontes petrocálcicos en las regiones áridas es interpretada como indicador de condiciones más húmedas en algún período del Pleistoceno.

La formación de un horizonte petrocálcico se considera en general como resultado de la evolución de un horizonte cálcico mediante un proceso de endurecimiento. Se estima que una cementación relativamente rápida puede tener lugar cuando un suelo con horizonte cálcico sufre la erosión de sus horizontes superiores. En España, es un hecho que los horizontes situados sobre un petrocálcico suelen ser muy poco potentes y, a veces, discontinuos, mientras que normalmente son gruesos y continuos sobre un horizonte cálcico blando.



**Foto 2.** Suelo pardo con costra caliza, el perfil está constituido por dos horizontes fundamentales: el superior pardo oscuro, resto de un antiguo suelo, constituye hoy un Ap por cultivo, y el inferior muy rico en  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , mantiene el carácter pulverulento en la base, mientras que a techo ha cementado dando una costra caliza.

*Photo 2. Brown soil with crust carbonated horizon. Two horizons are distinguished: the upper is brown-black color belonging to a ancient relict soil. The lower is very rich in calcite and shows uncrusted in the upper part while, in lower part pulverulent character is maintained.*

Una vez formado un horizonte petrocálcico, éste constituye una zona de resistencia tanto a la erosión como a los cambios climáticos. Pero estos últimos, aunque no los destruyan, producirán ciertas modificaciones difíciles de interpretar. Gómez Miguel (1986) ha abordado esta interesante problemática mostrando en un perfil de Ciudad Real un horizonte cementado complejo cuyas génesis considera atribuible a diversos ciclos de degradación y agradación.

Los resultados de la datación de los carbonatos de estos horizontes por medio de  $^{14}\text{C}$  no son del todo fiables. Únicamente dan una idea sobre la edad relativa dentro del perfil. Se ha observado que la tendencia general es el incremento de la edad con la profundidad. A este respecto, Jiménez Ballesta *et al.* (1986), han confirmado tal tendencia en enrejados calizos de las arcosas de la cuenca del Tajo, aunque, como estos autores indican, tal diferencia puede deberse a procesos de disolución y recristalización en la parte superior de los perfiles.

#### **4.2. Planosol (Alfisol)**

El planosol constituye un tipo de suelo hidromórfico perteneciente al ámbito mediterráneo. Este suelo está relacionado con el pseudogley de las regiones más húmedas y templadas, puesto que se origina mediante la formación de una capa freática superficial efímera, de origen pluvial, que provoca condiciones redox temporales.



Generalmente, el planosol suele derivar de un antiguo suelo caracterizado en su zona superior por marcada acidez y empobrecimiento en elementos finos, y en la inferior por un horizonte B, rico en arcilla. Sobre este suelo, que ha sufrido intensas removilizaciones superficiales, comienzan a actuar capas freáticas de origen pluvial, que incrementan el proceso de empobrecimiento y favorecen la reducción del hierro, que precipita en los períodos secos, dando origen a pequeñas concreciones negras. En suma, este último proceso tiende a formar horizontes álbicos y límites muy contrastados entre él y el subyacente B<sub>t</sub>.

Al tratarse de un suelo que resulta de una doble dinámica edáfica no se presenta más que en superficies geomorfológicas antiguas y estables donde, en una primera etapa, se haya podido desarrollar un suelo con perfil diferenciado, que posteriormente se ve afectado por una evolución planosólica. En España, el planosol aparece principalmente en las rañas, Pérez Mateos *et al.* (1970), y en el campo Arañuelo (E.T.S.I.A., 1980), especialmente en torno a los navajos (suaves depresiones que forman lagunas temporales).

### 4.3. Suelo pardo con fragipán (Inceptisol)

Un fragipán es un horizonte edáfico subsuperficial, normalmente limoso, aunque en ocasiones puede ser también arenoso. Es pobre en materia orgánica y las raíces no suelen penetrar en él, a no ser por los planos de la estructura. Presenta elevada densidad aparente, consistencia friable o muy friable en húmedo y dura o muy dura en seco; es frágil, compacto y algo cementado, cementación reversible, puesto que los agregados se desmoronan en agua.

Fitz Patrick (1974) atribuye la formación de una variedad de fragipán que denomina «ison» a la influencia de un permafrost. Entre las características peculiares de esta variedad de fragipán destacan su estructura masiva o lenticular y los cútanos de limo cubren la parte superior de las gravillas y gravas. Según este autor, la compactación, responsable de la elevada densidad aparente ( $> 2$ ), incluso en suelos arenosos, así como su estructura masiva o lenticular, se deben a las presiones ejercidas por los cristales de hielo del permafrost, y los cútanos de limo al rápido flujo de materiales finos provocado por el deshielo.

Los suelos pardos con fragipán, variedad «ison», son, por tanto, excelentes indicadores del desarrollo de permafrost en los períodos fríos del Cuaternario, principalmente en las zonas no glaciares, puesto que en este caso muchas de las características del fragipán pueden ser atribuidas a las presiones producidas por el peso del hielo. Gallardo *et al.* (1987), establecen en algunas zonas de la Sierra de Guadarrama no afectadas por el glacialismo la existencia de suelos pardos con fragipán de tipo «ison». Estos suelos están limitados a la parte alta de la Sierra, lo que indica que el permafrost no fue un fenómeno importante en esta zona; el horizonte de fragipán se encuentra a una profundidad media de un metro.

## 5. SUELOS ACTUALES

### 5.1. Podsol (Espodosol)

Este tipo de suelo es frecuente encontrarlo en las latitudes altas bajo condiciones climáticas de bajas temperaturas y pluviosidad moderada. Los podsoles más evolucionados y más diferenciados se forman sobre materiales muy ácidos (cuarcitas, areniscas, etc.), pobres en minerales alterables, textura gruesa y situados en débiles pendientes. En la mayor parte de los casos, estos suelos se encuentran ligados a una vegetación acidificante (resinosas y ericáceas), aunque cuando las condiciones del material son suficientemente favorables, especialmente en clima atlántico húmedo, los procesos de podsolización pueden producirse bajo cualquier tipo de vegetación, pero en estos casos la diferenciación de horizontes del perfil no es tan clara como el podsol modal.

La morfología del podsol férrico-húmico es de tipo A<sub>0</sub> A<sub>1</sub> A<sub>2</sub> B<sub>h</sub> B<sub>s</sub> C. Los suelos podsólicos, menos evolucionados que los férrico-húmicos, presentan horizontes con caracteres menos acusados.

En los podsoles se presentan dos horizontes ricos en materia orgánica: A<sub>0</sub> superficial y B<sub>h</sub> subsuperficial; sin embargo, mientras que el horizonte A<sub>0</sub> es casi exclusivamente orgánico, el horizonte B<sub>h</sub> sólo contiene entre el 4 y 10 por 100

de materia orgánica. Por otra parte, en el horizonte  $A_0$  el humus está muy poco evolucionado, mientras que el humus del horizonte  $B_h$  está formado por compuestos húmicos de insolubilización, muy evolucionados.

Al tratarse los podsoles de suelos muy ácidos, con  $\text{pH} < 4$  en todos los horizontes, el grado de saturación en bases es muy bajo ( $< 10$  por 100) y la capacidad de cambio no supera los 30 meq/100 g. arcilla.

En España, los podsoles y suelos podsólicos se presentan muy puntualmente en la cornisa Cantábrica (Galicia, Asturias y Santander). En la *Guía de excursiones de suelos de Santander* (1983) se recogen algunos ejemplos representativos de podsoles y suelos podsólicos. Como modelo particularmente interesante por su posición latitudinal cabe destacar el podsol de las Villuercas (*Guía de campo*, I Congreso Nacional de las Ciencias del Suelo), que debe ser considerado como punto de interés científico y, por tanto, debidamente protegido.

## 5.2. Histosol (Histosol)

En los suelos permanentemente saturados con agua se desarrollan los suelos hidromórficos orgánicos o turberas que, frecuentemente, tienen varios metros de espesor. En tales medios, la materia orgánica se descompone muy lentamente, ya que la anaerobiosis reduce considerablemente la actividad biológica. El resultado es que se acumula más materia orgánica de la que se mineraliza y el suelo se va enriqueciendo en este constituyente de forma continuada.

Hay dos tipos fundamentales de turberas, y por tanto, de histosoles:

- Turberas ácidas o altas; se forman en las depresiones de las altas montañas húmedas, donde las aguas quedan retenidas debido a un mal drenaje externo, por ejemplo, turberas del Puerto de los Tornos, Santander (XII Reunión Nacional de Suelos, 1983).
- Turberas eutróficas o bajas; se forman en llanuras aluviales mal drenadas (Tablas de Daimiel, Ciudad Real) y en zonas costeras separadas del mar por cordones litorales que cierran la salida de las aguas continentales (Torreblanca, Castellón).

En función del grado de humificación, que depende de la aireación, y por tanto de la posición y fluctuación del nivel freático, se distinguen los histosoles sápricos, hémicos y fíbricos.

Los histosoles no constituyen áreas extensas en España. Las turberas ácidas son frecuentes en la Cordillera Cantábrica y escasas en el resto de la montaña española.

Las turberas eutróficas se presentan en áreas aún más reducidas, destacando las de la costa levantina, costa de Huelva y Tablas de Daimiel, estas últimas prácticamente extinguidas.

## 5.3. Suelo pardo (Inceptisol)

Es un suelo de perfil A (B) C caracterizado por el horizonte (B) de tipo cámbico. Este horizonte se forma por alteración físico-química moderada del material originario y destaca por su color, pardo a ocre, así como por su buena estructura y aireación.

La división de los suelos pardos se establece en base a la presencia o no de carbonatos en el perfil. Los no carbonatados se desarrollan lógicamente sobre rocas que carecen de este constituyente, principalmente granitos, pizarras, esquistos, areniscas y sus correspondientes sedimentos (foto 3). Según el clima (Guerra, 1968), se distingue el suelo (tierra) pardo húmedo del meridional. En el primero es fácilmente reconocible un oscuro horizonte A de acumulación de materia orgánica, mientras que en el segundo ese horizonte contrasta escasamente con el subyacente (B), ya que el clima xérico favorece más la mineralización que la humificación de la escasa materia orgánica que aporta la vegetación. Además, estos dos tipos de suelos se subdividen a su vez en función del grado de saturación en ácidos y eutróficos o mesotróficos. El primero, suelo pardo ácido, tanto el húmedo como el meridional, soporta vegetación arbórea o arbustiva acidificante: pinos, brezos, jaras, etc., y ocupa extensas áreas del Oeste de España (en la zona Norte, la variedad húmeda, y en el Centro y Sur, la meridional). El segundo, suelo pardo eutrófico y mesotrófico, sostiene una vegetación mejorante: robles, encinas-alcornoques, retamas, y se extiende por las mismas zonas que

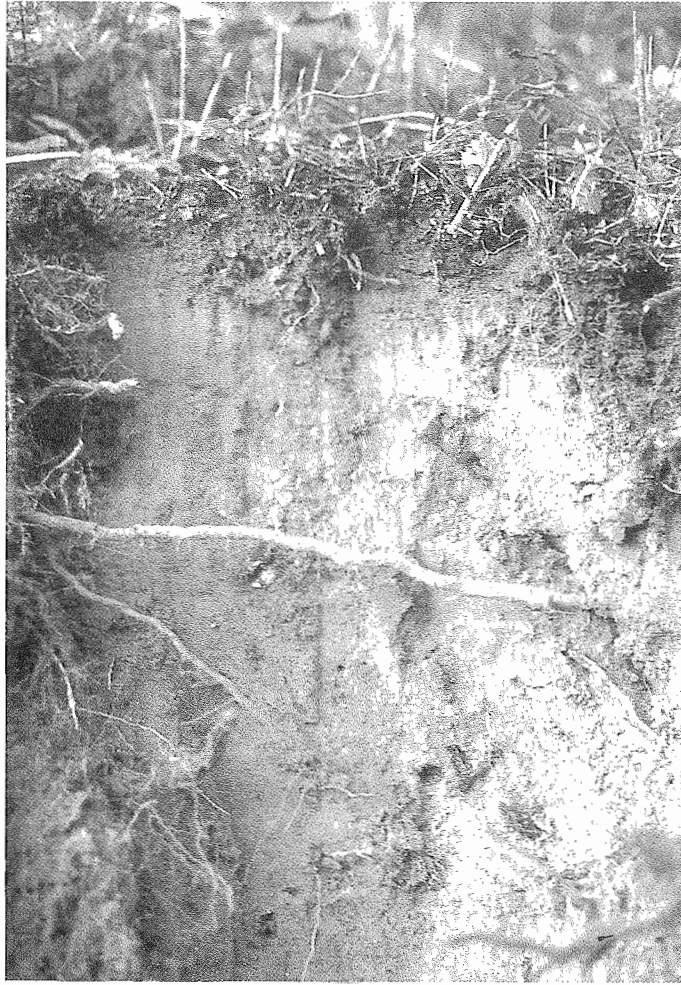


Foto 3. Suelo pardo (Inceptisol) —con tendencia podsólica—; el perfil consta de tres horizontes:

A<sub>1</sub>: rico en materia orgánica mal humificada.

E: de lavado con color pardo claro, y

B: con tono pardo intenso (la raíz horizontal marca el límite entre E y B).

*Photo 3. Brown soil with slight podsolization trends. Three horizons from upper at lower parts are differentiated:*

*A<sub>1</sub>: rich in organic matter, with low humification horizon.*

*E: weather («lessive») and clear color horizon.*

*B: Shine brown color (E and B boulder is marked by horizontal roof in photo).*

el anterior, pero sobre rocas más básicas: dioritas, basaltos, gabros, pizarras, etc. En todos estos suelos, pero principalmente en los ácidos y, dentro de ellos, con más frecuencia en los húmedos, es frecuente observar en la base del perfil rasgos hidromórficos, es decir, segregaciones de hierro debidas a condiciones reductoras temporales, que se manifiestan en un moteado de manchas grises y pardas o rojas.

Los suelos pardos carbonatados están directamente emparentados con los anteriores y con las rendsinas, pero se diferencian de los primeros por estar desarrollados sobre materiales carbonatados y de las segundas por el horizonte (B) cámbico y el material originario, que suele ser más pobre en caliza y más rico en materiales silicatados. Las variedades del suelo pardo carbonatado son suelo pardo cálcico húmifero, suelo pardo cálcico y suelo pardo calizo. El primero es propio de las zonas húmedas, por lo que destaca en él un espeso y oscuro horizonte A y la descarbonatación de la parte superior del suelo. Areas de este suelo se presentan en las zonas calizas de la Cordillera Cantábrica, Ibérica y Sierra de Grazalema. Los otros dos corresponden al área de clima mediterráneo y se diferencian porque el suelo pardo cálcico presenta descarbonatados los horizontes A y (B), mientras que el suelo pardo calizo

CO<sub>3</sub>Ca en todo el perfil. Lógicamente, la litología es la responsable de esta diferencia, de tal manera que el suelo pardo cálcico se presenta sobre areniscas calcáreas, calizas muy arenosas e incluso sobre rocas intrusivas muy ricas en minerales cálcicos que por alteración dan lugar a la formación de CO<sub>3</sub>Ca, mientras que el suelo pardo calizo se desarrolla sobre margas, calizas margosas, etc.

#### **5.4. Suelo salino (Aridisol)**

Los suelos salinos son típicos de las zonas áridas y semiáridas con elevada ETP que anula todo posible drenaje que pudiera lixiviar las sales solubles fuera de los suelos. Por tanto, para que se formen suelos salinos se precisa una fuente de sodio y, sobre todo, en medio mediterráneo, zonas endorreicas con mal drenaje externo e interno. El Na<sup>+</sup> puede provenir de dos orígenes: 1) Capa freática salada de origen marino. 2) Alteración de rocas con minerales ricos en sodio. Ahora bien, el sodio puede presentarse bajo dos formas con propiedades muy distintas: en forma salina, cloruros y sulfatos principalmente, y en forma cambiante ligado al complejo de cambio de los suelos. Las propiedades de los suelos varían sustancialmente según que el sodio se encuentre en una forma u otra.

Por esta razón, prácticamente todas las clasificaciones distinguen dos tipos de unidades de suelos salinos: suelos salinos propiamente dichos o solontchank y suelos alcalinos o solonetz-soloth. Los primeros son ricos en sales neutras de sodio (conductividad eléctrica del extracto de saturación superior a 4 mmhos/cm. en la superficie del suelo y superior a 15 en profundidad) y el pH no suele sobrepasar 8,5. Los segundos, por el contrario, presentan ligera salinidad (a veces nula), pero la relación Na<sup>+</sup>/capacidad de cambio es superior al 15 por 100 y el pH supera 8,5.

En España los suelos salinos se presentan en las cuencas del Ebro, Duero y Tajo, en las zonas endorreicas de La Mancha y en las marismas (XI Reunión Nacional de Suelos, Valencia, 1987). La totalidad de los suelos salinos españoles corresponden al primer grupo (solontchak), que presentan condiciones menos desfavorables que los segundos y son más fácilmente recuperables.

#### **5.5. Vertisol (Vertisol)**

Es un suelo arcilloso muy rico en arcillas expansivas (esmeclitas) y con estructura prismática gruesa muy definida en la estación seca por las grietas de retracción. Requiere una serie de condiciones ambientales para su formación: clima cálido con estaciones contrastadas, materiales arcillosos ricos en calcio y magnesio y mal drenaje interno, externo o ambos. El suelo pasa de un estado de saturación total en agua durante el período húmedo a una sequía extrema en el verano, que provoca la retracción de las arcillas y la formación de grandes grietas verticales que cuartejan la superficie del terreno en polígonos muy definidos. En el transcurso del período estival de la superficie del suelo y de las caras de los prismas cae en las grietas rellenándolas al menos parcialmente. En el siguiente período húmedo se produce la expansión de las arcillas, pero el suelo no puede recuperar su volumen original debido a las cuñas de material que ocupan las grietas de retracción, generándose entonces presiones internas que deslizan unas masas de suelo sobre otras. Estos movimientos se traducen en caras de fricción inclinadas aproximadamente 45° (slickensides) y en una tendencia al abombamiento de la superficie del suelo. El continuo volteo de material, desde la superficie a la base en los períodos secos y de nuevo hacia la parte superior en los húmedos, explica la característica homogeneidad del vertisol en un espesor medio de 80-100 cm.

El vertisol típico en España ocupa las depresiones más endorreicas y su color es oscuro debido al hidromorfismo temporal y a la formación de complejos arcilla-humus muy estables. Cuando las condiciones de drenaje tanto internas como externas mejoran el vertisol suele presentar tonalidades rojizas.

El vertisol es un suelo relativamente frecuente en España, pero las dos zonas donde ocupa áreas extensas son la Campiña andaluza (VII Reunión Nacional de Suelos, Sevilla, 1978) y la Tierra de Barros, siendo también destacable la región de la Sagra de Toledo.

## 5.6. Andosol (Inceptisol)

Es el suelo que se puede formar sobre materiales volcánicos, tanto lávicos como piroclásticos, con matriz vítrea o microcristalina, lo que favorece una elevada velocidad de alteración. Este factor litológico tiene que ir unido a condiciones edafoclimáticas de humedad constante, pero con buena aireación, para que se produzca el proceso de andosolización. Por tanto, el andosol exige clima húmedo y posiciones de ladera que favorezcan la eliminación del exceso de humedad. En estas condiciones, los constituyentes inorgánicos del suelo no cristalizan, quedando en estado amorfo (alófana) o, en todo caso, criptocristalino (imogolita). Además, en los horizontes humíferos (A) es característica la presencia de abundantes complejos humus-aluminio, humus-hierro y humus-alófana. En cambio, en posiciones geomorfológicas de piedemonte y en las hondonadas de los valles, el aporte constante de sílice y bases por lavado lateral favorece la evolución de la alófana hacia la formación de arcillas 2/1 expandibles, formándose en estas condiciones suelos con caracteres vérticos (1987).

En la región de condensación de humedad de la Isla de Tenerife, Fernández Caldas *et al.* (1982), estudian dos perfiles de andosoles que se caracterizan por:

- Desarrollarse sobre materiales piroclásticos de edad cuaternaria.
- Horizonte humífero muy desarrollado de color oscuro y estructura migajosa; baja densidad aparente, textura aparentemente limosa y reacción muy fuerte al ensayo con NaF (elevado contenido en alófana).
- Elevados porcentajes de materia orgánica complejada con la materia mineral pH ligeramente ácido, próximo a 6. Muy elevada capacidad de cambio en relación con el bajo porcentaje de arcilla ( $> 100$  meq/100 g. de suelo) y, muy variable en función del pH al que se efectúe la determinación (suelos de carga variable).
- La relación molar  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  en la fracción arcilla es próximo a la unidad, que corresponde a un proceso de alitización, resultado de su composición fundamentalmente alofánica.

Por otro lado, es de destacar que los andosoles modales pueden evolucionar a suelos ferralíticos (Fernández Caldas *et al.*, *ob. cit.*). Tal evolución implica un intenso lavado lateral de sílice y consecuente enriquecimiento en óxidos, fundamentalmente alumínicos. Evidentemente, los suelos ferralíticos así formados precisan un largo período de tiempo e indican una gran estabilidad geomorfológica.

Aparte de las zonas climáticas húmedas de las Islas Canarias, zona de condensación, los andosoles se encuentran también en el área volcánica de Olot (Gerona). En cambio, no se forman andosoles en el resto de las Canarias, en el Campo de Calatrava (Ciudad Real) ni en el Cabo de Gata (Almería) por las condiciones climáticas semiáridas.

## 5.7. Rendsina (Mollisol)

Las rocas calizas que, por alteración, liberan caliza activa, determinan muy directamente el suelo que sobre ellas se forma. Tal suelo ha sido definido tradicionalmente como rendsina y, en función de su génesis particular, catalogado como intrazonal. La caliza activa (calcita en fracción muy fina,  $< 2$  mm.) ejerce una función de freno sobre los procesos de alteración y humificación, lo que se refleja en un perfil poco desarrollado (AC o ACaC) y rico en materia orgánica (mull cálcico), que le confiere un característico color oscuro.

Morfológicamente, este tipo de suelo presenta un horizonte A con elevado porcentaje en materia orgánica, apreciable espesor: 30-40 cm., estructura grumosa y fragmentos calizos incorporados a su masa. Por debajo, suele presentar un horizonte cálcico (Ca), que en parte se forma a expensas de la precipitación de los carbonatos disueltos en el horizonte A por acción de la materia orgánica y de la actividad biológica.

Debido al carácter intrazonal de este suelo, habitualmente se encuentra ligado a afloramientos calizos, pero exige también un clima relativamente húmedo para que se acumule materia orgánica en proporción apreciable (por esta razón Kubiena estableció la variedad «xerorrendsina» para las zonas más secas).

El área de rendsinas más importante en España se encuentra en la Cordillera Ibérica y en las formaciones calizas del interior de Cataluña (XI Reunión Nacional de Suelos, Barcelona, 1982).

## 5.8. Ranker (Inceptisol)

De la misma forma que la rendsina, el ranker presenta un perfil muy simple, formado por un horizonte A de 30-40 m, que contiene un humus muy grueso y ácido entremezclado con fragmentos del material originario. En este caso el material originario son rocas ácidas ricas en cuarzo. La variedad más frecuente es el ranker de erosión con humus moderadamente ácido, característico de las zonas montañosas húmedas. Otra variedad interesante es el ranker atlántico, que se forma en las zonas costeras, principalmente en Galicia (I Reunión sobre Suelos del NO. de España, Santiago, 1973), y destaca por el considerable espesor que alcanza el horizonte A. En general el ranker es un suelo pobre en constituyentes solubles y arcilla, y se desarrolla bajo vegetación acidificante, principalmente resinosas y ericáceas.

Algunos suelos de tipo ranker presentan en mayor o menor cuantía gibsita. Tradicionalmente se ha considerado a la *gibsita* como el resultado final de un prolongado e intenso proceso de alteración bajo condiciones climáticas tropicales de precipitación y temperatura elevadas. Pero este hidróxido de aluminio se ha ido encontrando cada vez con mayor frecuencia en otras condiciones climáticas, principalmente templado-húmedas (Macías y Guitián, 1980). Los suelos con *gibsita* en España se localizan principalmente en el Centro, Oeste y Noroeste de la Península, aunque se han señalado algunas zonas aisladas en Navarra, Gerona, Almería, Canarias e Isla de Alborán. Sin descartar la hipótesis biogeoquímica que algunos autores han propuesto como origen de la *gibsita*, parece que ésta puede formarse por medio de un proceso inorgánico, que consiste en un intenso lavado de sílice y bases en medios neutros o próximos a la neutralidad, donde el aluminio es insoluble, lo que conduce a un enriquecimiento relativo en óxidos y a la formación de *gibsita*. De acuerdo con lo anterior, queda justificada la presencia de *gibsita* en saprolitas bajo suelos poco evolucionados de edad reciente, sobre todo, como indican Macías y Guitián (*op. cit.*) en zonas de alta precipitación, fuerte pendiente, textura gruesa y medio muy permeable.

## 5.9. Suelo aluvial (Entisol)

Es típico de las llanuras aluviales de ríos y arroyos. La textura de estos suelos, composición mineralógica e incluso el grado de alteración dependen del material transportado y de las condiciones del transporte. Las características más importantes de este suelo son:

- Heterogeneidad textural, que puede llegar a ser extraordinariamente variable. No obstante, con frecuencia se observa una capa de textura fina (limosa o limoarcillosa) sobre otra de arenas o arenas y gravas.
- Capa freática relativamente próxima a la superficie, aun cuando no produce, por lo general, condiciones reductoras debido a su renovación.
- Escaso desarrollo del perfil (tipo AC) que pone de manifiesto el escaso tiempo que ha estado sometido a la acción de los factores ambientales.

El suelo aluvial es, por tanto, un suelo típicamente holocénico que caracteriza las llanuras de inundación de los sistemas fluviales (XIII Reunión Nacional de Suelos, Salamanca, 1985).

## 6. BIBLIOGRAFIA

- CENTRO DE EDAFOLOGÍA Y BIOLOGÍA APLICADA DEL CUARTO. *Guía de las excursiones científicas. VII Reunión Nacional de Suelos.* Sevilla, 1978.
- CENTRO DE EDAFOLOGÍA Y BIOLOGÍA APLICADA DE SALAMANCA. *Guía de las excursiones científicas. XIII Reunión Nacional de Suelos.* Salamanca 1985.
- CLEMENTE, L., y PANEQUE, G. (1974): Propiedades, génesis y clasificación de suelos de terrazas del Valle del Guadalquivir. *Anal. Edaf. y Agrobiol.* 33, pp. 215-223.
- DUCHAUFOUR, Ph. (1984): *Manual de Edafología.* París. Toray-Masson.
- ESPEJO, R. (1985): The ages and soils of two levels of «raña» surface in Central Spain. *Geoderma*, 35, pp. 223-239.
- ETSIA: *Planosoles del Campo Arañuelo (Viaje de Estudio).* ETSIA-UPM. Madrid, 1980.

- FERNÁNDEZ CALDAS, E.; TEJEDOR, M. L., y QUANTÍN, P. (1982): *Suelos de Regiones volcánicas. Tenerife. Islas Canarias*. Colección Viera y Clavijo.
- FITZ PATRICK, E. A. (1974): *Proceedings of the North of England Soils*, 11, pp. 31-43.
- GALLARDO, J.; PÉREZ GONZÁLEZ, A., y BENAYAS, J. (1987): Paleosuelos de los piedemontes villafranquienses y de las terrazas pleistocenas de la Región del valle de Henares, alto Jarama. *Bol. Geol. y Min.*, 98.
- GALLARDO, J.; ALVÁREZ, A. M., y CALA, V. (1987): Suelos con fragipán: indicadores de permafrost. *Actas de la VII Región sobre el Cuaternario*. Santander, pp. 81-84.
- GÓMEZ DE MIGUEL, V. (1986): *Estudio de los procesos edafogenéticos de redistribución de carbonatos alcalino-térreos en clima árido y semiárido*. Tesis doctoral. E.T.S.I.A. U.P.M. Madrid.
- GUERRA, A. (1968): *Memoria del Mapa de Suelos de España, E. 1:1.000.000*. Inst. Edaf. y Agrobiología. C.S.I.C. Madrid.
- GUERRA, A. (1977): *Los suelos rojos de España. Contribución a su estudio y clasificación*. Dpto. Suelos Inst. Edaf. y Agrobiología. C.S.I.C. Madrid.
- INSTITUTO DE EDAFOLOGÍA Y BIOLOGÍA VEGETAL (1983): *Guía de excursiones científicas. XII Reunión Nacional de Suelos*. Santander.
- JIMÉNEZ, R.; GALLARDO, J.; IBÁÑEZ, J. J., y LÓPEZ, F. (1986): Age and paleoclimatic interpretation of carbonate accumulations in soils in the Madrid Region (Spain). *Proceedings of the Symposium on Climatic Fluctuations during the Quaternary in the Western Mediterranean Regions*. Univers. Autónoma de Madrid, pp. 153-156.
- MACÍAS, F., GUITIÁN, F. (1980): La presencia de gipsita en suelos de climas templados: Una revisión de los conocimientos actuales. *Anal. Edaf. y Agrobiol.*, 39, pp. 301-341.
- MARTÍN DE VIDALES, J. L.; CASAS, J.; HOYOS, M. A., y JIMÉNEZ, R. (1981): Aportación a la génesis de los suelos desarrollados sobre calizas Miopliocenas de la Alcarria Conquense. *Anal. Edaf. y Agrob.*, 50, pp. 1115-1129.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A., et al. (1974): Valle alto del Jarama y Valle del Henares-Jarama. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 2, pp. 215-230.
- PÉREZ MATEOS, J.; MONTURIOL, F. y, BENAYAS, J. (1970): Estudio Morfológico y Microscópico de los planosuelos sobre la raña de Guadalajara. *Anal. Edaf. y Agrobiol.*, 29, pp. 865-883.
- RUPELLAN, A. (1971): *Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes: les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Marroc Oriental)*. Thèse Sc. Strasbourg. Mem. ORSTOM 54.
- SILVA, B. M.; GARCÍA RODEJA, E. y MACÍAS, F. (1985): Caracterización y Génesis de los suelos sobre esquistos de la Mariñas (La Coruña). *Anal. Edaf. y Agrobiol.*, 43, pp. 523-546.
- SOCIEDAD ESPAÑOLA DE LA CIENCIA DEL SUELO (1984): *Guía de excursiones científicas. I. Congreso Nac. Cienc. del Suelo*. Madrid.
- SOIL SURVEY STAFF. SOYL TAXONOMY: A basic system of soil classification for making and interpreting soil survey. *Agric. Handb.*, 436. U.S. Government Printing Office, Washington, D. C.
- TORRENTE, J. (1976): Soil development in a sequence of river terraces in Northern Spain. *Catena*, 3, pp. 137-151.
- UNIVERSIDAD DE BARCELONA: *Guía de las excursiones científicas. XI Reunión Nacional de Suelos*. Barcelona, 1982.
- UNIVERSIDAD DE SANTIAGO DE COMPOSTELA (1983): *Itinerarios de campo. I Reunión sobre suelo del NO de España*. Santiago.
- UNIVERSIDAD DE VALENCIA (1987): *Guía de las excursiones científicas. XV Reunión Nacional de Suelos*. Valencia.

# Vertebrados del Pleistoceno continental

E. Aguirre

Museo Nacional de Ciencias Naturales  
C.S.I.C.  
28006 Madrid

## RESUMEN

El autor intenta una revisión crítica de los yacimientos pleistocenos en España con asociaciones fósiles terrestres. Se distinguen dos complejos faunísticos sucesivos en el Pleistoceno inferior (A y B): Cueva Victoria y Venta Micena son los lugares más importantes que representan, respectivamente, las asociaciones A y B. La asociación C, con *Mimomys savini* y *Pitymys gregaloides*, se conoce en lugares que anteceden y suceden a la inversión Matuyama/Brunhes: no hay, en consecuencia, interrupción por cambio faunístico en la transición Pleistoceno inferior y medio en Europa. Lugares con representación paleofaunística C son Huéscar I, Atapuerca TD 3-6. La asociación D incluye *Arvicola mosbachensis* y Arvicolidae; también *Mammuthus trogontherii* y Megacerini están representados, además de caballos con rasgos primitivos. Lugares con asociaciones de tipo D son Cúllar de Baza 1, y Torralba y Ambrona. La Asociación E difiere ligeramente de la D, con cambios que incluyen la ausencia de *Dolichodoricerus*, *Praemegaceros solilhacus* y *Praemegaceros verticornis*, y la aparición de *Oryctolagus cuniculus*, *Equus c. germanicus* y *Capreolus capreolus*. La asociación E está bien representada en la cantera de Aridos, Solana del Zamborino, Atapuerca TG 10-TG 11, todos pre-Eemiense. La asociación F es característica de depósitos de cuevas atribuidas al momento inicial de la última glaciación/parte del Pleistoceno superior: incluye la última aparición de *Palaeoloxodon antiquus* y *Dicerorhinus hemitoechus*, y la segura aparición más temprana de *Rangifer tarandus*, *Capra pyrenaica*, *Rupicapra rupicapra*, *Equus c. gallicus*, *Homo sapiens neanderthalensis*. Yacimientos representativos con la asociación F son Zafarraya, La Carihuela, Los Casares B, La Ermita, Cova Negra, Abric Romaní, Axló, Lezetxiki VI.

## ABSTRACT

Author has attempted a critical review of the Pleistocene sites of Spain with terrestrial fossil assemblages. Two successive faunal complexes are distinguished in Early Pleistocene (A and B); Cueva Victoria and Venta Micena are the most relevant sites representing respectively the assemblages A and B. The assemblage C, with associated *Mimomys savini* and *Pitymys gregaloides*, is known in sites preceding and following the Matuyama/Brunhes reversal: there is consequently no clear cut faunal change at the transition from Early to Middle Pleistocene in Europe. Representative sites of paleofaunal assemblage C are Huéscar I, Atapuerca TD 3-6. Assemblage D includes *Arvicola mosbachensis* and evolved Arvicolidae, also *Mammuthus trogontherii*, Megacerini diversely represented, and caballine horses with primitive traits. Sites with assemblage of D type are Cúllar de Baza I, and Torralba and Ambrona. Assemblage E differs slightly from D; changes include absence of *Dolichodoricerus*, *Praemegaceros solilhacus* and *P. verticornis*, appearances of *Oryctolagus cuniculus* and *Equus c. germanicus*, occurrences of *Capreolus capreolus*; assemblage E is well represented in Aridos quarry, Solana del Zamborino, Atapuerca TG 10-TG 11, all pre-Eemian. Assemblage F is characteristic of cave deposits attributed to early span of the Last Glaciation/part of the Late Pleistocene: it includes the last appearances of *Palaeoloxodon antiquus* and *Dicerorhinus hemitoechus* and the earliest secure occurrences of *Rangifer tarandus*, *Capra pyrenaica*, *Rupicapra rupicapra*, *Equus c. gallicus*, *Homo sapiens neanderthalensis*. Representative sites with assemblage F are Zafarraya, La Carihuela, Los Casares B, La Ermita, Cova Negra, Abric Romaní, Axló, Lezetxiki VI.



La asociación G es característica de lugares atribuidos al término de la última glaciación y está normalmente asociada con restos arqueológicos del Paleolítico superior: *Ursus spelaeus*, *Crocuta crocuta*, las panteras, los mamuts lanudos, *Dicerorhinus kirchbergensis*, *Coelodonta antiquitatis* desaparecen del registro paleofaunístico de España. En los yacimientos holocenos se encuentran restos de la actual fauna salvaje del país. Menciones concisas se dedican al registro de la avifauna y a los vertebrados terrestres en las islas.

*Assemblage G is distinctive of sites attributed to late Last glaciation, and is normally associated with Upper Paleolithic archaeological remains: Ursus spelaeus, Crocuta crocuta, the pantheres, the woolly mammoth, Dicerorhinus kirchbergensis, Coelodonta antiquitatis, disappear from the paleofaunal record of Spain. In Holocene sites remains are found of the present wild fauna of the country. Concise mentions are dedicated to the avifauna record, and to terrestrial vertebrates in the islands.*

## 1. INTRODUCCION

Las asociaciones paleofaunísticas del Cuaternario de España, su utilización en bioestratigrafía y cronología relativa prehistórica y su valor como indicadores paleoclimáticos son temas tratados desde antiguo. No obstante, el conocimiento de las secuencias bióticas de los ambientes hispánicos en tiempos cuaternarios es aún muy incompleto, presenta importantes lagunas y algunas listas faunísticas publicadas contienen identificaciones equivocadas, citas no críticas y errores arrastrados. Prácticamente todo el Cuaternario español aflorante es de medio continental; por ello limitamos a los fósiles de estos ambientes nuestra consideración, máxime porque los registros de yacimientos de origen marino o litoral se tratan en otros capítulos de esta Memoria. Los estudios sobre moluscos del Cuaternario español son ya menos raros y quedan fuera del objeto de este capítulo, como los de Ostrácodos, absolutamente excepcionales, y los de fósiles de insectos, que están por hacer; los de peces apenas comienzan. Hay ya bastantes trabajos de Paleoherpétología y Paleornitología tan valiosos como recientes.

La región española mejor conocida secuencialmente en este aspecto es Andalucía. La escasez de registro del Pleistoceno inferior fue una calamidad común a toda Europa, con las confusiones a que ello daba lugar: los nuevos yacimientos del Sur de España son de extraordinaria relevancia a nivel continental. La representación mesopleistocena es desigual y pobre en su tercio medio: esta deficiencia es común igualmente a escala continental. Excepcionalmente se estudian hoy en nuestro territorio áreas y localidades con representaciones de vertebrados grandes y pequeños en largas secuencias de niveles sobre una misma vertical, como no las hay en otros países del continente; por ejemplo, las de Baza, en el Pleistoceno inferior, y Atapuerca, en el Pleistoceno medio. La única época con un registro casi completo en las diversas regiones peninsulares es el comienzo de la última glaciación. La cornisa cantábrica es célebre por las representaciones de complejos relacionados con ocupación antrópica, pero casi sólo en el Pleistoceno superior. La franja mediterránea es rica en yacimientos, pero pocos de ellos cuentan con determinaciones faunísticas fiables. Hay estudios valiosos sobre el Holoceno, muy pocos fuera de Andalucía y País Vasco.

## 2. REGISTRO FAUNISTICO DEL PLEISTOCENO INFERIOR

Las asociaciones de mamíferos de fósiles terrestres más numerosas y representativas para el Pleistoceno inferior de España se encuentran en la mitad meridional de la Península, y sobre todo en Andalucía. Las faunas que este registro representa se caracterizan ante todo por la presencia del mamut meridional (*Mammuthus meridionalis*) y el primitivo caballo de Stenón (*Equus stenonis*), entre los grandes mamíferos ungulados. Estas especies provienen del Plioceno superior. Al final del Pleistoceno inferior, el mamut meridional evoluciona en formas progresivas (*M. m. tamanensis*), intermedias respecto al mamut de estepa; el caballo de Stenón experimenta una evolución anagenética a lo largo de todo el infrapleistoceno, con sucesivas formas que se clasifican como subespecies y se

consideran significativas en Biostratigrafía (véase Alberdi y Ruiz Bustos, in Alberdi, Bonadonna, 1989). También permanece el rinoceronte *Dicerorhinus etruscus*. Un género ausente en el Plioceno y que se registra en casi todos los yacimientos del Pleistoceno inferior es el hipopótamo (*Hippopotamus*). Desde la base de este intervalo se producen relevos entre los cérvidos y entre los bóvidos. Prevalece esta familia sobre los cérvidos al comienzo del Pleistoceno inferior en cuanto a la diversidad de taxones representados; decae su predominio para recuperarse posteriormente (Venta Micena); hacia el final, la dominancia de los cérvidos se hace estable y muy notoria. También se experimentan relevos en la fauna de carnívoros, pero es muy constante en este intervalo la presencia de «*Hyaena*» (*Pachycrocuta brevirostris*, así como la de *Ursus etruscus*. Entre los nuevos bóvidos se cuentan *Bison*, *Capra*, *Soergelia*; los ciervos villafranquienses *Croizetoceros*, *Eucladoceros*, etc., son sustituidos por los «*Megaceros*», *Dama* y *Capreolus*.

El microtino de muelas hipsodontas y arraiculadas *Allophaiomys pliocaenicus*, que se considera característico de las faunas infrapleistocenas, tipo Betfia, aparece en las orictocenosis ibéricas ya entrado el Pleistoceno inferior; antes del final de este intervalo se ha diversificado su descendencia en nuevos taxones de los géneros *Pitymys* y *Microtus*.

Es pobre la representación de vertebrados no mamíferos en este período; sobre fósiles de invertebrados hay información en la Depresión Guadix-Baza (Anadón *et al.*, 1987) y área de Olot-Banyoles (Julià, Villalta, 1974).

La representación de la etapa inicial inferopleistocena en el registro fósil de España es muy precaria: se reduce a algunos sitios, menos ricos, de la secuencia de Orce, Granada. Esta etapa coincide con la de vegetación fría Eburoniense en la Europa atlántica: se intercala o coincide en parte con la discordancia «Aúlla» en Italia, con el fin de una elevación tardía o basculamiento en el subcontinente, y, por ende, con las superficies penetrativas post-Raña o con las terrazas más altas en las Mesetas. Como estos fenómenos son generalizados, se comprende que la fosilización sea excepcional y ocurra sólo en áreas limitadas de subsidencia con sedimentación normalmente estratificada, como es el caso de las Béticas y depresiones gironinas en España. Quizá se sitúe cerca del límite, en esta primera fase, el nivel fosilífero de Barranco de los Conejos. La fauna de Sinzelles (Francia, ca 1,3 Ma) ya es plenamente pleistocena, con escasos relictos del Plioceno. La localidad de Incarcal (Gerona), y la brecha cementada de Cueva Victoria (Murcia) representan quizá una extensión del conjunto faunístico de Sinzelles.

Se siguen advirtiendo cambios en la etapa inmediata, cuya representación más completa para toda Europa se halla en el área de Venta Micena (Granada).

El nuevo cambio que se acusa hace ya menos de 1 Ma (millón de años) es el que definitivamente establece el tipo de faunas que se registrarán en buena parte del Pleistoceno medio. Los sitios más característicos de Europa con vertebrados fósiles en esta etapa son los de Le Vallonet, entre -0,95 y -0,90 Ma, y los de Solilhac, Ponte Galeria, entre -0,8 y -0,75 Ma. Este conjunto faunístico rebasa el límite convencional entre Pleistoceno inferior y Pleistoceno medio, pues se sigue encontrando más allá de la inversión Matuyama/Brunhes.

En compendio, las primeras faunas pleistocenas de mamíferos en Europa se caracterizan por la aparición del pequeño équido *Equus stehlini*, de *Eucladoceros tetraceros* y de *Cervus perolensis*, además de las inmigraciones de *Hippopotamus*, *Bison*, y la rápida expansión de *Allophaiomys pliocaenicus*. Han desaparecido los *Nyctereutes*, *Chasmaportetes*, *Croizetoceros*, *Cervus philisi*, *Eucladoceros senezensis* y *Anancus*. En España se acusa este cambio en Bagur 2 y Orce 4, con *A. pliocaenicus* y *Apodemus mystacinus* primitivo. Persisten la pantera de Schaub, *Acinonyx*, *Canis etruscus* y *Xenocyon rosi* (Grupo A en este trabajo). En cambio, el lobo de Mosbach, *Capra*, *Soergelia* son formas típicas de Venta Micena (grupo paleofaunístico B). En localidades granadinas el équido característico es *E. stenorhinus*.

Un tercer complejo de grandes mamíferos infrapleistocenos se distingue en Europa meridional y central por formas progresivas de *Mammuthus meridionalis*, las apariciones de *Crocuta crocuta*, *Ursus deningeri*, *Alces latifrons*, *Cervus elaphus*, *Premegaceros verticornis*, *Dicerorhinus kirchbergensis* y *D. hemitoechus*. Este complejo paleofaunístico (grupo C) caracteriza las clásicas faunas «cromerienses» de las Fresh Water Beds, las de Voigstedt y Mosbach inferior, y parece identificarse con el «Galeriano» de Italia y Solilhac (-0,8 Ma) en Francia. Está, pues, a caballo del Matuyama y el Brunhes (-0,69 Ma), y, por tanto, pasa del Pleistoceno inferior al Pleistoceno medio, según la acepción hoy usual. No hay localidades seguras de este grupo C en el Pleistoceno inferior de España. Véase, además, para un posible grupo paleofaunístico «Cero», que transgrede la base del Pleistoceno y lleva *Mimomys osztramosensis*, lo dicho a propósito de este límite basal (Aguirre, en este vol.).

No pretende el autor seguir un orden estrictamente cronológico en el listado siguiente de yacimientos. En lo posible, ha tratado de unificar los criterios para denominaciones genéricas sinónimas que, por tanto, difieren en algunos casos de las referidas en sus listas por los autores que se citan.

### Grupo paleofaunístico A

Asociación de *Allophaiomys pliocaenicus* con carnívoros villafranquienses *Acinonyx*, *Viretailurus schaubi*, *Xenocyon rosi*.

1. Cueva victoria (Carbonell et al., 1981; Agustí, 1982): *Crocidura* sp., *Erinaceus* sp., *Prolagus calpensis*, *Oryctolagus* cf. *lacosti*, *Myotis* sp., *Rhinolophus euryale*, *R.* cf. *mehelyi*, *Miniopterus* sp., *Allophaiomys* (*Arvicola*?) *chalconi*, *Eliomys quercinus*, *Apodemus mystacinus*, *Vulpes* sp., *Canis etruscus*, *Xenocyon rosi*, *Lynx* sp., *Phantera toscana*, *Megantereon* sp., *Viretailurus schaubi*, *Acinonyx* sp., *Pachycrocuta brevirostris*, *Dicerorhinus etruscus*, *Equus stenonis* ssp., *Equus* sp., de gran talla, *Mammuthus meridionalis* ssp., *Dolichodoricerus savini*, «*Cervus*» *elaphoides*, cf., *Hemitragus* sp., *Ovibovini* indet., *Caprini* indet., *Bovini* indet., *Homo* sp. (?). Medio cárstico. Se añade *Paradolichopithecus nova* sp. (S. Moyá, com. pers.).
2. Orce 4 (Agustí et al., 1987): *Miomys* sp., *Allophaiomys pliocaenicus*. Medio límnico.
3. Incarcal, Gerona (J. Maroto y N. Soler, 1985): *Homotherium crenatidens*, *Pachycrocuta brevirostris*, *Mammuthus meridionalis*, *Dicerorhinus etruscus*, *Equus stenonis* ssp., *Hiopotamus* sp., *Bison* sp.
4. Bagur 2 (López et al., 1976): *Allophaiomys pliocaenicus*, *Lagurus pannonicus*, *Pliomys episcopalis*, *Ungaromys* sp., *Castillomys crusafonti*, *Apodemus* aff. *mystacinus*, *A.* aff. *sylvaticus*, *Eliomys* aff. *intermedius*, *Prolagus* sp., *calpensis*, *Prolagus* sp., *Oryctolagus* cf. *lacosti*, *Leporidae* indet. Medio cárstico.

### Grupo paleofaunístico B

*Allophaiomys pliocaenicus*, sin los carnívoros villafranquienses, con *Cuon priscus* y el lobo Mosbach, y nuevos bóvidos *Capra*, *Soergelia*.

5. Venta Micena 2 (Agustí, 1987; Agustí et al., 1987): *Testudo* sp., *Lacerta* sp., *Desmana* sp., *Allophaiomys pliocaenicus*, *Apodemus* aff. *mystacinus*, *Castillomys crusafonti*, *Eliomys intermedius*, *Hystrix major*, *Prolagus calpensis*, *Oryctolagus* cf. *lacosti*, *Ursus etruscus*, *Canis etruscus mosbachensis*, *Vulpes praeglacialis*, *Cuon priscus*, *Xenocyon* sp., *Homotherium latidens*, *Megantereon cultridens adroveri*, *Pachycrocuta brevirostris ruizi*, *Phantera toscana*, *Lynx* sp., *Meles* sp., *Mammuthus meridionalis*, *Equus stenonis granatensis*, *Dicerorhinus etruscus brachycephalus*, *Hippopotamus* aff. *amphibius*, *Megaceros* (*Praemegaceros*) *solilhacus*, «*Cervus*» *elaphoides*, *Praeovibos* sp., *Capra alba*, *Soergelia minor*, *Caprini* indent., *Bison* sp. Medio límnico. Se ha anunciado la presencia de *Homo* sp., que no es segura.
- 6a. Barranco León 2/3 (Agustí et al., 1987): *Allophaiomys pliocaenicus*, *Apodemus mystacinus*, *Apodemus* aff. *sylvaticus*, *Castillomys crusafonti*, *Eliomys intermedius*, *Hippopotamus* sp., «*Cervus*» *elaphoides*, *Bison* sp., *Capra alba*, *Soergelia minor*, *Equus stenonis* sp., *Mammuthus meridionalis*. Barranco León 2/3 estaría en una posición estratigráfica ligeramente superior a Venta Micena 1-2, o lateral y equivalente. Barranco León 1, algo más alto, con Orce 7: la microfauna, más pobre, parece constante. Medio límnico. Vestigio de actividad antrópica (?).
- 6b. Orce 7 (E. Martín Suárez, 1988): *Castillomys crusafonti* ssp., *Apodemus sylvaticus*, *Apodemus mystacinus*, *Allophaiomys pliocaenicus*, *Galemys pyrenaicus*, *Soricinae* gen. sp. Medio límnico.

### Conjunto transicional al Cromeriense

Próximos al grupo B, pero con diferencias significativas no interpretadas aún, son los paleoconjuntos de Láchar-Fuentsanta: pueden ser, como Soleilhac, transicionales al complejo Cromeriense.

7-8. Láchar y Fuensanta (Granada) (Aguirre, 1974) corresponden probablemente a un complejo próximo de Venta Micena, con *Mammuthus* ex gr. *meridionalis*, *Dicerorhinus etruscus*, *Equus stenorhis granatensis*, cf. *Bison* sp., un antilopino de género y especie indeterminados, *Dama* cf. *nestii*, *Capreolus* cf. *süssenbornensis*, *Cervus* sp., Megacerini gen. sp., Cervidae gen. sp. indet. (V). Medio quizá lacustre con abundante aporte y suficiente drenaje.

Láchar presenta, en contraste con Cueva Victoria y Venta Micena, una diversidad de cérvidos superior a la de bóvidos. Entre estas dos familias, los bóvidos dominaron en Europa desde el Plioceno medio («Villafranchense» inferior o MN 16) hasta Seinzelles y Farneta, y acusan un descenso al comienzo del Pleistoceno inferior (33,3 por 100 de bóvidos). Se registra un ascenso de los bóvidos en Venta Micena (41,7 por 100) y torna a decaer esta familia en Vallonet y Solilhac ante el dominio de los cérvidos, que caracterizan el Pleistoceno medio.

9. Orce 3 (Martín Suárez, 1988): *Castillomys crusafonti* sp., *Apodemus sylvaticus*, *Eliomys intermedius*, *Mimomys pusillus*, *Mimomys savini*, *Allophaiomys burgondiae*, *Galemys pyrenaicus*, Soricini gen. sp., Crocidurini gen. sp., Soriculini gen. sp. Esta asociación corresponde al Pleistoceno inferior avanzado: nótese que *Mimomys savini* no va acompañado de *Pitymys* y *Mycrotus*, conocidos ya al final de este período. Medio límnico.

Grupo de conjuntos con posición incierta, probablemente en la parte más reciente del Pleistoceno inferior, son:

10. Villanueva del Pítamo (Sevilla) (Aguirre et al., 1962): *Mammuthus meridionalis meridionalis*, *Dicerorhinus* sp. cf. *etruscus*, *Hippopotamus* sp. Medio fluvial. Contiene el mamut meridional típico, por lo que debe de ser anterior al Jaramillo.

11. Salto de la Zorra (Toledo) (Alfárez, 1978): Un fósil de *Equus stenorhis* sp. en una terraza del Tajo, +74 m, en la margen derecha. Fluvial.

12. Pontón de la Oliva (Madrid) (P. Cabra et al., 1983): Depósito de la sierra madrileña con cf. *Hyaena brevisrostris*, *Dicerorhinus* sp., *Equus* sp. cf. *stenorhis* (pequeña talla), *Hippopotamus* sp., Cervidae indet., Bovini indet. (*Bos/Bison*).

13. Bóvila Ordis (Banyoles, Gerona) (Julià y Villalta, 1974): *Hippopotamus major*, *Mammuthus meridionalis* ssp., *Equus caballus* ssp., «*Cervus*» *elaphoides*, Megacerini gen. sp. indet., *Bison* sp., *Mimomys* sp. cf. *savini*, Emydidae. Fluvial y lacustre: distintos niveles en una estratigrafía complicada con accidentes tectónicos.

14. Valverde Calatrava I (Molina et al., 1974): *Mammuthus meridionalis* ssp., *Equus caballus mosbachensis*, *Hippopotamus amphibius major*, *Eucladoceros dicranios*, *Leptobos etruscus*. La mención de *Leptobos* ofrece duda, en vista de las atribuciones a formas primitivas de bisontes que sustituyen en trabajos recientes a citas de *Leptobos* en varios complejos del Pleistoceno inferior. Fluvial.

15. Fuensanta del Júcar (canteras de Loma de Taberneros; véase Pérez González, 1981): *Mammuthus meridionalis* ssp. progresiva, *Hippopotamus amphibius major*. El mamut de Fuensanta ofrece cierto parecido en sus molares con los de Mosbach antiguo y los del complejo Taman en URSS, pero es menos progresivo que todos éstos. Este nivel, pues, y quizá también el de Valverde, podrían preceder a los de Solilhac y Vallonet, pero la pobreza del registro impide mayor precisión.

Por lo dicho arriba sobre la continuidad de las paleofaunas tipo «cromeriense» antiguo, o «galeriano» a uno y otro lado de la inversión Matuyama/Brunhes, podrían tener su sitio aquí, y no en el Pleistoceno medio, algunos de los conjuntos y niveles que se reseñan más abajo del grupo C: Huéscar 1 (17), Congosto (19), Valdelobos (16), además, por supuesto, de la base de Atapuerca TD3 (15).

Otros sitios en que la cita del mamut meridional puede entenderse como indicativa de formaciones inferopleistocenas, y como promesa de mayor registro potencial, ocurren en una terraza alta del Cardoner, en Manresa, y en Sarriá y Tarrasa, Barcelona; en Molí Serelles, Cocentaina, Alicante (Aguirre et al., 1975); en Albolote y Cortes de Baza, Granada (Aguirre et al., 1974).

### 3. REGISTRO FAUNISTICO DEL PLEISTOCENO MEDIO (Y FINAL DEL PLEISTOCENO INFERIOR)

Ocurren algunos cambios y sustituciones faunísticas menores dentro de una constancia general de taxones característicos; por otra parte, dificulta conocer las biotas representadas en el registro el sesgo debido a acción antrópica

creciente en los yacimientos. Se admite práctica y provisionalmente como comienzo del Pleistoceno medio la inversión Matuyama/Brunhes; como término, la transgresión Eemiense. Desde el punto de vista de paleotemperaturas oceánicas, el Pleistoceno medio comprende desde el episodio 19 hasta el 6 inclusive. No se ha definido del todo la equivalencia de los estadios, interestadios e interglaciales en la acepción clásica con las curvas isotópicas. Puede admitirse, con los estratígrafos y paleobotánicos británicos y holandeses un Cromeriense en sentido amplio (es decir, inclusive de lo que algunos llamaron Mindel I o Elster I), que comprende cuatro oscilaciones cálidas o templadas —Cromer I a IV— alternantes con tres fases frescas o frías —A, B, C—. Puede verse como hipótesis una correspondencia con los episodios paleotérmicos del océano 19 a 13 (ambos inclusive) con esa división. La duración del Cromeriense, en esta acepción, sería entre -0,69 Ma hasta -0,47 Ma. Una segunda etapa comprendería el Elster en sentido estricto (Elster II de otros, o parte del Mindel) y el Mindel-Riss, o Holsteiniense. Los AA dudan si atribuir el Holstein al episodio paleotérmico 11 ó al 9; lo más prudente sería entender el «Gran Interglacial», concepto aplicado antiguamente el «Mindel-Riss», como la secuencia de ambos episodios cálidos, 11 y 9, y la breve oscilación fría 10. Entre el comienzo de la oscilación fría 12 y el final de la 9, cálida, transcurren 170.000 años. El último tercio del Pleistoceno medio dura otro tanto o muy poco más, desde -0,3 Ma hasta -0,13. Comprende dos episodios fríos prolongados, el 8 y el 6, y uno cálido, el 7. Ello viene a ser el equivalente del Saale, o de la clásica glaciación alpina Riss, con un interestadial incluido. El concepto de Riss con tres estadios fríos que se encuentra en algunos AA. podría entenderse como resultado de reducir el interglacial Holstein a la fase isotópica 11 y considerar Riss I a la oscilación fría 10.

En las paleofaunas de todo el Pleistoceno medio europeo perviven dos osos, *Ursus deningeri* y *Ursus praeartos*; el primero es sustituido sólo al final de este período por *U. spelaeus*. Es constante la pantera de Gombaszeg, que se tiene por idéntica con *Panthera toscana*, conocida ya a comienzos del Pleistoceno inferior; más característica del Pleistoceno medio es la *Panthera (Leo) fossilis*, león gigante más esbelto que el león de las cavernas del Pleistoceno superior. Perdura sin apenas modificación, sino en variedades con condicionantes ambientales, el elefante antiguo —*Elephas (Palaeoloxodon) antiquus*—; lo mismo puede afirmarse de los roedores *Allocricetus bursae* y *Microtus brecciensis*. Los rinocerontes mesodontos *Dicerorhinus hemitoechus* y *D. kirchbergensis* perviven desde el final del Pleistoceno inferior hasta bien empezado el Pleistoceno superior. No hay cita cierta del último en el mesopleistoceno medio de España. *Cervus elaphus* pervive hasta la actualidad, así como *Canis lupus* y *Equus caballus*. No está claro el valor estratigráfico de las subespecies o variedades de caballos, por la confusión en las citas debido a su dudoso reconocimiento en muchas ocasiones y los errores arrastrados. Otra especie identificable en todo el Pleistoceno medio es *Bison schoetensacki*.

El castórido *Trogontherium cuvieri* tiene una pervivencia limitada, aún no bien establecida, en el primer tercio del Pleistoceno medio o complejo cromeriense. Al final de esta división (Cromer III; verosíblemente, el episodio isotópico 15, -550 Ka) desaparecen las variedades progresivas del mamut meridional de Voigstedt y Mosbach I; en el siguiente episodio, glaciación cromeriense C (episodio isotópico 14?), se reconoce el mamut de estepa o *Mammuthus trogontherii*. Poco después, el microtino rizodonto *Mimomys savini* es sustituido por *Arvicola mosbachensis/cantiana* desde el Cromer IV, o episodio 13, esto es, el de Mauer, Mosbach II y la principal asociación de Westbury. Pervive el gran megacerino *Megaceros antecedens* hasta que en el Saale le reemplaza *M. giganteus*. En cambio, *Dolichodoricos*, *Praemegaceros solilhacus* y *P. verticornis* no llegan al Saale ni probablemente al Holstein. Es a partir de esta época cuando se extienden los microtinos más modernos, de los tipos *M. arvalis*, *M. agrestis*. Tengo la impresión, que deberá ser revisada o rechazada, de que *Equus caballus germanicus* puede ser característico del Saale: quizá aparezca muy poco antes. Algunas citas de *E. c. mosbachensis* en la literatura necesitan revisión: *E. c. steinheimensis* parece encontrarse en el Hosltein y el Saale, y aun antes.

El valor estratigráfico de las sustituciones y datos publicados de diversas formas de *Pitymys*, de *Pliomys*, de los lagomorfos europeos y de algunos insectívoros necesita la revisión de varios registros. Otros grupos deben revisarse desde el punto de vista taxonómico para ser útiles en Estratigrafía del Pleistoceno. *Lepus granatensis* aparece ya en Cúllar-Baza; *Oryctolagus cuniculus* se reconoce desde Cueva del Agua (N. López, comun. personal). Según Ruiz Bustos *et al.* (1982), *Apodemus flavicollis* no sería sino un morfotipo de *A. sylvaticus* que domina en ambientes forestados, húmedos en épocas de enfriamiento.

Es preciso recalcar que si se toma como límite entre el Pleistoceno inferior y medio la inversión magnética Matuyama/Brunhes, aquél no coincide ni ocurre próximo a evento paleofaunístico establecido, sino dentro del transcurso de las paleofaunas cromeriences del tipo Isernia y Atapuerca TD3 (grupo C en este trabajo).

En España no son abundantes los yacimientos del Pleistoceno medio ni ofrecen una cobertura regional regular. Son particularmente escasos los sitios atribuibles al tercio central del Pleistoceno medio, complejo Elster-Holstein, y son, hasta la fecha, casi exclusivos de la Meseta.

Atapuerca TD-3 contiene la inversión Matuyama/Bruhnes; su registro faunístico corresponde al de Isernia, Italia. Atapuerca TD-6, con los últimos *Mimomys savini* y ambiente frío, se correlaciona con Süssenborn. Posterior es Cúllar-Baza, coetáneo aproximadamente de Mosbach II, Mauer, Saint-Estève, Westbury o Boxgrove. Quizá pueda atribuirse Pinedo, cuya representación faunística es muy pobre, a la fase templada de Mauer; con poco lugar a duda se le puede asignar el tramo inferior de Transfesa, en Villaverde Bajo.

El yacimiento excepcional de la Trichera de Atapuerca presenta cuatro capas fosilíferas sucesivas y distintas en el complejo Cromer, incluyendo la inversión Matuyama/Bruhnes en su base, y hasta cinco capas fosilíferas diferenciadas posteriores al Holstein y anteriores al Eem, entre datos de no más de -300 Ka a muro y de no menos de -115 Ka a techo; es en cambio y por ahora, muy escaso el registro en las capas intermedias de esta localidad, correspondientes hipotéticamente al complejo Elster-Holstein.

Al Elster se atribuyen con bastante seguridad la terraza de buenavista, Toledo, las arenas medias lavadas, con gravas, de Transfesa, y los niveles principales inferiores de Torralba y Ambrona. Serían contemporáneos de Vértészöllös. Sólo los niveles con registro de flora cálida en Torralba y Ambrona puede atribuirse con seguridad al complejo del «Gran Interglacial», amén de la cantera de Aridos. Se puede considerar contemporánea de esta última ocupación la de Solana del Zamborino (Granada), si bien no se excluye con la actual evidencia que ésta pueda ser de la edad siguiente (Saale).

En la primera mitad del Saale se cuentan con seguridad los niveles TN-3 a 5 y TG-9 de Atapuerca. En la segunda parte, Atapuerca TD-10, 11; TG-10, 11, y TN-6 a 8. La paleofauna de Pinilla del Valle, Madrid, puede corresponder a este mismo estadio, aun cuando presenta elementos faunísticos que parecen más nuevos en la Península y algún taxón de ambientes húmedos que encajan mal en el episodio 8, muy continental. También cabe duda con respecto al nivel inferior de Los Casares (véase más abajo).

### Grupo paleofaunístico C (Pleistoceno inferior-medio)

Asociación de *Mimomys savini* con *Pitymys gregaloides* y *Pliomys episcopolis*; mamut meridional progresivo en hipsodoncia: al final aparece el mamut de estepa, *Mamuthus trogontherii*. Ciervos predominan sobre bóvidos. Presentes *Dicerorhinus hemitoechus*, caballo, castor y marmota.

Se encuentra ya instalado antes de la inversión Matuyama/Bruhnes, y corresponde a las asociaciones típicamente «cromerienses».

16. Atapuerca, TD-3, TD-4, Burgos (Gil, 1987; Sanchiz, Sesé y Gil, Soto, todos en Aguirre *et al.*, 1987): *Erinaceus europaeus*, *Eliomys quercinus*, *Allophaiomys chalinei*, *Pitymys aguirrei*, *Pitymys gregaloides*, *Microtus brecciensis*, *Mimomys savini*, *Pliomys episcopolis*, *Allocricetus bursae*, *Apodemus flavicollis*, *Oryctolagus* cf. *lacosti*, *Crocota crocuta intermedia*, *Panthera toscana*, *Equus* sp., *Dicerorhinus hemitoechus*, *Cervus elaphus* ssp., cf. *Megaceros* sp., cf. *Praemegaceros* sp., *Dama* cf. *clactoniana*, *Bison shoetensacki voigstedtensis*, *Elaphe* sp., *Coronella* sp., Colubrinae indet., Lacertidae indet., *Anguis fragilis*, *Bufo calamita*, *Pelodytes punctatus*, *Alytes obstetricans*.

Niveles TD-5, TD-6 (Gil, 1987; Sanchiz, Sesé y Gil, en Aguirre *et al.*, 1987). *Eliomys quercinus*, *Allophaiomys chalinei*, *Pitymys gregaloides*, *Microtus brecciensis*, *Mimomys savini*, *Pliomys episcopolis*, *Allocricetus bursae*, *Apodemus flavicollis*, *Pitymys subterraneus*, *Pitymys aguirrei*, *Pitymys sesei*, *Hystrix major*, *Castor* sp. cf. *fiber* (la correspondencia de este último taxón a este tramo no está del todo asegurada), *Beremendia* cf. *fissidens*, *Talpa europaea*, *Ursus praeartos*, *Equus* sp., cf. *Megaceros* sp., *Natrix natrix*, Colubrinae indet., Lacertidae indet., *Anguis fragilis*, *Triturus* sp., *Bufo calamita*, *Pelodytes punctatus*, *Alytes obstetricans*. En una muestra con niveles 4 y/o 5, indistintos, se obtuvieron fósiles de *Rana* sp., *Bufo bufo*, *Pelobates* sp. Atapuerca TD-6 tiene vestigios antrópicos. Medio cárstico.

17. Valdelobos, Toledo (Alfárez, 1977): Un fósil de *Mammuthus meridionalis* ssp., en terraza de +50 m en la margen derecha del Tajo, probablemente corresponde a la fase inicial del Pleistoceno medio.

18. Huéscar 1 (Mazo *et al.*, 1985; Alberdi, Bonadonna, 1989): Soricidae indent., *Eliomys quercinus* ssp., *Castillomys crusafonti* ssp., *Apodemus* sp., *Mymomys savini*, *Microtus brecciensis*, *Pitymys gregaloides*, *Lepus* cf. *granatensis*, *Oryctolagus* sp., Leporidae indent. *Canis etruscus*, Hyenidae gen. sp., *Homotherium* sp., *Panthera toscana*, *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus*, *Dicerorhinus etruscus brachycephalus*, *Equus stenonis* interm. *granatensis/altidens*, *Equus süssenbornensis*, *Hippopotamus major*, *Praemegaceros solilhacus*. Se conoce también avifauna (véase en cuadro III). Este yacimiento puede corresponder al final del Pleistoceno inferior.

19. Cueva del Congosto, Guadalajara (Alberdi, *et al.*, 1977): *Hystrix* sp., *Castor fiber*, *Equus caballus* cf. *mosbachensis*, *Dicerorhinus hemitoechus*, *Sus scrofa*, *Bos* cf. *primigenius*. Medio cárstico. La fauna del Congosto es de interés, pero el registro al presente es pobre para una atribución bioestratigráfica segura; puede aquélla corresponder a un estadio más moderno. La identificación más precisa del caballo y el bovino es de desear.

### Grupo paleofaunístico D

*Arvicola mosbachensis/cantiana* sustituye a *Mimomys savini*. Apareció el león gigante *Phantera (Leo) fossilis*. Caballos con rasgos primitivos. Pervive *P. verticornis*.

20. Cúllar de Baza 1, Granada (Alberdi y Bonadonna, eds., 1989): *Acanthodactylus* cf. *eritrurus*, *Lacerta* cf. *lepida*, *Lacerta (Podarcis)* sp., *Chalcides* cf. *bedriagai*, Scindidae gen. sp., *Blanus cinereus*, *Testudo* sp., *Sorex* sp., *Neomys* sp., *Crocidura* sp., *Eliomys quercinus*, *Allocricetus bursae*, *Apodemus* aff. *sylvaticus*, *Microtus brecciensis*, *Arvicola mosbachensis*, *Lepus* cf. *granatensis*, *Canis etruscus*, *Crocota crocuta*, *Mammuthus trogontherii*, *Equus altidens*, *Equus süssenbornensis*, *Dicerorhinus etruscus brachycephalus*, *Sus* cf. *scrofa*, *Capra* sp., *Bison* sp., *Dolichodoricerus savini*. Medio palustre. Algunos artefactos líticos.

Con dudas, se puede incluir en este grupo paleofaunístico la asociación de Mesetas de Con, Asturias (Crusafont, 1960): *Homotherium crenatiens*, *Ursus* cf. *etruscus*, *Equus*, cf. *süssenbornensis*, *Dicerorhinus etruscus*, *Cervus* cfr. *elaphus*, *Capreolus capreolus*, Megacerini (cf. *Praemegaceros*) sp., *Bison priscus*. Esta lista es interpretativa y de escasa fiabilidad. Es urgente revisar la colección de este importante yacimiento, pues la lista publicada en 1960 ofrece muchas dudas. También puede esto decirse de Mollet I inferior en Gerona.

21. Transfesa, Villaverde Bajo, Madrid (Molina *et al.*, 1974). a) Tramo inferior con cantos rodados a muro, y margas verdes: *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus*, *Sus* sp. cf. *scrofa*, Cervidae gen. sp.; b) Tramos superiores, encajados, de arenas lavadas y gravas: *Dolichodoricerus savini* *Equus* sp.—Transfesa (a) presenta industria. Transfesa (b) debe atribuirse, con poca duda razonable, al Elster. Medio fluvial.

22. Pinedo, Toledo (Aguirre, 1964; E. Soto in Querol y Santonja, 1979) = *Lepus* sp., *Oryctolagus* cf. *cuniculus*, *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus*, *Equus* sp., *Cervus* cf. *elaphus* var., Bovinae indent. La cita de *Hippopotamus* por E. Soto debe descontarse: un fragmento de molar colocado con los fósiles de Pinedo en la colección de M. Martín Aguado tenía su otra mitad entre los abundantes fósiles de hipopótamo de Buenavista. En Pinedo se recolectó industria lítica abundante. Medio fluvial.

23. Buenavista, Toledo, aguas abajo del Tajo (Alfárez, 1977; Molina *et al.*, 1974): *Mammuthus trogontherii*, *Equus caballus* ssp., *Hippopotamus* ex. gr. *amphibius*, *Dolichodoricerus savini*. Industria prehistórica escasa. Elster. Medio fluvial. Buenavista sería posterior a Pinedo.

24 y 25. Torralba y Ambrona (excepto nivel superior de Ambrona), Soria (lista revisada según Díez *et al.*, 1986; incl. Sesé, 1986, y A. Sánchez, 1988): *Anser anser*, *Tadorna ferruginea*, *Mergus serrator*, *Anas strepera*, *Porphyrio porphyrio*, cf. *Fulica atra*, *Vanellus vanellus*, *Macaca* sp. cf. *sylvanus*, *Crocidura* sp., *Oryctolagus* sp., *Microtus brecciensis*, *Apodemus* aff. *sylvaticus*, *Arvicola* aff. *sapidus*, *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus*, *Canis lupus mosbachensis*, *Panthera leo fossilis*, *Equus caballus torralbae*, *Dicerorhinus hemitoechus*, *Dama* sp. cf. *clactoniana*, *Cervus elaphus* var., *Bos* sp. aff. *taurus*. Medio lacustre. Se trata de yacimientos prehistóricos con relevante actividad antrópica. El registro de niveles atribuibles al interglacial no difiere sensiblemente del principal, que corresponde a una fase fría, con oscilaciones.



## Grupo E

Comprende Holstein y Saale. Es difícil de subdividir. Asociación semejante a la precedente. No aparecen *Praemegaceros* ni *Dolichodoricer*. Aparecen el conejo, el corzo actual, caballos más progresivos, *E. caballus germanicus*. El mamut de estepa evoluciona también a formas progresivas.

26. Aridos, Madrid (Pérez González et al., 1980): *Anguilla anguilla*, *Esox lucius*, *Alosa* sp., *Barbus* sp., *Leuciscus cephalus*, *Chondrostoma* sp., *Carassius*, *Pelobates cultripes*, *Rana ridibunda*, *Bufo bufo*, *Discoglossus pictus* gen. aff. *Alytes*, *Hyla arborea/meridionalis*, *Elaphe scalaris*, Colubrinae indet., *Lacerta* cf. *lepida*, *Lacerta* sp., *Emys orbicularis*, *Anas platyrhynchos*, *Anas crecca*, *Anas clypeata*, *Accipiter nisus*, *Alectoris graeca/rufa*, *Perdix palaeoperdix*, *Porzana porzana*, *Columba oenas*, *Columba palumbus*, *Strix aluco*, *Upupa epops*, *Picus viridis*, *Dendrocopos major*, *Galerida cristata*, *Hirundo rustica*, *Turdus pilaris*, *Turdus iliacus*, *Parus cristatus*, *Coccothraustes coccothraustes*, *Corvus mone-dula*, *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus*, *Sus* sp., *Cervus elaphus*, Bovidae indet., *Lepus* sp., *Oryctolagus* cf. *lacosti*, *Castor fiber*, *Eliomys quercinus*, *Allocricetus bursae*, *Microtus brecciensis*, *Arvicola* cf. *sapidus*, *Apodemus* cf. *sylvaticus*, *Sorex* sp., *Crociodura* aff. *russula*, *Pipistrellus* sp., Vespertilionidae gen. sp. indet. Por lo menos, el nivel con *Elephas (P.) antiquus* es antrópico. Medio fluvial.

27. Ambrona superior. El miembro alto de Ambrona, que falta en Torralba y contiene casi exclusivamente *Equus caballus* ssp., es posterior al Holstein.

28. Atapuerca TD-8, Burgos (E. Gil, 1987; Sanchiz, 1987, in Aguirre et al., eds.): *Pitymys subterraneus*, *Microtus brecciensis*, *Allocricetus bursae*, *Oryctolagus* cf. *lacosti*, *Bufo calamita*, Lacertidae indet., Colubrinae indet.; Sanchiz (ob. cit.) cita de TD-7: *Alites obstetricans*, *Pelodytes punctatus*, *Bufo calamita*, *Anguis fragilis*, Lacertidae indet., Colubridae indet. Medio cárstico.

29. Cueva del Higuerón, Granada (López y Ruiz Bustos, 1977): *Talpa* sp., *Crociodura russula*, *Sorex araneus*, *Plecotus auritus*, *Rhinolophus* aff. *ferrum-equinum*, *Miniopterus schreibersi*, *Prolagus sardus*, *Oryctolagus cuniculus*, Sciuridae gen., *Gerbillus campestris*, *Eliomys quercinus*, *Allocricetus bursae*, *Microtus brecciensis*, *Apodemus sylvaticus*, *Cervus elaphus*. Medio cárstico. Es notable la presencia de un gerbilido de las faunas norteafricanas.

Podemos contar en este mismo complejo la fauna antigua de San Isidro, del nivel alto de terrazas del Manzanares, Madrid (Ezquerro, 1850; Graells, 1897).

30. Solana del Zamborino, Guadix, Granada (Martín Perela, 1987): *Anura* indet., *Testudo* sp., *Lacerta* sp., *Sorex* sp., *Crociodura* sp., *Oryctolagus* cf. *cuniculus*, *Lepus* sp., *Eliomys quercinus* cf. *quercinus*, *Eliomys quercinus* cf. *lusitanicus*, *Allocricetus bursae colombierensis*, *Arvicola sapidus*, *Microtus brecciensis*, *Apodemus* cf. *flavicollis*, *Canis* cf. *lupus*, *Phantera leo spelaea*, *Felis lynx* cf. *pardina*, *Felis sylvestris*, *Macaca sylvanus*, *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus*, *Equus caballus torralbae*, *Dicerorhinus hemitoechus*, *Hippopotamus* sp., *Sus scropha*, *Cervus elaphus*, *Dama* sp., *Capreolus capreolus*, *Bos primigenius*, *Bison priscus*. Es preciso notar que ni de la evidencia que se aporta en el trabajo de Martín Perela ni en el estudio comparativo aparece nada que permita afirmar la presencia de bisonte; la atribución de los restos de león a la variedad *P. (Leo) spelaea* puede ser revisada.—Es yacimiento arqueológico.

31. Cueva del Agua, Granada (López y Ruiz Bustos, 1977): *Lacerta* sp., *Talpa* sp., *Crociodura* sp., *Sorex* sp., *Lepus* aff. *capensis*, *Oryctolagus cuniculus*, *Microtus brecciensis*, *Arvicola* cf. *sapidus*, *Allocricetus bursae* cf. *pyrenaicus*, *Apodemus* cf. *sylvaticus*, *Eliomys quercinus* aff. *lusitanicus*, *Cletrionomys* sp., *Pliomys lenki*, *Pitymys duodecimcostatus*, Mustelidae gen. sp. indet., *Felis lynx spelaea*, *Equus* sp., *Cervus* sp., *Capreolus* sp., *Bos primigenius*. Medio cárstico.

32. Atapuerca, TN-2, Burgos (P. Sevilla, 1986): *Myotis myotis*, *Myotis* sp. ex gr. *myotis-bytni*, *Miniopterus schreibersi*, *Rhinolophus euryhale*, *Rhinolophus mehelyi*, *Rhinolophus* sp. Estos fósiles representan abertura al exterior del aparato cárstico TN-TG, ocurrida probablemente al final del gran interglacial o episodio isotópico 9. Medio cárstico.

33. Atapuerca TN 4-6 (y TG 9), Burgos (E. Gil, 1987; Gil, Sanchiz, 1987, in Aguirre et al., eds.): *Eliomys quercinus*, *Pitymys subterraneus*, *Microtus brecciensis*, *Microtus* cf. *agrestis*, *Pliomys lenki*, *Allocricetus bursae*, *Arvicola sapidus*, *Apodemus flavicollis*, *Oryctolagus* sp. cf. *lacosti*, *Marmota marmota*, *Equus caballus* sp., *Alytes obstetricans*, *Bufo calamita*, *Rana* sp., Lacertidae indet. Cárstico. Evidencias arqueológicas.

34. Ibeas SH, Burgos (Torres; Morales *et al.*, in Aguirre *et al.*, eds., 1987; Gil, 1987): Lagomorpha indet., *Homo sapiens* ssp., *Vulpes vulpes*, cf. Cuoninae indet., *Ursus deningeri*, *Meles* sp., *Felis sylvestris*, *Panthera toscana*, *Panthera leo fossilis*. Se ha recolectado también *Allocricetus bursae*, *Apodemus* sp., Arvicolidae gen. sp. indet., además de quirópteros indeterminados; de la contemporaneidad de, al menos, algunos de estos últimos puede dudarse. Cárstico, yacimiento derivado por arrastre tardío.

35. Pinilla del Valle, Madrid (Alfárez, Molero, 1982): Pisces indent., Amphibia indent., Reptilia indent., Aves indent., Insectivora indent., Chiroptera indent., *Microtus brecciensis*, *Microtus* sp., *Clethrionomys* cf. *glareolus*, *Arvicola* aff. *sapidus*, *Pitymys* ex. gr. «savii», *Allocricetus bursae*, *Eliomys quercinus*, *Ursus* sp., *Vulpes* cf. *vulpes*, *Canis lupus*, *Crocota crocota* ssp., *Panthera* sp., *Felis sylvestris*, *Dicerorhinus hemitoechus*, *Equus caballus* ssp., *Cervus elaphus*, *Dama* cf. *clactoniana*, *Capreolus* cf. *capreolus*, *Bos/Bison* sp., *Sus scrofa*, *Homo sapiens* ssp. Las condiciones de este yacimiento hacen difícil su asignación a una cronología precisa. Contiene vestigios prehistóricos.

36. Atapuerca TD 10-11; TG 10-11, Burgos (A. Sánchez; B. Sánchez y E. Soto; F. B. Sanchiz, Morales *et al.*, todos in Aguirre *et al.*, eds., 1987): *Rana* sp., *Falco tinnunculus*, *Perdix palaeoperdix*, *Coturnix coturnix*, *Otis tarda*, *Pluvialis apricaria*, *Calidris alpina*, *Tringa totanus*, *Limosa limosa*, *Gallinago gallinago*, *Gallinago media*, Scolopacidae gen. sp. indent. 1, Scolopacidae gen. sp. indent. 2, *Sterna albifrons*, *Columba* sp., *livia/oenas*, *Galerida cristata*, *Lulula arborea*, *Aluda arvensis*, cf. *Saxicola rubetra*, cf. *Turdus merula*, *Turdus viscivorus*, *Emberiza citrinella*, *Fringilla coelebs*, *Pyrrhocorax pyrrhocorax*, *Pyrrhocorax graculus*, *Pyrrhocorax* sp., *Corvus monedula*, *Corvus antecorax*, *Hystrix vinogradovi*, *Marmota marmota*, *Eliomys quercinus*, *Pitymys subterraneus*, *Microtus brecciensis*, *Microtus* sp. cf. *agrestis*, *Pliomys lenki*, *Allocricetus bursae*, *Arvicola sapidus*, *Apodemus flavicollis*, *Oryctolagus* cf. *lacosti*, *Ursus spelaeus*, *Canis lupus* cf. *mosbachensis*, *Vulpes vulpes*, *Felis lynx spelaea*, *Felis sylvestris*, *Panthera leo fossilis*, *Panthera toscana*, *Dicerorhinus hemitoechus*, *Equus steinheimensis*, *Equus caballus germanicus*, *Cervus elaphus*, *Bison shoetensacki*. No es seguro que esta asociación revele la fauna inmediatamente anterior al último interglacial. Estos niveles de la Trinchera de Atapuerca contienen vestigios arqueológicos abundantes, y algunos suelos de ocupación humana. Medio cárstico.

Las faunas representadas en los Can del Duc, y Torroella del Montgrí parecen corresponder a la parte superior del Pleistoceno medio, aun cuando no a este último episodio. Sería conveniente revisar los documentos de las antiguas recolecciones, en busca de poder precisar la situación biostratigráfica de aquellos importantes yacimientos.

#### 4. REGISTRO FAUNISTICO DEL PLEISTOCENO SUPERIOR

Se conviene, en general y provisionalmente, en que el lapso cronoestratigráfico llamado Pleistoceno superior comienza con el brusco aumento térmico del episodio 5 isotópico y el correspondiente ascenso del nivel medio del mar con fauna Eutirreniense en el Mediterráneo. El dato comúnmente admitido es de 128.888 años aA. Este episodio cálido se conoce como Eemiense en las regiones de Europa noratlántica. Le sigue la «última glaciación» o Würm de la terminología alpina. Concluye esta subdivisión del Pleistoceno con la base del Holoceno, que convencionalmente se sitúa en 10.000 años aA.

Dividimos todo este intervalo en dos, que comprenden, cada uno, un pico cálido o templado y otro frío: se corresponden éstos, probablemente, con las oscilaciones paleotérmicas oceánicas, registradas por isótopos del oxígeno, números 5 y 4, la primera mitad, y la segunda con las curvas 3 y 2. El primero de estos dos ciclos completos es de más larga duración —de 128.000a. aA hasta hace 35.000a.—; comprende una oscilación térmica más acusada y un descenso térmico fluctuante, en el que no es fácil señalar de modo acorde dónde llega el 5 y dónde comienza el episodio frío núm. 4. Se puede dar por buena la correlación con el interglacial Riss-Würm, y los episodios Würm I, I-II y II de la escala alpina según los AA. En todo este intervalo se encuentran en Europa industrias que son clasificadas como mesopaleolíticas; al final aparecen ya los primeros conjuntos típicos de «Paleolítico Superior». El segundo ciclo, más breve, se correlaciona con la fluctuación benigna que se hacía corresponder con el Würm III, III-IV, y los fríos intensos del Würm IV. En términos de las estratigrafía botánica abarca desde el episodio Arcy y la secuencia Denekamp-Kesselt en Europa Oriental hasta el Alleröd y Dryas III. Estos términos se corresponden con vestigios culturales de las tradicionales superopaleolíticas llamadas Auriñaciense, Gravettiense, Solutrense y Magdaleniense, según la secuencia convencional francesa. Entre las representaciones fósiles de las faunas del Pleistoceno

Yacimiento Nivel Fuente bibliográfica	Zafarraya (1)	Carihuela inf. (2)	Cova Negra (3)	Abric Romani (4)	Lezetxiki VI, VII (5)	Axlor (5)	Lezetxiki IV (5)	Morin 17 (6)	La Ermita (7)	Valdegoba (8)	Los Casares A (9)	Los Casares B (9)	Arroyo Culebro La Aldehuela (10)
<i>Homo sapiens neanderthalensis</i> .....	+	+	+		+	+	+			+		+	
<i>Rhinolophus euryhale</i> .....												+	
<i>Myotis myotis</i> .....			+						+			+	
<i>Miniopterus schreibersi</i> .....			+						+				
<i>Erinaceus europaeus</i> .....		+	+										
<i>Sorex</i> sp. ....		+								+			
<i>Crocidura</i> sp. ....	+	+											
<i>Talpa europaea</i> .....	+												
<i>Eliomys quercinus</i> ssp. ....	Lusitanicus	Lusitanicus	+										
<i>Allocricetus bursae</i> .....		+	+										
<i>Microtus arvalis/agrestis</i> .....	+	+								+			
<i>Microtus brecciensis-dentatus</i> .....	+		+										
<i>Microtus nivalis</i> .....		+								+			
<i>Microtus cabreræ</i> .....		+											
<i>Pliomys lenki</i> .....		+			+					+			
<i>Arvicola sapidus</i> /sp. ....			+		+					sp.			
<i>Apodemus flavicollis</i> /sp. ....	+	cf.								sp.			
<i>Mus musculus</i> .....												+	
<i>Pitymys duodecimcostatus</i> .....	+												
<i>Hystrix vinogradovi</i> .....										cf.			
<i>Castor fiber</i> .....			+							+		+	
<i>Marmota marmota</i> .....					+					+		+	
<i>Lepus</i> sp. ....	+	capensis	+		+								
<i>Oryctolagus cuniculus</i> .....	sp.	+	+	+					+	+	+		
<i>Meles meles</i> .....					+	+				+			
<i>Mustela putorius</i> .....													
<i>Ursus arctos</i> .....	+				+	+	+				+	+	
<i>Ursus spelæus</i> .....					+	+				sp.		+	
<i>Vulpes vulpes</i> .....			+	+	+	+			+	+		+	
<i>Canis lupus</i> .....	+		+	+	+	+	+	+	+	+		+	
<i>Cuon alpinus</i> .....													+
<i>Crocota crocota</i> ssp. ....			+	+				+		+	+	+	
<i>Felis sylvestris</i> .....			+	+						+		+	
<i>Felis lynx</i> ssp. ....		+	pardina	pardina	+	+				pardina		+	
<i>Panthera pardus</i> .....		+	+		+				+	+		+	
<i>Panthera leo spelæa</i> .....			+		+						+	+	
<i>Palaeoloxodon antiquus</i> .....			+										
<i>Mammuthus primigenius</i> .....					+								+
<i>Dicerorhinus kirchbergensis</i> .....					+								
<i>Dicerorhinus hemitoechus</i> .....		+	+							+	+	+	
<i>Coelodonta antiquitatis</i> .....			+										+
<i>Equus caballus</i> ssp. ....	+	⊕	⊕	⊕	+	⊕		+	+	+	casarensis	casarensis	+
<i>Equus (Asinus)</i> sp. ....			+		+					hydruntinus			
<i>Sus scrofa</i> .....	+	+	+	+	+	+				+	+	+	
<i>Cervus elaphus</i> .....	+	+	⊕	+	+	+	⊕	+	+	+		+	
<i>Capreolus capreolus</i> .....	+		+		+	+	+	+	+	+		+	
<i>Rangifer tarandus</i> .....							+						
<i>Rupicapra rupicapra</i> .....			+	+	+	⊕	⊕		+	⊕	+	+	
<i>Capra pyrenaica</i> .....	+		+	+	+	+	+		+	+	+	+	
<i>Bos primigenius</i> .....	+	+	+										
<i>Bos/Bison</i> sp. ....				+				⊕	+	+	+	+	
<i>Bison priscus</i> .....					+		+						

- (1) Barroso et al., 1984.  
(2) Ruiz Bustos, in G. Vega, 1988.  
(3) Pérez Ripoll, 1977  
(4) B. Sánchez (ms.)  
(5) Altuna, 1972, 1973.  
(6) Altuna, in González-Echegaray, Freeman, 1971.  
(7) M. Delibes, 1972  
(8) B. Sánchez, in Díez et al., 1988.  
(9) Altuna, in Barandiarán, 1973  
(10) P. Arsuaga, E. Aguirre, 1979.  
+ taxon presente.  
⊕ taxon muy abundante.  
⊕ taxon dominante

Cuadro I. Paleofauna registrada en localidades españolas del primer ciclo climático principal del Pleistoceno superior  
Table I. Paleofaunal occurrences in Spanish sites of late Pleistocene earliest main climatic cycle

superior, los registros más completos de la Península Ibérica corresponden a los yacimientos prehistóricos en cavidades de la Cornisa Cantábrica.

La primera subdivisión paleofaunística de este tramo —que llamamos Grupo F— cuenta con buenas representaciones dispersas por las Península; algunas de ellas están asociadas a fósiles humanos del grupo de Neandertal, entre las cuales Cova Negra, Cueva de la Carihuela, Boquete de Zafarraya, Valdegoba, Lezetxiki, Axlor, Abric Agut, Mollet.

La fase cálida Eemiense (curva isotópica 5) se conoce muy pobremente en la España continental, máxime desde el punto de vista faunístico. Sólo con duda pueden atribuirse, por ahora, el complejo inferior de Cueva del Castillo (o parte de él), el nivel paleofaunístico inferior de los Casares, quizá, con duda también, alguno de los niveles más inferiores de Lezetxiki.

La representación de carnívoros es muy desigual en el registro y por ende poco significativa; es muy completa sólo en la Cueva de los Casares, Guadalajara, interesante en Lezetxiki, Valdegoba, Cova Negra. Puede pensarse que en la primera mitad de la última glaciación desaparecen de España los cuoninos. A partir de esa oscilación del clima decae el número de osos de las cavernas (*Ursus spelaeus*), muy abundantes en Lezetxiki IV y III. La última cita, por ahora, del elefante antiguo (*Palaeoloxodon antiquus*) ocurre en Cova Negra. Estos conjuntos tienen en común una asociación trivial de quirópteros y de carnívoros. Entre estos últimos cuentan todavía el león gigante, el leopardo y la hiena manchada. El oso pardo se cita sólo con duda en Los Casares; el oso de las cavernas se halla en cuevas de Guipúzcoa, muy abundante en Lezetxiki IV. Entre los roedores, se señalan por primera vez *Microtus nivalis* y *Microtus cabreræ*.

El rinoceronte común es todavía *Dicerorhinus hemitoechus*. No suele faltar *Sus scropha*, y es ya característica la asociación de ciervo, corzo, íbice y sarrío, tanto en ambientes mediterráneos y cantábricos como del interior. El uro y el bisonte se distribuyen de modo antagónico, lo que puede constituir un buen indicio paleoecológico; pero en muchos casos no se ha llegado con seguridad a la identificación entre estos bovinos. En Cova Negra domina el conejo, abundan caballo y ciervo, y en menor grado el rinoceronte de estepa, el uro y el íbice. Después del oso, son el venado y el sarrío las formas que más abundan en Lezetxiki IV, mientras que en Axlor el caballo y el sarrío son los más frecuentes, seguidos por el venado y el íbice. En Lezetxiki VI predominan el bisonte (*Bison priscus*) y el caballo. El reno no hace su aparición hasta Lezetxiki IV (cuadro I). Los caballos son dominantes en Abric Romaní y en La Carihuela, el bisonte en Cueva Morín y el sarrío o rebeco en Valdegoba. Puede inferirse que los cazadores de esta época muestran capacidades de especialización que aplican de modo oportunista.

En ninguna de las asociaciones mencionadas arriba se ha citado el mamut lanudo (*Mammuthus primigenius*), sí el rinoceronte lanudo (*Coelodonta antiquitatis*), cuya inmigración en la Península Ibérica suele atribuirse a la primera fase fría de la última glaciación («Würm I»). Al parecer, estas formas son esporádicas, y no (o muy raramente) cazadas. Ambas se encuentran en La Aldehuela y cerca, en depósitos del Arroyo Culebro, aportes de barrancos laterales que se encajan en una terraza mesopleistocena del Manzanares (Arsuaga y Aguirre 1979). En el sistema fluvial Manzanares-Jarama-Tajo es normal que los aluviones de la «última glaciación» se hallen por debajo del nivel fluvial presente, y que el comienzo de ella se manifieste por coluviones y aportes laterales. Por ello, atribuyo los depósitos de Arroyo Culebro a la curva 4 de la escala isotópica, esto es a un episodio de clima frío y bastante árido, muy continental y estacional, en esta etapa. Esta interpretación es coherente con la evolución de los cauces Prados-Guatén, según Silva *et al.* (1988). Las condiciones fueron duras para los ocupantes humanos y buena parte de la fauna, y favorables para la inmigración del mamut lanudo y el rinoceronte de nariz tabicada. *Mammuthus primigenius* se extendió por la Península Ibérica, hasta Incio, Lugo, por el Oeste, y la Turbera de El Padul, en la cita más meridional, probablemente, de esta especie, de edad no precisada; en la época que sigue, su presencia es también registrada en Asturias, Cantabria, y en Castilla por pinturas rupestres de estilo naturalista. *Coelodonta antiquitatis* se encuentra representado, además del mamut, entre los grabados de la Cueva de Los Casares; las citas de esta especie con contexto son la de Lezetxiki III y, más meridional, la de La Carigüela, Granada. Una rápida inmigración pudo estar favorecida por la caída brusca de la temperatura y del nivel del mar, hace unos 70.000 años. En el «Würm II» de los autores un nuevo descenso térmico sucede a una oscilación más tibia, hace c. 50.000 años, y es seguido por otra hace 41.000 a.

\* \* \*

Yacimientos Nivel (arqueológico) Dato C14 (Ka) Fuente bibliográfica	Lezetxiki III	Urtiaga I (Auriñ.)	Morin FF1, 6 (Auriñ.)	Morin		Riera (Solutrense)			Aitzbitarte IV (Solutr.)	Bolinkoba D (Solutr.)	Ermittia Inf. (Solutr.)
	Altuna 1972	Altuna 1973	Altuna 1971	5a, 4 (Gravet.) C21	3 (Solutr.) C20	8-13 21-17	15 sup.-16 C17	17 17	Altuna 1972	Straus 1983	Straus 1983
Taxones	Altuna in Straus 1983										
<i>Erinaceidae</i> gen/sp. ....											
<i>Crocidura</i> sp. ....									+		
<i>Sorex araneus</i> sp. ....									+		
<i>Sorex minutus</i> ....											
<i>Talpa europea/occidentalis</i> .....									+		
<i>Neomys fodiens</i> ....											
<i>Eliomys quercinus</i> ....											
<i>Glis glis</i> .....											
<i>Apodemus mystacinus</i> .....											
<i>Apodemus sylvaticus</i> .....											
<i>Allocricetus bursae</i> .....											
<i>Arvicola terrestris</i> .....		+							+		
<i>Microtus gregalis</i> .....									+		
<i>Microtus ratticeps</i> .....									+		
<i>Microtus nivalis</i> .....									+		
<i>Microtus arvalis/agrestis</i> .....									+		
<i>Pitymys</i> sp. ....											
<i>Lepus europaeus</i> .....											
<i>Lepus timidus</i> .....											
<i>Oryctolagus cuniculus</i> .....											
<i>Ursus spelaeus</i> .....	+	?							+		
<i>Ursus arctos</i> .....	+	+								?	
<i>Vulpes vulpes</i> .....	+	+	+	+					+	+	+
<i>Canis lupus</i> .....	+		+	+	+						+
<i>Crocuta crocuta</i> .....	+			+							
<i>Meles meles</i> .....	+									? sp.	
<i>Mustela putorius</i> .....	+								+		
<i>Mustela nivalis</i> .....									+		
<i>Mustela erminea</i> .....									+		+
<i>Felis sylvestris</i> .....			+	+							+
<i>Felis lynx</i> ssp. ....				+							+
<i>Panthera pardus</i> .....	+			+							
<i>Panthera leo spelaea</i> .....		+									
<i>Phaca vitulina</i> .....											
<i>Mammuthus primigenius</i> .....				+							
<i>Dicerohinus kirchbergensis</i> .....	+										
<i>Coelodonta antiquitatis</i> .....	+										
<i>Equus caballus</i> ssp. ....	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+
<i>Sus scrofa</i> .....	+		+								+
<i>Cervus elaphus</i> .....	+	+	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	+	+
<i>Capreolus capreolus</i> .....	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+
<i>Rangifer tarandus</i> .....	+	⊕							+		+
<i>Rupicapra rupicapra</i> .....	+	⊕	+			+	+	+	⊕	+	+
<i>Capra pyrenaica/ibex</i> .....	+	+	+	+	+	+	+	⊕	+	⊕	⊕
<i>Bos primigenius</i> .....											
<i>Bos/Bison</i> .....		+		+	+	+	+	+	+	+	
<i>Bison priscus</i> .....	+										

Cuadro II. Paleofauna registrada en yacimientos españoles de la segunda mitad del Pleistoceno Superior  
 Table II. Paleofaune occurrences in spanish sites of the later upper Pleistocene



Son muy abundantes los sitios y niveles arqueológicos con restos fósiles que corresponden a la segunda mitad de la última Glaciación: ésta comienza con una oscilación benigna, hace c. 35.000, a la que sigue una fase («Würm IV») intensamente fría, con una oscilación menor.

En estas fases paleofaunísticas (v. cuadro II) es preciso tener en cuenta que, salvo excepción, se trata de acumulaciones debidas a acción antrópica, en las que la representación de las faunas está sesgada por las preferencias del ocupante humano. Por otra parte, los cambios en la representación proporcional de diversas especies de presa responden también a condiciones geográficas. Hay gradientes descendentes de Este a Oeste, incluso en niveles contemporáneos, en las ocurrencias del sarrio o rebeco (*Rupicapra rupicapra*) y de *Capra pyrenaica*, mientras que el ciervo abunda más hacia el Oeste.

Algunas representaciones diferenciales se explican por la altitud, tipo de relieve y de vegetación. Finalmente, ciertas diferencias entre niveles distintos de un mismo lugar pueden atribuirse a cambios climáticos en secuencia cronológica; pero normalmente se constata cierta permanencia duradera de las relativas frecuencias de especies en un lugar a través de sucesivos niveles. Por ejemplo, en Cueva Morín dominan los restos de ciervo a través de una secuencia de oscilaciones climáticas y de una sucesión de culturas; en Urutiaga y Ermitia el sarrio es, al menos, igualmente frecuente. Quizá la tradición de un clan y condicionantes locales llegan a ser factores determinantes tanto o más que las crisis naturales y que el propio avance tecnológico.

Las industrias que se registran en estos niveles va, según la nomenclatura aún usual, de la secuencia Auriñaciense al Perigordense superior, el Gravettiense y Solutrense tempranos a lo largo del «Würm III». El resto de la secuencia Solutrense y los Magdalenienses se suceden durante la fase fría postrera («Würm IV»). Resumimos toda esta secuencia del *Grupo paleofaunístico G*.

En la fase inicial tibia («Würm II.III a III/IV» de los AA), predominan los venados en Cueva Morín, niveles 4 a 6 y FF1: son éstos también muy abundantes en Aitzbitarte IV, y lo son, en cambio, el reno y el sarrio en Urutiaga I. Es confuso el dato de Lezetxiki IV y III: para este último se cita c. -19.000 a. (Altuna, 1972) y c. -30.000 a. (Mariezcurrera, 1979); la industria, Musteriense para unos, es Auriñaciense para otros. La abundancia de bisonte y oso de las cavernas, la presencia de *Megaceros* sp. y de *Pliomys lenki* sugieren una fecha relativamente remota y clima frío.

No se aprecian alteraciones muy sensibles en las dominancias y frecuencias relativas de los componentes faunísticos en esta oscilación, que contiene las últimas citas de *Crocota crocota*, *Panthera pardus*, *Panthera leo spelaea*, y la última segura del mamut lanudo. No han vuelto a citarse ni rinocerontes ni el oso de las cavernas, ni los cuoninos. En el «Würm IV» continúan predominando los ciervos en los yacimientos occidentales: La Paloma 4, 6, 8; Tito Bustillo; Morín 2, y también en Urutiaga F y D, y Ekaín VII. Domina en cambio la *Capra pyrenaica* en algunos yacimientos del Norte como Ekaín VI y Ermitia. El predominio del íbice aparece en el Sur, en Cueva de Ambrosio, en fecha temprana. La recesión del sarrio y del corzo se acusa aún en la región más favorable, y el caballo no parece ser cazado sino muy raramente.

La distribución de los restos faunísticos por especies en yacimientos prehistóricos de la cornisa cantábrica correspondientes a la oscilación 3-2 de la secuencia paleotérmica, entre cerca de -35.000 a. y nos -10.000 a., puede verse en el cuadro IV, construido con datos de diversos autores, que se citan. En general, en los niveles templados del primer tercio se encuentra industria superopaleolítica de tradiciones iniciales; entre fechas C14, de -22.000 a. a -16.000 a., son comunes las solutrenses, y desde -15.000 al Posglacial las magdalenienses. En otras regiones españolas es menos conocido el registro faunístico.

Además del registro fósil, las representaciones figurativas del arte prehistórico contienen una información interesante. Han sido bien estudiadas las de Altamira, Peña de Candamo, Los Casares, El Ramu, Altxerri y Ekaín, entre otras. Como indican Altuna y Apellániz (1976; 1978), hay discrepancias entre las frecuencias relativas de las especies según el registro figurativo y según el registro fósil. Como uno y otro han podido ser sesgados por preferencias del ocupante humano, la duda sobre la composición real de las biocenosis representadas puede permanecer. Sólo queda cierto que el ser humano tenía apetencias y preferencias no estrictamente alimentarias o de subsistencia.

## 5. OBSERVACIONES SOBRE LOS VERTEBRADOS NO MAMIFEROS

La avifauna fósil del Cuaternario de España es importante. Muy pocas son las especies o subespecies extinguidas. Por ello, más que interés estratigráfico, el registro tiene valor como indicativo paleoecológico o paleoclimático; empero sólo tienen esta utilidad los yacimientos con registro relativamente rico y completo (ver cuadro III).

A los reptiles y anfibios se ha prestado atención en los yacimientos del área de Venta Micena y Orce (en Moyá-Solá *et al.*, 1987). Las identificaciones de estos grupos en Atapuerca, Huéscar y Aridos se deben a Sanchiz (ver en monografías citadas para cada sitio), así como en no pocos yacimientos del Pleistoceno superior, entre ellos La Paloma y Las Caldas.

Hay escaso registro de peces en yacimientos cuaternarios, como en Aridos, Atapuerca (ver más arriba) y Cueva de Ambrosio. Un estudio de conjunto de los peces de varios sitios del Pleistoceno superior de Cataluña (Juan-Muns, 1985) es prácticamente el único ensayo monográfico sobre este tema; incluye la distribución de una decena de especies en siete horizontes culturales finipleistocenos y holocenos, en siete sitios. Una aportación interesante se encuentra en los trabajos citados de Altuna y Apellániz (1976, 1978) sobre las pinturas rupestres de Altxerri y Ekain.

## 6. BIOTAS CUATERNARIAS NO MARINAS DE LAS ISLAS BALEARES

El archipiélago balear guarda un interesante registro paleofaunístico, que ha permitido interesantes estudios sobre el comportamiento evolutivo de taxones y de biotas en condiciones de insularidad (Moyá Solá y Pons Moyá, 1979; Alcover *et al.*, 1981).

El registro es intermitente, pero bastante completo, desde antes del Neógeno. Aquí cabe aludir a los yacimientos que se consideran supra o epivillafranquienses, como son S'Onix en Mallorca, con *Miotragus kopperi*, *Hypnomys waldreni*, *Nesiotites ponsi*, *Tyto balearica*, entre otras aves, *Podarcis* sp., y *Alytes (Baleaphryne)* sp.; en Menorca el Barranco de Binigaus, con *Myotragus binigauensis*, *Hypnomys eliomyoides*, *Nesiotites meloussae* y también *Tyto balearica*; y en Ibiza cf. *Myotragus* sp., *Eivissia canarreiensis*, otro Gliridae gen. sp. indet., *Puffinus nestoriae* (Alcover, o.c.).

Desde estos complejos hay una gran laguna biostratigráfica para los medios continentales en Ibiza y en Menorca, para el Pleistoceno inferior y medio. En Mallorca se atribuye un yacimiento al Pleistoceno medio:

— *Pedrera de Génova*.—Se distingue por contener *Myotragus batei*, acompañado por *Nesiotites hidalgo*, *Hypnomys morpheus*, *Podarcis lilfordi*, Aves indet.

Del Pleistoceno superior son:

— Son Muleta, ya con *Myotragus balearicus*, además de *Hypnomys morpheus*, *Nesiotites hidalgo*, *Podarcis lilfordi*, *Alytes (Baleaphryne) muletensis*, y aves. A la misma edad corresponde Cova de Son Bauçá y Cova des Moro.

La presencia de *Myotragus balearicus* en yacimientos posteriores al Pleistoceno es conocida por la literatura. Se debe a Kotsakis (1981) una revisión de los Lacértidos de Baleares.

## 7. BIOTAS CUATERNARIAS NO MARINAS DE LAS CANARIAS

La fauna de vertebrados fósiles y subfósiles en Canarias interesa a los estudiosos de los mecanismos evolutivos de colonización y en condiciones insulares. Una recopilación y puesta al día se encuentra en Marrero (1979). Recientemente, Hutterer (1985) hace una revisión de los lagartos actuales y fósiles de Gomera, Hierro y Tenerife (y Gran Canaria), agrupando seis especies, tres de ellas vivientes, en un género *Gallotia*, por considerarlas emparentadas en una sola estirpe; López Martínez y López Jurado (1987) describen un nuevo *Canariomys* de Gran Canaria, que se añade a la especie tinerfeña, y discuten los modelos de poblamiento del archipiélago.

Una parte importante del Pleistoceno y el Holoceno, en Fuerteventura y en el Sur de Tenerife, se constatan cadenas tróficas sencillas, de modo que la parte animal de la biomasa ocupante de esas islas estaba en gran parte constituida por helícidos y por himenópteros. Actualmente aumenta el interés por los restos esqueléticos y de huevos de aves,



Yacimientos (nivel arqueológico)	Huescar 1	Torralbay Ambrona	Aridos	Atapuercu TG 11	Valdegoba	Ambrosio	Erralla/ Ekain	Nerja (Magdal.)	Nerja (Epipaleolit.)	Nerja (Neolítico)	Sarsa (Necrítico)	Nerja varios niveles	(Bronce)
Taxones	A. Sánchez 1989	A. Sánchez 1988a	Mourer- Chauviré 1980	A. Sánchez	A. Sánchez	A. Sánchez 1988b	A. Eastham 1985/1987	A. Eastham 1986	A. Eastham 1986	A. Eastham 1986	Boesneck, Driesch 1980	Boesneck, Driesch 1980	Milz 1986 1987
<i>Tachybaptus ruficollis</i>	+												
<i>Puffinus griseus</i>										+			
<i>Puffinus puffinus</i>												+	
<i>Puffinus diomedea</i>												+	
<i>Puffinus gravis</i>												+	
<i>Pelicanus</i> sp.													
<i>Sula basana</i>								+	+			+	
<i>Ciconia ciconia</i>													+
<i>Anser anser</i>		+						sp.				+	
<i>Anser albifrons</i>													
<i>Cygnus</i> sp.													
<i>Tadorna ferruginea</i>		+											
<i>Tadorna tadorna</i>									(?)			+	
<i>Mergus serrator</i>		+											
<i>Anas platyrhynchos</i>	+		+		spp.		+	+	+	+		+	+
<i>Anas crecca (querquedula)</i>	+		+						(+)	+			+
<i>Anas strepera</i>	+	+					penelope						
<i>Anas clypeata</i>	+		+										
<i>Netta rufina</i>	+												
<i>Aythya nyroca</i>	+							+					
<i>Aythya ferina</i>	+											+	
<i>Aythya fuligula</i>	+												
<i>Melanitta nigra</i>												+	
<i>Aegypius monachus</i>					+								
<i>Gyps fulvus</i>													
<i>Gypaetus barbatus</i>							+					+	
<i>Haliaeetus albicilla</i>												+	
<i>Accipiter gentilis</i>													
<i>Accipiter nisus</i>			+										+
<i>Aquila heliaca</i>							sp					+	+
<i>Aquila chrysaetos</i>												+	+
<i>Circaetus gallicus</i>								+					
<i>Milvus milvus</i>												+	
<i>Buteo buteo</i>												+	
<i>Falco subbuteo</i>							+			+			
<i>Falco naumanni</i>						+	+						
<i>Falco tinnunculus</i>				+	+		+	+		+	+	+	
<i>Lagopus mutus</i>							(+)						
<i>Alectoris rufa</i>			sp.		sp.	+	+	+		+	+	+	+
<i>Coturnix coturnix</i>				+	+		+			+			
<i>Perdix palaeoperdix</i>			+	+			+			+			
<i>Perdix perdix</i>	+						+						
<i>Porphyrio porphyrio</i>		+											
<i>Fulica atra</i>		cf.										+	
<i>Porzana porzana</i>			+										
<i>Grus grus</i>												+	
<i>Crex crex</i>	+												
<i>Otis tarda</i>				+									+
<i>Larus argentatus</i>												+	
<i>Larus ridibundus</i>										+			
<i>Larus marinus</i>												+	
<i>Larus fuscus</i>								+				+	
<i>Larus canus</i>												+	
<i>Uria aalge</i>								+		+		+	
<i>Alca impennis</i>								+				+	
<i>Alca torda</i>												+	
<i>Vanellus vanellus</i>		+											
<i>Pluvialis apricaria</i>				+			+						
<i>Calidris alpina</i>				+									
<i>Tringa totanus</i>				+			+						
<i>Chlidonias niger</i>													
<i>Limosa limosa</i>				+									
<i>Gallinago gallinago</i>				+									
<i>Gallinago media</i>				+									
<i>Sterna albifrons</i>				+									
<i>Gavia stellata</i>												+	

Cuadro IIIa. Avifauna registrada en varios yacimientos del Cuaternario de la Península Ibérica  
Table IIIa. Avifaunal occurrences in some Quaternary site of the Iberian Peninsula

Yacimiento (nivel arqueológico)	Huéscar 1	Torralba y Ambrona	Aridos	Atapuerca TG 11	Valdegoba	Ambrosio	Erralla/ Ekain	Nerja (Magdal.)	Nerja (Epipaleolit.)	Nerja (Neolítico)	Sarsa (Neolítico)	Nerja varios niveles	Varios sitios (Bronce)
	Fuente	A. Sánchez 1988a	Mourer- Chauviré 1980	A. Sánchez 1987	A. Sánchez	A. Sánchez 1988b	A. Eastham 1985/1984	A. Eastham 1986	A. Eastham 1986	A. Eastham 1986	Boessneck, Driesch 1980	Boessneck, Driesch 1980	Milz 1986
Taxones													
<i>Streptopelia turtur</i> .....			+	cf.	sp.						+	+	
<i>Columba oenas</i> .....						+	+		+		+	+	+
<i>Columba livia</i> .....													
<i>Columba palumbus</i> .....			+										+
<i>Tyto alba</i> .....													+
<i>Nyctea scandiaca</i> .....							+						
<i>Asio otus</i> .....							+						
<i>Strix aluco</i> .....			+				+						
<i>Athene noctua</i> .....					+	+					+	+	+
<i>Jynx torquilla</i> .....													
<i>Bubo bubo</i> .....	+											+	
<i>Upupa epops</i> .....			+										
<i>Caprimulgus europaeus</i> .....											+	+	
<i>Picus viridis</i> .....			+										
<i>Dendrocopus major</i> .....			+										
<i>Galerida cristata</i> .....			+	+									
<i>Lullula arborea</i> .....				+			+	(+)					
<i>Alauda arvensis</i> .....				+			+	(+)					
<i>Saxicola rubetra</i> .....				cf.									
<i>Monticola alba</i> .....													
<i>Hirundo rustica</i> .....			+			+	+	+		+	gen. sp.	gen. sp.	
<i>Prunella collaris</i> .....						+							
<i>Lanius excubitor</i> .....							cf.		+				
<i>Acrocephalus scirpaceus</i> .....													
<i>Turdus merula</i> .....				cf.	sp.	sp.	+	(+)		+			
<i>Turdus iliacus</i> .....			+				+						
<i>Turdus pilaris</i> .....			+	cf.									
<i>Turdus philomelos</i> .....							+	+					
<i>Turdus viscivorus</i> .....				+			+				+	+	
<i>Parus cristatus</i> .....			+					major					
<i>Emberiza ciris</i> .....							+						
<i>Emberiza citrinella</i> .....				+			+	+					
<i>Emberiza calandra</i> .....							+	+					
<i>Fringilla coelebs</i> .....				+									
<i>Acanthis cannabina</i> .....						+							
<i>Monticola solitarius</i> .....									+	+	+		
<i>Petronia petronia</i> .....						+				+			
<i>Oenanthe leucura</i> .....										+			
<i>Oenanthe oenanthe</i> .....							+	+					
<i>Luscinia megarhynchos</i> .....									+				
<i>Carduelis carduelis</i> .....							+						
<i>Coccothraustes coccothraustes</i> .....			+						+				
<i>Stuznus vulgaris</i> .....							+	+			sp.	sp.	
<i>Chloris chloris</i> .....					+			+					
<i>Passer domesticus</i> .....							+	+					
<i>Corvus antecorax</i> .....				+									
<i>Corvus corax</i> .....											+	+	
<i>Corvus monedula</i> .....			+	+									+
<i>Corvus corone</i> .....									+	+		+	
<i>Garrulus glandarius</i> .....						+	+	+					
<i>Pyrrhocorax pyrrhocorax</i> .....				+	+	+		+	+		+	+	+
<i>Pyrrhocorax graculus</i> .....				+	+	+	+	+	+		+	+	+

(+) Sólo en niveles II-V, con industria Aziliense, C. 9.500 a AA.

Cuadro IIIb. Avifauna registrada en varios yacimientos del Cuaternario de la Península Ibérica (Continuación)  
Table IIIb. Avifaunal occurrences in some Quaternary site of the Iberian Peninsula

que se han recogido en varias localidades de las Canarias orientales: estos vertebrados entraban fácilmente en las aludidas cadenas tróficas.

## 8. NOTA SOBRE EL HOLOCENO PENINSULAR CONTINENTAL

En el Holoceno, el factor humano es decisivo en el registro, máxime por la domesticación. No obstante, ésta no excluye totalmente la caza, y aunque en pequeña proporción, se registran especies silvestres en casi todos los yacimientos. Ha sido bien estudiado el progreso de la domesticación en el País Vasco por Altuna (1980) sobre 16 yacimientos, entre ellos Arenaza, Los Huesos, Piedras de Oro, niveles altos de Urtiaga, que van desde niveles neolíticos al Hierro y Celtibérico. Trabajos posteriores, sobre Arraiz, Fuente Hoz (Mariezcurrera, 1983) y otros van ampliando esta información. Sobre Andalucía, de Driesch y Boessneck llevan un decenio publicando monografías sobre los restos faunísticos de una veintena de yacimientos desde el Neolítico inferior al Hallstático, ibérico y romano, en una serie monográfica que patrocina el Instituto Arqueológico Alemán en España (*Studien über frühe Thierknochenfunde von den Iberischen Halbinsel*, núms. 1-11). La cabra montés y la gamuza, el venado, el gamo, el corzo, el lobo, el jabalí, el zorro, la marta y la comadreja, el gato montés, el linco, el erizo, musarañas, ratones de campo, liebres y conejos siguen representando en ellos la fauna de mamíferos silvestres que pervive en nuestros días. El conejo, quizá cazado, abunda en algunos sitios notablemente. Miltz (1986) se interesa por las especies silvestres, en sitios argáricos y del Bronce tardío. Menos estudiadas están las representaciones faunísticas de las culturas neolíticas y protohistóricas en el Centro y Levante de la Península \*.

## 9. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E. (1964): Los elefantes de las terrazas medias de Toledo y la edad de estos depósitos. *Notas y Comuns. Inst. Geol. y Minero de España*, 76, pp. 295-296.
- AGUIRRE, E. (1974): Depresión de Granada, in AGUIRRE, E.; J. MORALES (Eds.): *Coloquio Internac. s. Biostrat. contin. Neógeno sup. y Cuat. inf. Libro-Guías*, pp. 175-212.
- AGUIRRE, E.; CARBONELL, E.; BERMÚDEZ DE CASTRO (Eds.) (1987): *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de Atapuerca. I*. Junta de Castilla y León. Valladolid, 440 pp.
- AGUIRRE, E.; COLLINS, E.; CUENCA, J. (1962): Perspectivas del Paleolítico inferior en España. *Noticiero arqueol. hispánico*, 6, pp. 7-14.
- AGUIRRE, E.; HOYOS, M.; MORALES, J. (1975): Alcoy: observaciones preliminares sobre la secuencia Neógeno-Cuaternario del Serpis. *Acta Geol. Hispan.* (CSIC, Barcelona), 10, pp. 75-77.
- AGUIRRE, E.; LHENAFF, R.; ZAZO, C. (1973): Nuevos fósiles de elefantes en Andalucía. *Estudios geol.*, 29, pp. 295-306.
- AGUSTÍ, J. (1982): Los roedores (Mammalia) del Pleistoceno inferior de la «Cueva Victoria» (Murcia, España). *Endins* (Mallorca), 9: 49-55.
- AGUSTÍ, J. (1987): Introducción: Historia del yacimiento de Venta Micena. *Paleontología i Evolució* (Sabadell), Mem. especial, 1, pp. 3-10.
- AGUSTÍ, J.; MOYA-SOLA, S.; MARTÍN-SUÁREZ, E.; MARÍN, M. (1987): Faunas de mamíferos en el Pleistoceno inferior de la región de Orce (Granada, España). *Paleontología i Evolució* (Sabadell) Mem. especial, 1, pp. 73-86.
- ALBERDI, M. T., y BONADONNA, F. P. (Eds) (1989): Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza. *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario* (CSIC, Madrid), 11.
- ALBERDI, M. T.; HOYOS, M.; GARCÍA CODRÓN, J. C. (1977): Estudio de la fauna y su situación en las cuevas del Congosto y de las Figuras, Alcorlo (Guadalajara). *Speleon*, 23, pp. 103-119.

\* Muchos compañeros han ayudado al autor en esta difícil recopilación. Sin poder nombrarlos a todos, debo pedir, agradecido, que se reconozca en ella una labor solidaria. La base, conocimiento de fuentes y de sitios fue posible gracias a Ayudas a la Investigación de la Universidad (Complutense de Madrid), durante años, y a varios proyectos subvencionados por la CAICYT/CICYT desde 1979.

- ALBERDI, M. T.; ALCALÁ, L.; AZANA, B.; CERDEÑO, E.; MAZO, A. V.; MORALES, J.; SESE, C. (1989): Consideraciones biostratigráficas sobre la fauna de vertebrados fósiles de la Cuenca de Guadix-Baza (Granada-España), in ALBERDI y BONADONNA, eds., *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* (CSIC, Madrid), 11, pp. 347-356.
- ALCOVER, J. A.; MOYA-SOLA, S.; PONS MOYA, J. (1981): *Les Quimeres del passat. Els vertebrats fòssils del Plió-Quaternari de les Balears i Pitiüses*. Moll. Mallorca.
- ALFÉREZ, F. (1977): Estudio del sistema de terrazas del Río Tajo al W. de Toledo. *Estudios geol.* 33, pp. 223-250.
- ALFÉREZ, F. (1978): Presencia de *Equus stenonis* Cocchi en el Pleistoceno inferior de la Cuenca del Tajo. *Estudios geol.*, 34, pp. 553-558.
- ALFÉREZ-DEL GADOF, F.; MOLERO, G. (1982): Descubrimiento de un fósil humano (Riss-Würm) en Pinilla del Valle (Madrid). 1.º Congrés internat. de Paléontologie Humaine. Résumés des Communications (UNESCO, Nice), pp. 103-104.
- ALTUNA, J. (1971): Los mamíferos del yacimiento prehistórico de Morín (Santander), in GONZÁLEZ-ECHEGARAY y FREMAN: *Cueva Morín*, pp. 369-400. Patronato de las Cuevas Prehistóricas, Santander.
- ALTUNA, J. (1972): Fauna de mamíferos de los yacimientos prehistóricos de Guipúzcoa. *Munibe* 24, pp. 1-464.
- ALTUNA, J. (1973): Hallazgos de oso pardo (*Urus arctos*, *Mammalia*) en cuevas del País Vasco. *Munibe*, 25 (2-4), pp. 121-170.
- ALTUNA, J. (1976): Los mamíferos del yacimiento prehistórico de Tito Bustillo (Asturias), in MOURE, J. A., y CANO, M. (eds.): *Excavaciones en la Cueva de «Tito Bustillo» (Asturias)*. Instituto de Estudios Asturianos. Oviedo, pp. 151-194.
- ALTUNA, J. (1980): Historia de la domesticación animal en el País Vasco desde sus orígenes hasta la romanización. *Munibe*, 32, pp. 1-2.
- ALTUNA, J.; APELLÁNIZ, J. M. (1976): Las figuras rupestres paleolíticas de la Cueva de Altxerri (Guipúzcoa). *Munibe*, 28 (1-3), pp. 1-242.
- ALTUNA, J.; APELLÁNIZ, J. M. (1978): Las figuras rupestres paleolíticas de la Cueva de Ekain (Deva, Guipúzcoa). *Munibe*, 30 (1-3), pp. 1-152.
- ALTUNA, J.; BALDEÓN, A.; MARIEZKURRENA (Eds.) (1985): Cazadores magdalenenses en Erralla (Cestona, País Vasco). *Munibe*, 37, pp. 7-206.
- ALTUNA, J.; MERINO (Eds.) (1984): *El yacimiento prehistórico de la Cueva de Ekain (Deba, Guipúzcoa)*. Eusko Ikaskuntza.
- ALTUNA, J.; STRAUS, L. G. (1976): The Solutrean of Altamira. *Zephyrus*, 26-27, pp. 175-186.
- AMBERGER, G. (1985): Tierknochenfunde vom Cerro Macareno/Sevilla. *Studien üb fr. Tierknochenf. v. d. Iber. Halbinsel*, 9, pp. 76-105.
- ANADÓN, P.; JULIA, R.; DE DECKKER; ROSSO, J.-C.; SOULIE-MÄRSCHÉ, I. (1987): Contribución a la Paleolimnología del Pleistoceno inferior de la Cuenca de Baza (Sector Orce-Venta Micena). *Paleontología i Evolució* (Sabadell). Mem. especial, 1, pp. 35-72.
- ARSUAGA, P. M.; AGUIRRE, E. (1979): Rinocerontes lanudos en la provincia de Madrid (*Coelodonta antiquitatis* Blumenbch). *Boletín R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 77, pp. 23-59.
- BARANDIARÁN, I. (1973): La Cueva de Los Casares en Riba de Saelices, Guadalajara. *Excavaciones Arqueol. en España*, m. 76, pp. 97-116.
- BARANDIARÁN, I.; FREMAN, L. G.; GONZÁLEZ ECHEGARAY, J.; KLEIN, R. G. (1987): *Excavaciones en la Cueva de Juyo*. Ministerio de Cultura. Madrid.
- BARROSO, C.; MEDINA, P.; SANCHIDRIÁN, J. L.; RUIZ-BUSTOS, A.; GARCÍA SÁNCHEZ, M. (1984): Le gisement moustérien de la Grotte du Boquete de Zafarraya (Alcaucín, Adalousie). *L'anthropologie*, 88 (1), pp. 133-134.
- BOESSNECK, J. (1969): Die Knochenfunde vom Cerro del Real bei Galera (Prov. Granada). *Studien üb fr. Tierknochenf. v. d. Iber. Halbinsel*, 1, pp. 3-42.
- BOESSNECK, J.; VON DEN DRIESCH, A. (1980): Tierknochenfunde aus vier südspanischen Höhlen. *Studien ü. fr. Tierknochenfunde v. d. Iberischen Halbinsel*, p. 7.
- BONADONNA, F. P.; ALBERDI, M. T. (1987): *Equus stenonis* Cocchi as a biostratigraphical marker in the Neogene-Quaternary of the Western Mediterranean basin: consequence on Galerian-Villafrancan chronostratigraphy. *Quaternary Sci. Reviews*, 6, pp. 55-66.
- CABRA, P.; GOY, J. L.; HOYOS, M.; ZAZO, C. (1983): Estudio geomorfológico del Cuaternario y de las formaciones superficiales del sector meridional de la Sierra de Cabrera. *Tecniterrae*, 51, pp. 32-42.
- CARBONELL, E.; ESTÉVEZ, J.; MOYA-SOLA, S.; PONS-MOYA, J. A.; AGUSTÍ, J. F.; VILLALTA, J. F. (1981): «Cueva Victoria (Murcia, España): lugar de ocupación humana más antiguo de la Península Ibérica. *Endins*, 8, pp. 47-57.
- CASTAÑOS, P. (1980): La macrofauna de la Cueva de la Paloma (Pleistoceno terminal de Asturias), in HOYOS, M.; MARTÍNEZ NAVARRETE, M. I.; CHAPA, T.; CASTAÑOS, F. B.; SANCHIZ, F. B.: *La cueva de la Paloma. Soto de las Regueras (Asturias)*, pp. 65-100.

- CRUSAFONT-PAIRO, M. (1960): Le Quaternaire espagnol et sa faune de Mammifères. Essai de synthèse. *Mammalia pleistocaenica* (suppl. Anthropos, Brno), 1, pp. 55-64.
- DEL PAN, I. (1918): Paleogeografía de los Mamíferos cuaternarios de Europa y Norte de Africa. *Comis. Investig. Paleont. y Preshist.* (MNCN, Madrid), mem. 21, pp. 1-100.
- DELIBES, M. (1972): Informe paleontológico de la Cueva de la Ermita, en MOURE, J. A., y DELIBES, M. (Eds.). *Noticiario Arqueológico Hispánico Prehistoria*, 1, pp. 41-44.
- DÍEZ, C.; AGUIRRE, E.; MORA, R. (1985): Zoorarqueología de Torralba (Soria). *Celtiberia*, 69, pp. 7-34.
- DÍEZ, C.; JORDA, J. F.; SÁNCHEZ, B. (1988): La Cueva de Valdegoba (Huérmeces, Burgos): estratigrafía, industria lítica y fauna. *II Congreso Geológico de España, Granada 1988. Comunicaciones*, 1, pp. 379-382.
- DÍEZ, C.; GARCÍA, M. A.; GIL, E.; JORDA, J. F.; ORTEGA, A. I.; SÁNCHEZ, A.; SÁNCHEZ, B.: La Cueva de Valdegoba (Burgos). Primera campaña de excavaciones. *Zephyrus*.
- DRIESCH, A. v. d.; BOESSNECK, J. (Eds.) (1982): Studien über frühe Tierknochenfunde von der Iberischen Halbinsel, 8, pp. 1-184.
- DRIESCH, A. v. d.; BOESSNECK, J.; KOKABI, M.; SCHAEFER, J. (1985): Tierknochenfunde aus der Bronzezeitlichen Höhensiedlung Fuente Alamo, Provinz Almería. *Studien üb fr. Tierknochenf. v. d. Iber. Halbinsel*, 9, pp. 1-75.
- EASTHAM, A. (1984): The avifauna of the cave of Ekain, in ALTUNA, J.; MARINO, J. M. *El yacimiento prehistórico de la cueva de Ekain* (Deba, Guipúzcoa). Eusko Ikaskuntza, pp. 331-344.
- EASTHAM, A. (1986): The Birds of the Cueva de Nerja, in J. F. JORDA (ed.). *La Prehistoria de la Cueva de Nerja (Málaga)*, pp. 107-132.
- GIL, E. (1987): *Taxonomía y bioestratigrafía de Micromamíferos del Pleistoceno medio, especialmente Roedores, de los rellenos kársticos de la Trinchera del ferrocarril de la Sierra de Atapuerca (Burgos)*. Tesis. Universidad de Zaragoza.
- GONZÁLEZ-ECHEGARAY, J.; FREEMAN, L. G. (1971): *Cueva Morín. Excavaciones 1966-1968*. Public. Patronato Cuevas Prehistóricas (Santander), pp. 1-452.
- MOYA-SOLA, S.; PONS MOYA, J. (1979): Catálogo de los yacimientos con fauna de Vertebrados del Plioceno, Pleistoceno y Holoceno de las Baleares. *Endins*, 5-6, pp. 59-74.
- GRAELLS, M. DE LA P. (1987): *Fauna mastodológica ibérica*. R. Acad. de Ciencias. Madrid.
- HUTTERER, R. (1985): Neue Funde von Rieseneidechsen (Lacertidae) auf der Insel Gomera. *Bonn. zool. Beitr.*, 36, pp. 365-394.
- JUAN-MUNS, N. (1985): La ictiofauna dels jaciments arqueològics catalans. *Cypselia Girona*, 5, pp. 21-33.
- JULIÀ, R., y VILLALTA, F. (1974): El Ampurdán. In AGUIRRE, E., y MORALES, J. (Eds.): *Libro-Guía*, 3, pp. 3-10.
- KOTSAKIS, T. (1981): Le lucertole (Lacertidae, Squamata) del Pliocene, Pleistocene e Olocene delle Baleari. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, pp. 135-150.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; LÓPEZ JURADO, L. F. (1987): Un nuevo múrido gigante del Cuaternario de Gran Canaria, *Canariomys tamarani* nov. sp. (Rodentia, Mammalia). *Doñana, Publ. ocas.*, núm. 2, 60 pp.
- LÓPEZ, N.; MICHAUX, J.; VILLALTA, J. F. (1976): Rongeurs et Lagomorphes de Bagur-2 (Province de Gironne, Espagne). Nouveau remplissage de fissure du début du Pleistocène Moyen. *Acta Geol. Hispanica*, 11, pp. 46-54.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N., y RUIZ BUSTOS, A. (1977): Descubrimiento de dos nuevos yacimientos del Pleistoceno medio en el karst de la Sierra Alfaguara. Síntesis bioestratigráfica para este período en la región bética. *Estudios Geológicos*, 33, pp. 255-265.
- MARIEZKURRENA, K. (1983): Fauna del yacimiento prehistórico de Fuente Hoz (Alava). *Estudios de Arqueol. alavesa* (Vitoria), 11, pp. 69-75.
- MAROTO, J.; SOLER, N. (1985): Un elefant d'un milió d'anys trobat a Crespià. *Revista de Girona*, 110, pp. 52-54.
- MARRERO RODRÍGUEZ, A. (1979): Sobre la distribución geográfica de los yacimientos de vertebrados fósiles en las Islas Canarias. *Vierala*, 8 (1), pp. 95-106.
- MARTÍN-PENELA, A. (1987): *Paleontología de los grandes mamíferos del yacimiento achelense de la Solana del Zamborino (Fonelas, Granada)*. Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- MARTÍN SUÁREZ, E. (1988): *Sucesiones de micromamíferos en la depresión Guadix-Baza (Granada, España)*. Tesis. Universidad de Granada.
- MAZO, A. V.; SESE, C.; RUIZ BUSTOS, A.; PEÑA, J. A. (1985): Geología y paleontología de los yacimientos plio-pleistocenos de Huéscar (depresión de Guadix-Baza, Granada). *Estudios Geol.*, 41, pp. 647-493.
- MILZ, H. (1986): Die Tierknochenfunde aus drei argarzeitlichen Siedlungen in der Provinz Granada (Spanien). *Studien ü. fr. Tierknochenfunde v.d. Iber. Halbinsel*, 10. D. Arch. Inst. München.

- MOLINA, E.; AGUIRRE, E.; MORALES, J. (1974): Submeseta meridional. Campo de Calatrava. In AGUIRRE, E. y MORALES, J.: *Coloquio Intern. s. Biostrat. contin. Neógeno sup. y Cuat. inf. Libro-Guía*, pp. 215-244.
- MOURER-CAUVIRE, C. (1980): Las aves del sitio de ocupación achelense Aridos-1 (Arganda, Madrid). In SANTONJA, M.; LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (Eds.): *Ocupaciones achelenses en el Valle del Jarama (Arganda, Madrid)*, pp. 145-160.
- MOYA-SOLA, S.; AGUSTÍ, J.; GIBERT, J.; VERA, J. A. (1987): Geología y Paleontología del Pleistoceno inferior de Venta Micena. *Paleontología i Evolució, Mem. especial (Sabadell)*, 1, 298 pp.
- MOYA-SOLA, S.; PONS MOYA, J. (1979): Catálogo de los yacimientos con fauna de vertebrados del Plioceno y Holoceno de las Baleares. *Endis*, 5-6, pp. 59-74.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1981): *Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*. Tesis Universidad Complutense. Madrid.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A.; LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; SANTONJA, M. (1980): Secuencia del Pleistoceno medio y superior en la región de Madrid y cronología de la terraza de Aridos. Conclusiones. In SANTONJA, LÓPEZ, PÉREZ-GONZÁLEZ (Eds.): *Ocupaciones achelenses en el valle del Jarama* (Public. Diput. Prov. Madrid), pp. 337-339, 341-352.
- PÉREZ RIPOLL, M. (1977): Los mamíferos del yacimiento musteriense de Cova Negra (Játiva, Valencia). *Servicio de Investigación Prehistórica Diput. Prov. Valencia*. Trabajos varios, 53, 150 pp.
- QUEROL, M. A., y SANTONJA, M. (1979): *El yacimiento achelense de Pinedo (Toledo)*. *Excavaciones Arqueológicas en España*, 106 pp.
- RUIZ BUSTOS, A.; TORO MOYANO, I.; MARTÍN SUÁREZ, E.; ALMOHALLA-GALLEGO, M. (1982): Procesos evolutivos durante el Cuaternario medio y superior en las poblaciones de pequeños mamíferos del Sur de la Península Ibérica. *Cuadernos Prehist. Univ. Granada*, 7, pp. 9-35.
- SÁNCHEZ, A. (1987): Aves fósiles de Atapuerca. In AGUIRRE, CARBONELL BERMÚDEZ DE CASTRO (Eds.): *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca I (Junta de Castilla y León, Valladolid)*, pp. 67-74.
- SÁNCHEZ, A. (1988a): Aves de los yacimientos mesopleistocenos de Torralba y Ambrona (Soria, España). *IV Jornadas de Paleontología. Salamanca*.
- SÁNCHEZ, B. (1988b): Avifauna. In RIPOLL, S., et al. *La Cueva de Ambrosio (Almería, Spain)*. *BAR Internat. Ser.*, 462 (i), 143-157.
- SÁNCHEZ, A. (1989): Huéscar-1 (Granada, España): Avance de la lista de aves y consiguientes conjeturas sobre paleoambiente y paleogeografía. In ALBERDI, BONADONNA (Eds.), pp. 175-184.
- SÁNCHEZ, A. (1988): Macrofauna. In RIPOLL PÉREZ, S.: *La Cueva de Ambrosio (Almería, España)*. *BAR Internat. Serv.*, 462 (1), pp. 137-142.
- SESE, C. (1986): Insectívoros, roedores y lagomorfos (Mammalia) del sitio de ocupación achelense de Ambrona (Soria, España). *Estudios Geol.*, 42, pp. 355-359.
- SESE, C. (1986): Micromamíferos del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno de la cuenca de Guadix-Baza (Granada). In ALBERDI y BONADONNA (Eds.), pp. 185-214.
- SEVILLA, P. (1986): *Estudio paleontológico de los Quirópteros del Cuaternario Español*. Tesis doctoral. Fac. C. Biológicas. Universidad Complutense. Madrid.
- SILVA, P. G.; GOY, J. L.; ZAZO, C.; HOYOS, M.; ALBERDI, M. T. (1988): El valle del Manzanares y su relación con la depresión Prados-Guatén durante el Pleistoceno inferior (Madrid, España). *II Congreso Geol. de España, 1988, Comunicaciones*, 1, pp. 403-406.
- STRAUS, L. G. (1983): *El Solutrense vasco-cantábrico. Una nueva perspectiva*. (Centro de Invest. y Museo de Altamira). Monografías núm. 10, 174 pp.
- TORRES PÉREZ HIDALGO, T. DE (1988): Osos (Mammalia, Carnívora, Ursidae) del Pleistoceno de la Península Ibérica. *Publ. especiales Boletín Geol. y Min.*, 99.
- UTRILLA, P. (1981): El Magdaleniense inferior y medio en la costa cantábrica (Centro de Invest. y Museo de Altamira). Monografías, núm. 4, pp. 1-336.
- VEGA, G. (1988): *El Paleolítico medio del Sureste español y Andalucía oriental*. Tesis doctoral. Fac. de Geografía e Historia. Universidad Complutense. Madrid.

# Visión general de la arqueología del Pleistoceno

**M. Santonja**

Museo de Salamanca  
Patio de Escuelas, 2  
37008 Salamanca

## **RESUMEN**

Síntesis de los datos arqueológicos pleistocenos conocidos en España. Se ofrece información referida al Paleolítico inferior, medio, superior y Epipaleolítico, así como una relación de los principales yacimientos y la bibliografía fundamental organizada geográficamente.

## **ABSTRACT**

*Synthesis of Spanish archeological Pleistocene datos. Information about the lower, middle and upper Paleolithic as well as about the Epipaleolithic is given accompanied by a list of the most important sites and a bibliography of these periods classified in a regional order.*

## 1. INTRODUCCION

La información actualmente disponible sobre el Paleolítico inferior, medio, superior y Epipaleolítico en España no es, como resulta lógico suponer, semejante. El nivel de los conocimientos varía considerablemente de unos momentos a otros y entre las regiones consideradas, existiendo importantes lagunas en ambos aspectos, que complican de manera notable cualquier comprensión global de estos períodos. Por si fuera poco, las dificultades derivadas de la propiedad de los datos disponibles —muchas veces hay que recurrir a resultados obtenidos en excavaciones realizadas a principios de siglo— y los problemas metodológicos y teóricos implícitos tampoco carecen de importancia.

La visión general (Fig. 1) que ofrecemos a continuación se ajustará básicamente a un orden cronológico, sin intentar forzar la articulación histórica de los datos presentados, puesto que aunque quizá sean posibles planteamientos más ambiciosos para etapas y comarcas muy concretas, no lo son para todo el territorio y tiempo considerados.

## 2. PALEOLITICO INFERIOR

La presencia de grupos humanos en la Península Ibérica durante el Pleistoceno inferior no está atestiguada con seguridad hasta ahora, a pesar de los indicios que algunas investigaciones recientes han aportado.

La industria lítica localizada en los niveles de terraza más elevados del Tajo y del Duero es demasiado escasa para establecer conclusiones firmes. En otros casos —región de Carmona, terrazas del Ter— se han atribuido al Pleistoceno inferior conjuntos industriales estrictamente superficiales cuya cronología es imposible de establecer. En Cádiz el yacimiento de El Aculadero, con industria lítica anterior al Achelense, podría corresponder al final del Pleistoceno inferior, pero no existen por el momento criterios suficientes para establecer su cronología de forma precisa, y lo mismo ocurre con otros conjuntos semejantes localizados a lo largo del litoral atlántico entre Cádiz y la región de Lisboa.

El origen humano de las posibles industrias líticas y óseas recientemente señaladas en Almenara (Castellón), Cueva Victoria (Murcia) y Orce (Granada) es muy dudoso. Las evidencias más fuertes hasta el momento son la falange de Cueva Victoria y el resto craneal de Orce atribuidos a *Homo* sp., que deberán confirmarse y valorarse a la luz de una base documental más amplia.

En el interior peninsular las industrias líticas seguras más arcaicas de cuerdo con su posición morfoestratigráfica, proceden de niveles fluviales medios-altos (+ 80 m) del Duero y alguno de sus afluentes y del Tajo, aunque se trata de series cortas y con escasos utensilios que no permiten establecer diagnósticos de las industrias a que pertenecen. Los conjuntos posteriores, situables ya en el Pleistoceno medio y de carácter Achelense, son abundantes por casi toda la Península, conociéndose relativamente mejor en los valles interiores, especialmente en los más prospectados,



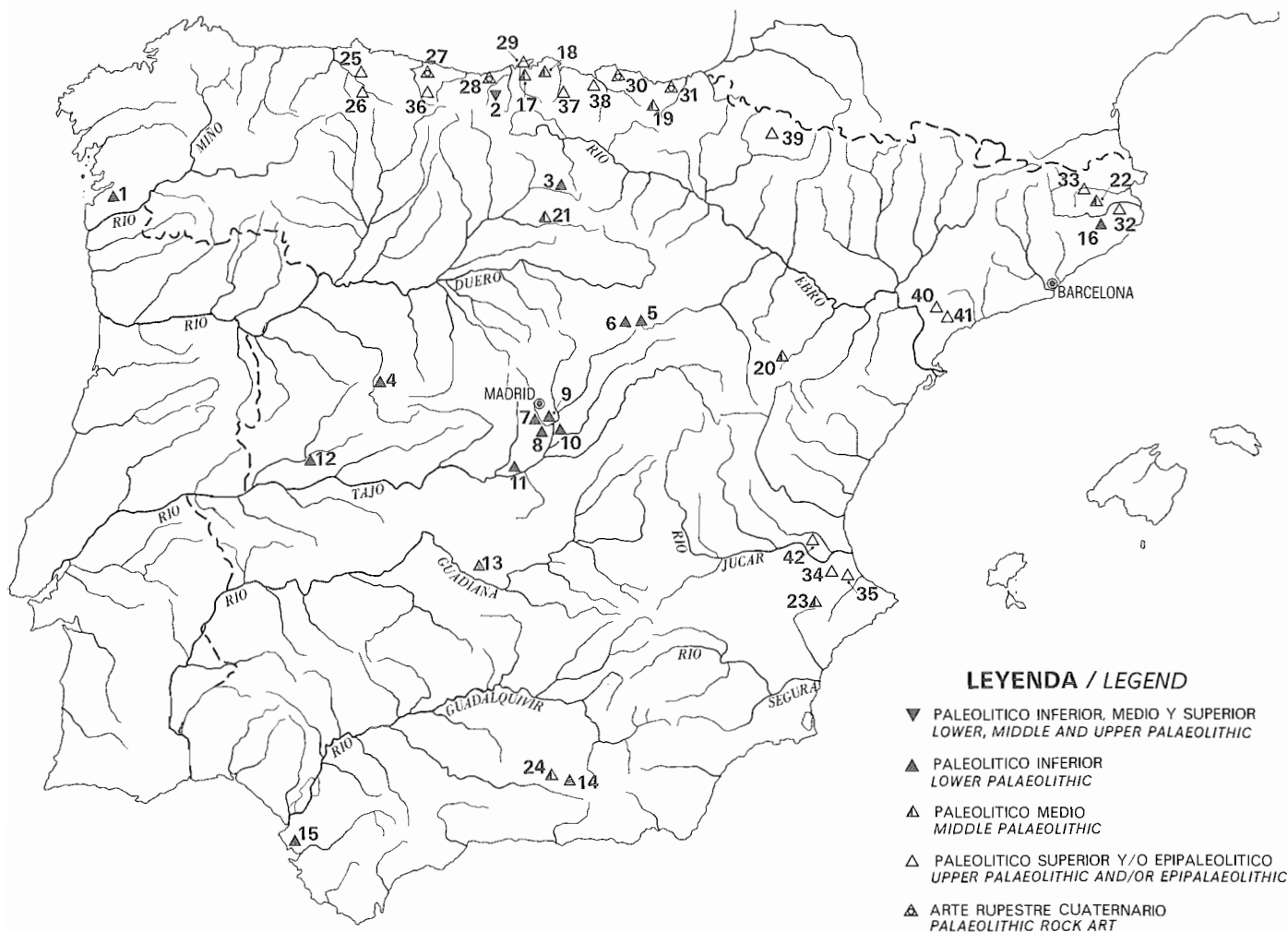


Fig. 1. 1) Gándaras de Budiño, Porriño (Pontevedra). 2) Cueva del Castillo, Puente Viesgo (Santander). 3) Atapuerca, Ibeas de Juarros (Burgos). 4) La Maya, Pelayos (Salamanca). 5) Torralba, Torralba (Soria). 6) Ambrona, Ambrona (Soria). 7) San Isidro, Madrid (Madrid). 8) Las Delicias, Madrid (Madrid). 9) Arenero de Arriaga, Rivas-Vaciamadrid (Madrid). 10) Arenero de Aridos, Arganda (Madrid). 11) Pinedo, Toledo (Toledo). 12) El Sartalejo, Galisteo (Cáceres). 13) Porzuna, Porzuna (Ciudad Real). 14) Solana del Zamborino, Fonelas (Granada). 15) El Aculadero, Puerto de Santa María (Cádiz). 16) Puig d'en Roca, Girona (Girona). 17) Cueva de Pendo, Camargo (Santander). 18) Cueva Morín, Villaescusa (Santander). 19) Cueva de Lezetxiki, Mondragón (Guipúzcoa). 20) Abrigo de Eudoviges, Alacón (Teruel). 21) Cueva de La Ermita, Hortigüela (Burgos). 22) Cueva de l'Arbreda, Serinyà (Girona). 23) Cova Negra, Xàtiva (Valencia), 24) Cueva de Carigüela, Piñar (Granada). 25) Cueva de La Paloma, Soto de las Regueras (Asturias). 26) Cuevas de Las Caldas Oviedo (Asturias). 27) Cueva de Tito Bustillo, Ribadesella (Asturias). 28) Cueva de Altamira, Santillana del Mar (Santander). 29) Cueva de El Juyo, Igollo (Santander). 30) Cueva de Santimamiñe, Cortézubi (Vizcaya). 31) Cueva de Ekain, Deba (Guipúzcoa). 32) Cau de Les Goges, Sant Julià de Ramis (Girona). 33) Cueva del Reclau Viver, Serinyà (Girona). 34) Cueva de El Parpalló, Gandía (Valencia). 35) Cuevas de Les Mallaetes, Bàrig (Valencia). 36) Cueva de Los Azules, Cangas de Onís (Asturias). 37) Cueva de El Piélagu, Mirones (Santander). 38) Cueva de Arenaza, San Pedro de Galdamés (Vizcaya). 39) Cueva de Zatoya, Abaurrea Alta (Navarra). 40) Abrigo del Filador, Margalef (Tarragona). 41) Abrigo de Sant Gregori, Falset.

Manzanares y Jarama en los alrededores de Madrid y otros del Oeste, como el Alagón o el Tormes, en los que la presencia de conjuntos industriales en varios niveles de terraza ha permitido conocer su evolución a través de todo el Plesitoceno medio.

Las industrias achelenses más primitivas están bien representadas en Pinedo (Toledo), yacimiento (fotos 1-2 y 3) en el que predomina claramente el utillaje elemental, cantos trabajados, sobre el bifacial, picos triédricos especialmente, bastante tosco aún, con hendedores y bifaces de tipos primitivos. Los utensilios sobre lasca presentan también un bajo grado de elaboración y no se acusa prácticamente el empleo de técnica levallois ni el uso de percutor blando en el retoque.

Los yacimientos de Arganda I en el Jarama y de El Sartalejo en el Alagón, corresponden ya a un Achelense desarrollado, con utillaje bifacial variado, en el que se documentan tipos bien definidos, acompañado de utensilios sobre lasca

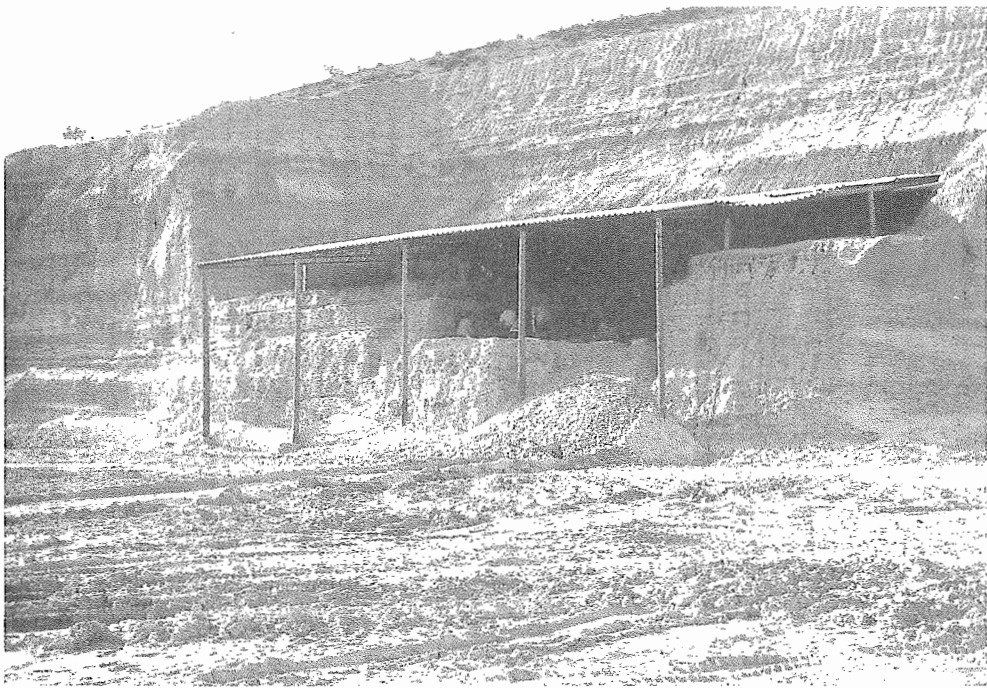


Foto 1  
Photo 1

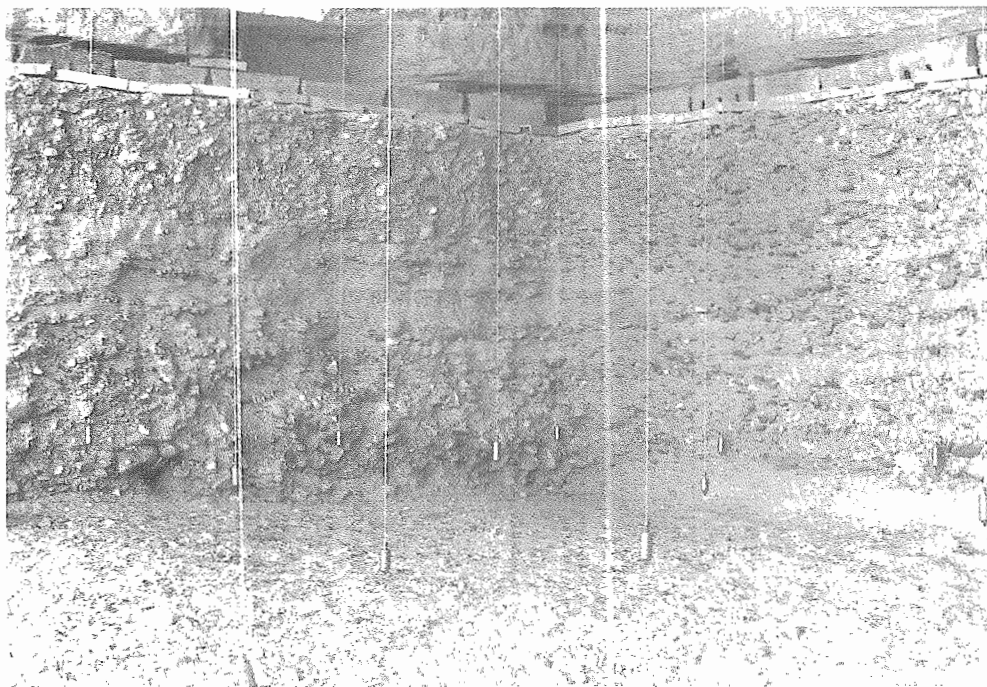


Foto 2  
Photo 2



Foto 3  
Photo 3

Fotos 1, 2 y 3. Pinedo (Toledo), yacimiento achelense antiguo en una terraza del Tago. Vista general y detalles del área excavada en 1973-74.

*Photos 1, 2 and 3. The lower Acheulean site of Pinedo, in a Tagus terrace. General view and details of 1973-74 excavated area.*

con retoque más desarrollado que en el caso de Pinedo. En Arganda I pudieron excavar dos áreas de aprovisionamiento (fotos 4 y 5), en las que se aprovecharon fundamentalmente los restos de dos elefantes de gran tamaño, perfectamente conservados, que suministraron gran cantidad de datos.



Foto 4  
Photo 4



Foto 5

Photo 5

**Fotos 4 y 5. Aridos, Valle del Jarama (Madrid). Sitio de ocupación achelense en una terraza del Jarama. Vista general y restos de un *Elephas antiquus* en Aridos-2.**

**Photos 4 and 5. Aridos, Jarama Valley (Madrid). Acheulense occupation floor in a Jarama terrace. General view and remains of an *Elephas antiquus* in Aridos-2.**

El Valle del Manzanares, a partir de San Isidro, en pleno Madrid, contenía en sus depósitos gran cantidad de localidades ricas en fauna pleistocena y en industria lítica, algunas estudiadas en fecha temprana, incluso en el pasado siglo, y buena parte destruidas sin fruto científico absorbidas por el crecimiento urbano de la ciudad. Los datos conocidos, difíciles de interpretar a veces, coinciden con los que ofrecen los sitios antes referidos. Recalquemos que tampoco en el Manzanares se conoce industria que pueda considerarse anterior a Pinedo, así como la abundancia de conjuntos achelenses avanzados, que le convierten en la zona con mejores condiciones de toda la Península para el estudio de este momento. A diferencia del resto de la Meseta, en el Manzanares se empleó más el sílex que la cuarcita como materia prima, lo cual se reflejó de manera notable en la tipología de la industria de estos períodos.

Al Sur, en las depresiones terciarias que recorre el Guadiana, los conjuntos achelenses conocidos, siempre en depósitos fluviales y elaborados a partir de cantos de cuarcita, corresponden a momentos relativamente avanzados Achelense pleno (El Martinete), Achelense pleno evolucionado (Alabá) y Achelense superior (Porzuna), desconociéndose el Achelense más arcaico, salvo quizá los indicios registrados en las terrazas más elevadas del Guadiana y del Jabalón, cuya atribución cultural no es posible concretar.

En la Submeseta Norte las industrias fechables en el Pleistoceno medio son muy frecuentes en la mitad occidental, en franco contraste con su rareza en el sector oriental. En aquella zona los valles del Orbigo, Tera, Esla, Duero medio, Trabancos, Guareña y Tormes contienen conjuntos industriales que los niveles de terraza han permitido separar en varios momentos. La secuencia más completa entre las conocidas es la del Valle del Tormes (fotos 6 y 7), con industria en niveles sucesivos a +50 m (La Maya III), +34 m (La Maya II), +22 m (La Azucarera) y +12-14 m (La Maya I), atribuidas respectivamente al Achelense arcaico —equivalente a Pinedo—, Achelense pleno (como Sartalejo, Arganda I y el Martinete), Achelense pleno evolucionado (Arganda II, Albalá) y una industria fundamentalmente de lascas denominadas Epi-Achelense, englobable quizá ya en el Paleolítico medio, cuyas relaciones temporales con el Achelense superior tipo Porzuna —representado en esta región por conjuntos sin ubicación estratigráfica, como El Basalito (Castraz, Salamanca), siempre además en superficies elevadas sobre los fondos de los valles— no han podido determinarse por el momento.



Foto 6  
Photo 6

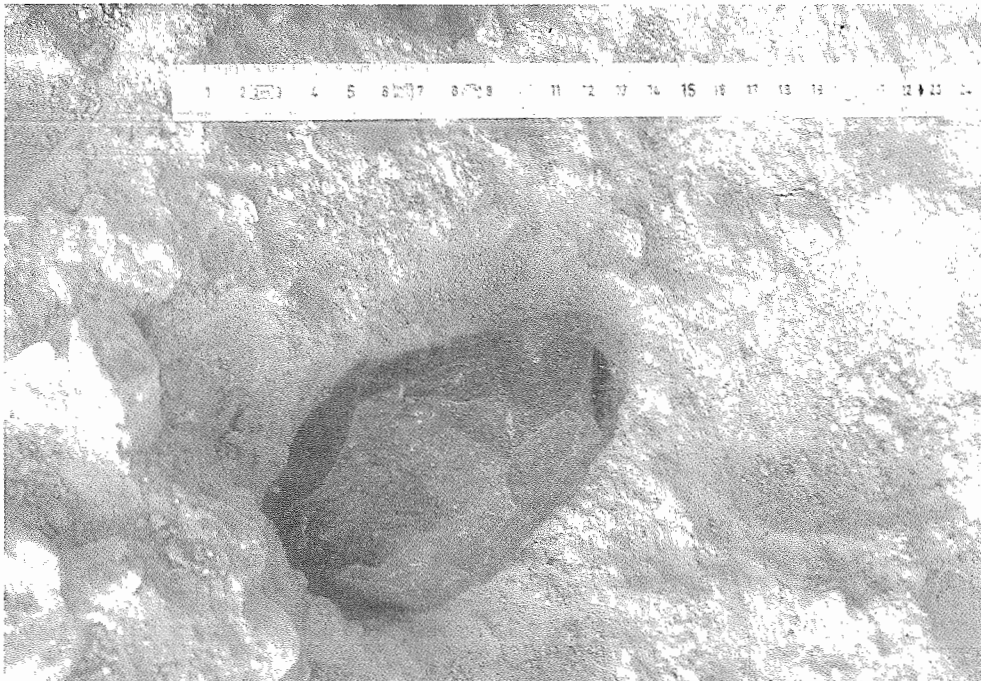


Foto 7  
Photo 7

Fotos 6 y 7. Terraza de La Maya I (Valle del Tormes, Salamanca) durante las excavaciones de 1978. Industria lítica *in situ* en el nivel superior.

Photos 6 and 7. La Maya I (Tormes Valley, Salamanca) during the 1976 excavation. Lithic industry *in situ* in the upper bed.

La ausencia de faunas en la Submeseta Norte y de dataciones absolutas de cualquier tipo, reduce las posibilidades cronológicas al establecimiento de comparaciones relativas entre las industrias de diferentes valles, sustentadas por las secuencias de terrazas de cada uno. Los yacimientos de Arganda I, bien situados morfoestratigráficamente y con una amplia fauna asociada que ha permitido proponer para ellos una edad hacia la mitad del Pleistoceno medio, constituyen una buena referencia para situar los conjuntos anteriores —Pinedo y afines— y posteriores —Achales medios evolucionados y Achelense superior.

Otros yacimientos singulares en el Pleistoceno medio peninsular son los de Atapuerca (Burgos) y Torralba y Ambrona (Soria). Los ricos rellenos fosilíferos del karst de Atapuerca han proporcionado, aunque no en posición primaria, algo de industria lítica, pero sobre todo restos humanos conocidos por publicaciones preliminares, que corresponden a un número mínimo de diez individuos con caracteres antropológicos comunes en los anteneandertalienses europeos, concretamente el grado evolutivo de las mandíbulas —cinco— ha sido comparado con Arago II, Arago XIII, Mauer y Montmaurin, destacándose también sus marcadas diferencias con los homínidos norteafricanos del Pleistoceno medio.

Torralba y Ambrona, en el páramo soriano, presentan una compleja sucesión de niveles, en parte fluvio-lacustres, insuficientemente reflejada en las publicaciones sobre estos yacimientos realizadas hasta la fecha. Los niveles arqueológicos, pendientes de una publicación completa, comprenden suelos de ocupación diversos y otros depósitos ricos en industria en posición derivada, que corresponden a un amplio período temporal, comprendiendo conjuntos líticos que en principio pueden atribuirse al Achelense medio y al Achelense superior.

Las industrias del Paleolítico inferior no están ausentes de los litorales atlántico y cantábrico, aunque no abunden las localidades con estratigrafía y sí las estaciones superficiales. Entre todos destacan los sitios de Budiño (Pontevedra), Bañugues (Asturias) y los niveles inferiores de la cueva de El Castillo (Santander), todos ellos con industrias relativamente avanzadas dentro del complejo achelense. Budiño cobró cierta notoriedad hace algunos años por la publicación de dos fechas C-14 de en torno a 20.000 BP, cuya relación con la industria achelense debe descartarse totalmente; las fechas en cuestión —muy poco precisas además— datarían quizá los niveles coluvionares, no la industria en posición secundaria que contienen, la cual ha sido localizada en posición primaria en varias áreas en las excavaciones recientes, aún en curso.

La extensión del Achelense por la cornisa cantábrica parece corresponder a un momento avanzado del Pleistoceno medio. Estas industrias no se expandieron apenas por el Valle del Ebro, cuenca donde sólo se han señalado hallazgos aislados —a veces de interpretación poco segura— y algunos conjuntos en sus límites, en áreas próximas a la Submeseta Norte. Tampoco en el litoral mediterráneo se han identificado conjuntos claramente achelenses, con la posible excepción de algunos yacimientos gerundenses con industrias del Achelense superior.

Del Sur peninsular se conocen desde principios de siglo la existencia de materiales achelenses en depósitos fluviales alrededor de la Laguna de Janda (Cádiz), y en las terrazas del Guadalquivir próximas a Sevilla, que en la actualidad vuelven a ser objeto de estudio. La difusión achelense en el Guadalquivir parece en principio tan importante como la registrada en la Meseta, con algunos yacimientos de especial importancia en la depresión de Guadix-Baza —allí se encuentra también el de Orce, antes mencionado—, especialmente Solana del Zamborino, donde se excavaron varios suelos de ocupación distribuidos a lo largo de una potente secuencia de sedimentos fluvio-lacustres, con industria Achelense superior atribuida ya al Pleistoceno superior. Otro conjunto más antiguo se ha registrado más al Este, Cúllar-Baza I, con industria lítica asociada a una rica acumulación faunística, de origen no antrópico, que sugiere unas condiciones climáticas de tipo mediterráneo suave y una edad de la mitad del Pleistoceno medio, un poco anterior quizá a Aridos I.

El achelense ibérico se extendió con verdadera intensidad por los amplios valles del Sur y del interior peninsular, excepto el Ebro. Esta característica, junto con el empleo de la cuarcita como materia prima más común, parecen haber condicionado en buena medida sus peculiaridades, que han llevado en repetidas ocasiones a insistir en su «aire» africano, en contraposición a un pretendido Achelense «clásico», el de la región de París, cuyo clasicismo parece más bien una cuestión derivada de la propia historia de las investigaciones. Las diferencias regionales de las industrias achelenses en el Sur de Europa están reclamando un nuevo examen, libre de prejuicios, que valore debidamente los datos actualmente disponibles.

### 3. PALEOLITICO MEDIO

Industrias seguras de los primeros momentos del Pleistoceno superior no se conocen con suficiente precisión en casi ninguna parte de la Península, quizá con la excepción de Solana del Zamborino y alguno de los niveles inferiores de El Castillo, aunque existan zonas —el valle del Manzanares aguas abajo de Madrid— donde sería posible profundizar en su estudio. Por ello cabe hablar de cierto vacío entre las industrias achelenses y las del complejo Musteriense, con yacimientos que cubren prácticamente todo el territorio considerado, pero casi siempre en cueva —en franco contraste con lo conocido para las etapas anteriores— y fechado a partir del Würm I.

En la Submeseta Norte las terrazas más bajas del Tormes, a +6-8 m y +14 m en La Maya, y los niveles coluvionares que las fosilizan, contienen industrias de lasca, en las que los utensilios denticulados sobrepasan a las raederas y los índices técnicos levallois y de facetados son muy bajos. Cronológicamente estos conjuntos, posteriores a tenor de su posición morfoestratigráfica al Achelense de la zona y emplazados al final del desarrollo del valle, pueden suponerse ya en el Pleistoceno superior, por lo que se les ha incluido en el Paleolítico medio local. Otras terrazas bajas del Tormes —Calvarrasa I— y del Guadiana-Cerro Arzollar han proporcionado series que, pese a ser reducidas, pueden por los mismos motivos encuadrarse en el Paleolítico medio, y quizá incluso en facies próximas al Musteriense de tradición achelense. Ello pese a que del Achelense superior, bien caracterizado a nivel tipológico en localidades como El Basalito —Submeseta Norte— o Porzuna —Cuenca del Guadiana—, seguimos careciendo de datos precisos sobre su posición morfoestratigráfica. Los depósitos del Manzanares aguas abajo de Madrid y los terminales de la depresión de Guadix-Baza, contienen yacimientos que pueden ayudar a dilucidar la posición crono-estratigráfica y las relaciones de estas industrias.

Los conjuntos de industrias en posición superficial sobre las terrazas inferiores de los valles son muy frecuentes en ambas Submesetas. A nivel topológico son industrias difíciles de caracterizar, pues corresponden fundamentalmente a áreas de talla, donde abundan los núcleos y son escasos los utensilios, pero cuya edad pleistoceno superior parece evidente. Vale la pena insistir en la frecuencia de estos yacimientos, pese al escaso bagaje de datos que aportan, para evitar la impresión que la consideración exclusiva de las industrias Musterienses características —siempre identificadas en niveles en cuevas o en abrigos— podrían producir sobre la ocupación humana de la Península Ibérica durante el Pleistoceno superior.

Las industrias propias del complejo musterriense se han identificado en toda la cornisa cantábrica, en algunas serranías del interior y a lo largo de casi todo el litoral mediterráneo, diseminadas prácticamente por la totalidad del territorio peninsular.

En el Cantábrico las cuevas de Lezetxiki, Morín, El Pendo, La Flecha, El Castillo y El Conde han proporcionado los conjuntos líticos y las estratigrafías más destacadas. Algunos de estos niveles corresponden al Musteriense de denticulados, pero en la mayor parte las raederas son los útiles dominantes lo que ha permitido adscribirlos al Charentiense o al Musteriense típico con la peculiaridad de incluir hendedores —útil de raigambre achelense— algunos de ellos, para los cuales se ha propuesto el apelativo de Vasconiense, aunque no parezca posible individualizar ninguna industria que corresponda a tal enunciado. Dos cuevas vascas, Lezetxiki y Axlor, han proporcionado restos atribuidos a *Homo s. neanderthalensis*.

El Musteriense en sentido estricto tampoco está ausente de las tierras del interior peninsular. Las localidades más importantes son sin duda la cueva de La Ermita —Burgos—, con dos niveles Charentienses, la de Los Cazares —Guadalajara—, con Musteriense típico rico en raederas y hallazgos también de *Homo s. neanderthalensis*, y el abrigo Eudoviges —Teruel—, ya en el Ebro, con Musteriense Quina y quizá también Musteriense típico. La cronología de estos niveles varía entre el Würm I y el Würm II, sobre la base de la fauna, lo cual produce un evidente margen de inseguridad en estas atribuciones, dadas las lagunas existentes en el conocimiento general de las faunas del Pleistoceno superior peninsular y la posibilidad, tantas veces apuntada aunque poco calibrada, de la permanencia de especies relictas en Iberia.

En el Musteriense de Cataluña se han identificado claras afinidades tipológicas con el de Provenza u otras regiones del Sur de Francia. El empleo de materias primas similares —cuarzo, cuarcita, etc.— es un factor que sin duda influyó en dicha semejanza. Desde hace tiempo se conocen en esta región series con caracteres del Musteriense típico y del Musteriense de denticulados, Mollet, Toll, Romaní, Agut..., aunque el conjunto principal es el proporcionado por la cueva de L'Arbreda, con Musteriense típico en una potente estratigrafía, aún en estudio.

Más al Sur, en Valencia y Alicante, se sitúa la mayor concentración de yacimientos Musterienses de la Península. Entre una veintena de localidades, Cova Negra ofrece la secuencia más amplia, con restos neandertales y un Musteriense rico en raederas, variable de unos niveles a otros, afín al documento en el resto de la región. Se ha descrito, de acuerdo con los rasgos que en cada caso presenta, como Charentiense Quina, Charentiense Ferrassie, para-Charentiense, Musteriense típico rico en raederas o Musteriense de tradición achelense pobre en bifaces y rico en raederas, con cronologías de Würm I y II. La cueva de Zájara I, en Almería, también presentaba industria Charentiense similar a la del grupo valenciano.

En el resto del ámbito mediterráneo se han localizado otros yacimientos en la provincia de Málaga y en Gibraltar, en ambas zonas con restos neandertales. Quizá el núcleo más importante sea el de Granada, en el interior de la región, donde tanto Carigüela del Píñar como Cueva Horá han aportado notables conjuntos Musterienses, típico no levallois en Horá y de facies sin precisar en Carigüela, también como *Homo s. neanderthalensis*. La industria de los niveles inferiores de Horá, adscrita provisionalmente al Achelense superior, podrá compararse con la de sitios emplazados en los depósitos terminales de la inmediata depresión de Guadix —con Solana del Zamborino en concreto— a fin de profundizar en la transición del Paleolítico inferior al medio en la zona.

#### 4. PALEOLITICO SUPERIOR Y EPIPALEOLITICO

En contraste con las etapas anteriores, el Paleolítico superior se ha identificado casi exclusivamente en la periferia de la Península, puesto que en el interior sólo se han señalado escasos hallazgos, bastante aislados, entre sí además. Las regiones más ocupadas fueron el litoral cantábrico y el mediterráneo, Cataluña y el País Valenciano sobre el resto.

Tradicionalmente se han subrayado las relaciones entre las culturas ibéricas del Paleolítico superior y las de los núcleos al Norte de los Pirineos; así se considera que desde Aquitania habrían llegado influencias a la región cantábrica, y muchas de las recibidas en Cataluña procederían del Ródano. La investigación más reciente reclama una interpretación más compleja de estas relaciones, que habrá que suponer en ambos sentidos, y concede mayor atención a la adaptación regional, local incluso, de estas comunidades. Algunos rasgos generalizados, como el diferente equilibrio de las especies salvajes objeto de caza, con un fuerte predominio de ciervo en sustitución del reno, animal preferido con frecuencia al Norte de los Pirineos, o las distintas materias primas empleadas en la elaboración de los utensilios, parecen factores diferenciales de primera importancia.

Las industrias peninsulares más antiguas de este período cultural corresponden ya el Würm IIIa, no habiéndose documentado niveles en el Würm II-III. En ninguna parte se han identificado verdaderos niveles transicionales que enlacen con el Musteriense; por el contrario, sí se han detectado cortes bruscos entre estos períodos en varias localidades.

El yacimiento que aporta más información para conocer los momentos iniciales del Paleolítico superior cantábrico en Cueva Morín, con un nivel Auriñaciense 0 fechado en 32000/28000 BP. En Pendo, Otero, Cudón y Cueva Oscura, en Cantabria y Asturias, se conocen niveles similares, aunque probablemente más recientes, igual que las primeras industrias auriñacienses de Cataluña, en Abri Agut y Reclau Viver.

Los grupos auriñacienses parece que se implantaron de forma muy diferente en los litorales cantábrico y mediterráneo, ya que en éste los yacimientos son menos abundantes y están más aislados que en aquél.

En Cantabria se distinguen en la actualidad tres fases auriñacienses. Al Auriñaciense arcaico, antes aludido, sucedería un Auriñaciense típico, comparable al Auriñaciense I francés. Los niveles más representativos de este horizonte son los registrados en Morín, Pendo, Castillo, Arnero y Santimamiñe. Se desarrollaría bajo condiciones ambientales frías y secas, en contraste con el clima más benigno de la etapa anterior y del Auriñaciense evolucionado siguiente, señalado en El Otero, Hornos de la Peña, El Ciervo, El Conde, El Pendo y Morín, sitio este último clave para conocer la evolución del Auriñaciense cantábrico, ya que la secuencia de El Pendo, también muy completa, es de interpretación muy problemática.

A pesar de que los datos son menos completos, en el Auriñaciense mediterráneo parece que se puede distinguir también un desarrollo en tres fases. Los yacimientos más representativos se consideran Reclau Viver, L'Arbreda, Romaní y Mollet I en Cataluña. Al Sur del Ebro hay que tener en cuenta los indicios de Mallaetes, en Valencia



—fechados en 29100 BP—, y los Perneras y Ambrosio (Almería), Higuera (Málaga) y Gorham's Cave (Gibraltar), datados entre 28700 y 27860 BP.

Las industrias perigordienses cantábricas del final del Würm III alcanzaron, en relación con sus equivalentes del SO. de Francia, momentos tan tardíos como el interesado Würm III-IV. Aparecen en muchos yacimientos ocupados anteriormente por grupos auriñacienses.

Las disparidades observadas en varias secuencias —Morín y El Juyo, por ejemplo— han conducido a algunos autores a sugerir que las diferentes composiciones industriales observadas tanto en el Perigordense como en el Auriñaciense cantábrico, podrían estar en relación con actividades específicas y no traducir rasgos culturales con valor estructural. Junto a Morín y El Juyo, los yacimientos cantábricos más destacados de esta etapa son Bolinkoba, El Pendo, Castillo y Cueto de la Mina.

En el área mediterránea el Gravetiense parece conocer también un desarrollo tardío, distinguiéndose en él de dos a tres fases. En Cataluña, Reclau Viver y L'Arbreda son los yacimientos más característicos, aunque el núcleo valenciano —Mallaetes, Barranc, Parpalló, Maravillas, etc.— es bastante más importante. Otros indicios se detectan en Zájara II y Serrón (Almería), e incluso en el Valle del Manzanares, en el interior peninsular, aunque en este último caso se trata de identificaciones sin base sólida, igual que las de otras industrias atribuidas al Solutrense en la misma zona.

Al contrario que el Perigordense-Gravetiense, el Solutrense parece experimentar una temprana implantación en Iberia. Las dataciones radiocarbónicas aportan edades semejantes a las más antiguas registradas al N. de los Pirineos, para el Solutrense inicial de Mallaetes ( $21710 \pm 650$  BP), lo cual situaría uno de los posibles focos originarios de esta cultura.

Se han individualizado tres facies regionales del Solutrense peninsular en el litoral cantábrico, Pirineo y litoral mediterráneo valenciano, esta última —Solutrense ibérico—, la de personalidad más acusada.

Parpalló y Mallaetes, ambas con secuencias similares, son las localidades más significativas de la facies ibérica. Otros yacimientos destacados en la misma zona son los de Barranc Blanc y Rates Penaes.

A continuación del Solutrense pleno —con dos subfases, la primera fechada en 20180 BP—, que sigue al Solutrense inicial, aparece en Mallaetes un nivel estéril, a continuación del cual aparece el Solutrense superior, con tres subfases, la más antigua caracterizada por las típicas puntas de escotadura de borde rebajado, y la más reciente por un fuerte incremento de los útiles de tradición gravetiense, los cuales han determinado su denominación como solutreo-gravetiense. Esta secuencia de Mallaetes no aparece tan completa en ningún otro lugar, incluso tampoco en los yacimientos inmediatos, pues sólo se registran equivalencias parciales, con niveles en los que los índices solutrenses son menores.

El Solutrense del Sur peninsular se conoce peor. En Los Tollos y en Bermeja se ha identificado la fase plena; elementos propios del Solutrense superior se citan en varias localidades, los de mayor entidad en Ambrosio (Almería), que ofrece en secuencia las tres fases de Mallaetes. Siguiendo al Oeste, en Málaga se han señalado otros indicios, fundamentalmente en Nerja, yacimiento en curso de estudio.

En Cantabria los niveles solutrenses más antiguos se refieren al Solutrense medio. El mejor conocido de ellos es el de Las Caldas (Oviedo), fechado entre 19000 y 19500 BP —C<sup>14</sup>—, cronología semejante a la del Solutrense pleno de Laugerie Haute. En la costa cantábrica se diferencian actualmente dos etapas, con varias subfases, del Solutrense pleno, así como un Solutrense superior adaptado comarcalmente, con dos variantes reconocidas, la asturiana —rica en raspadores, raederas, escotaduras, denticulados y puntas solutrenses— y la vasca, extendida por los territorios más montañosos de este país —pobre en puntas foliáceas y rica en buriles, piezas truncadas y hojitas de dorso rebajado—, las cuales han sido relacionadas con las diferencias faunísticas detectadas en ambas zonas.

El Solutrense de Cataluña presenta notables influencias septentrionales, originarias del Ródano e incluso de la región cantábrica, sin embargo, apenas parecen llegar influjos del área valenciana, frenados quizá por la importante barrera que supondría el Bajo Ebro. Cau de les Coges, Reclau Viver y L'Arbreda son los yacimientos fundamentales, con varios niveles del Solutrense inicial tardío (Reclau) y del Solutrense evolucionado.

El Magdaleniense del Cantábrico y el del Mediterráneo presentan también diferencias notables. Así, mientras en el Norte peninsular la industria ósea es muy importante, en el Mediterráneo es prácticamente inexistente, sin que el desarrollo de este período tampoco sea igual en ambas regiones.

Desde Asturias al País Vasco se distinguen con claridad dos complejos Magdalenienses, el inferior y el superior, caracterizado este último por la amplia difusión de los arpones de hueso. Las cronologías de uno y otro se superponen parcialmente. A juzgar por las fechas radiométricas mejor establecidas el Magdaleniense inferior se extendería aproximadamente entre 17000 y 13000 BP, mientras que el superior discurriría entre los 15000 y 10000 BP.

En el Magdaleniense inferior cantábrico se distingue un período arcaico y otro evolucionado, conociéndose del primero dos facies locales, las de Castillo y Rascaño, con la particularidad de que en todos los yacimientos en que existe esta última se trata siempre de la primera ocupación de la cueva. En el período evolucionado se distinguen también dos facies, extendida una por el País Vasco (Bolinkoba, Lumentxa, Abauntz) y la otra por Cantabria y Asturias (El Juyo, Castillo, Altamira, Rascaño). La diversidad observada en el Magdaleniense inferior parece clara prolongación de la que se producía en el Solutrense, divergiendo notoriamente del Magdaleniense inferior del SO. francés.

Algunos autores distinguen un Magdaleniense medio paralelo del Magdaleniense IV del Perigord, extendido con mayor fuerza por Asturias, donde habría que destacar el Abrigo de la Viña, en Oviedo, con un destacado arte mobiliario.

El Magdaleniense superior cantábrico, del que los arpones son la pieza más característica, presenta también personalidad propia en varios de los principales yacimientos conocidos, que hacen posible separar dos o tres facies. En una de ellas, con escasas hojas de borde rebajado, predominan los raspadores sobre los buriles y es más frecuente en Santander y Asturias (Cueva Morín, El Otero, Castillo, Cueto de la Mina, La Riera, La Paloma, etc.). Una segunda es más frecuente en el País Vasco y penetra incluso en Santander; predominan en ella los raspadores sobre los buriles y las hojitas de dorso son más frecuentes, al igual que las puntas azilienses y los raspadores discoidales (Aitzbitarte, Santimaniñe, Otero y Valle, entre otras localidades).

El Magdaleniense mediterráneo posee otras particularidades. Los niveles más antiguos son los documentados en Parpalló, junto quizá a los de Nerja. Aquéllos, según Jordá, parecen una evolución *in situ* del Solutreo-Gravetiense de niveles inferiores, constituyendo una industria específica de esta cueva, para la cual se ha propuesto la denominación de Parpallense. A continuación se desarrollaría en la comarca el Magdaleniense medio, bien estudiado y fechado en el Volcán del Faro, Cullera (13796 BP).

El Magdaleniense superior se conoce peor en toda la región. Al igual que en el Cantábrico se caracteriza por la presencia de arpones de una o dos hileras de dientes, conociéndose yacimientos repartidos por todo el litoral, si bien con vacíos considerables (Bora Gran —11470 BP—, Cau de Lers Guilles, Coma de l'Infern, Les Cendres, Parpalló...). De este horizonte Magdaleniense final parecen derivar las penetraciones detectadas en estos últimos años en el interior peninsular, como, por ejemplo, Valdelpino (Cuenca) o La Dehesa (Salamanca), si bien esta última estación podría estar más relacionada con el Magdaleniense final cantábrico.

Durante todo el Paleolítico superior se desarrollaron manifestaciones artísticas bien conocidas, tanto parietales como mobiliarias. Se conocen en la actualidad algo más de ochenta cuevas con pinturas paleolíticas en la Península, la mayor parte en la región cantábrica, si bien es importante subrayar las que existen en otras zonas, como en el Ebro (Forcón, Fuente del Trucho, Moleta de Cartagena), el interior (Nerja, La Pileta, Ardales, etc.). Algunos de estos santuarios se atribuyen al período Auriñaciense, más al Solutrense y la gran mayoría al Magdaleniense, destacando en esta etapa los paralelos que pueden establecerse entre arte mobiliario y arte parietal.

Como en el Paleolítico superior, en el Epipaleolítico hay que distinguir el área cantábrica y la mediterránea, mientras que apenas se conocen manifestaciones bien definidas de este período en el interior peninsular.

Los profundos cambios ambientales del final del Pleistoceno se reflejaron en la evolución de los grupos humanos a partir del Magdaleniense superior, industria a la que sigue el Aziliense, con leves diferencias a lo largo de la cornisa cantábrica, aunque las cronológicas sí parecen relevantes, detectándose cierta difusión de Este a Oeste si se aceptan como significativas las fechas C<sup>14</sup> (BP) proporcionadas por los yacimientos mejor conocidos (Zatoya 9810/9530, Rascaño 8608/8536 y Los Azules 7480/7590).

A partir del Aziliense la diversificación es aún mayor. Desde el borde occidental de los Pirineos hasta el Oriente de Asturias se extienden el Epipaleolítico con industrias microlíticas, incluso con geométricos, mientras que en el resto de Asturias, también algo en Santander, e incluso penetrando ligeramente en Galicia parece predominar la industria macrolítica conocida como Asturiense.

En el Post-Aziliense del País Vasco (Zatoya, Santimaniñe, Montico de Charratu) los raspadores siguen predominando, disminuyen las hojitas de dorso, especialmente desde que aparece la cerámica (Zatoya) y se extiende el uso de las hojas de tipo Montbani. Tanto la industria lítica como las especies cazadas revelan que nos encontramos aún en un contexto derivado del mundo Paleolítico superior, al contrario de lo que inducen a pensar los yacimientos Asturienses, prácticamente paralelos o poco más modernos que el Aziliense, siempre al aire libre y con una alimentación basada en los moluscos marinos y en los individuos muy jóvenes en cuanto a las especies cazadas, todo ello junto a la implantación de una industria macrolítica —el pico asturiense es el útil más peculiar—, para la que pueden aducirse escasos precedentes durante el Paleolítico superior, careciendo de cualquier sentido buscarlos en conjuntos achelenses como Budiño, cuya datación en el Würm III debe olvidarse totalmente. En contraste con esta visión otros investigadores han supuesto que las diferencias entre el Aziliense y el Asturiense deben atribuirse simplemente a las derivadas de dos sistemas de asentamiento divergentes, en cueva o al aire libre.

En el Epipaleolítico mediterráneo, con numerosos yacimientos por todo el litoral, se han caracterizado dos grandes complejos industriales, el microlaminar y el geométrico. El primero de ellos está integrado fundamentalmente por hojitas de dorso rebajado, en clara conexión con el mundo aziliense. Se han diferenciado en él dos grupos, la facies Sant Gregori y la facies Mallaetes, con un desarrollo temporal comprendido entre el X y el VIII milenio, desde el *Alleröd* al Preboreal, siendo quizás la facies Mallaetes un poco más antigua. El complejo geométrico, con una cronología semejante, agrupa las industrias en las que los utensilios geométricos son el componente principal, situándose en la órbita de las industrias Sauveterrenses y Pardenoisenses. Han podido distinguirse también en él dos familias, las industrias de tipo Filador y las de tipo La Cocina.

## 5. BIBLIOGRAFIA

- ALMAGRO BACH, M., y GARCÍA GUINEA, M. A. (eds.), 1972: *Santander Symposium* Unión Int. de Ciencias Prehist. y Prothcas. Santander.
- ALTUNA, J. 1972: Fauna de mamíferos de los yacimientos prehistóricos de Guipúzcoa. *Munibe*, 24. San Sebastián.
- BARADIARÁN, I., 1967: El Paeomesolítico del Pirineo occidental. *Monografías arqueológicas*, 3. Zaragoza.
- BERNARDO DE QUIRÓS, F., 1982: Los inicios del Paleolítico superior cantábrico. *Monografías del Museo de Altamira*, 8. Ministerio de Cultura. Santander.
- CABRERA, V., 1984: El yacimiento de La Cueva del Castillo (Puente Viesgo, Santander). *Biblioteca Prh. Hisp.*, 22, Madrid.
- FORTEA, J., 1973: *Los complejos microlaminares y geométricos del Epipaleolítico mediterráneo español*. Universidad de Salamanca.
- FREEMAN, L. G., 1975: Acheulian Sites and Stratigraphy in Iberia and the Magherb. In *After the Asutralopithecines*, Butzer e Isaac eds., pp. 661-744. Mouton Pub. The Hague-París.
- GONZÁLEZ ECHEGARAY, J., y FREEMAN, L., 1971: *Cueva Morín (excavaciones 1966-1968)*. Pub. Patronato Cueva prh. de Santander.
- GONZÁLEZ ECHEGARAY, J., y FREEMAN, L., 1973: *Cueva Morín (excavaciones 1969)*. Pub. Patronato Cuevas preh. de Santander.
- GONZÁLEZ MORALES, H., 1982: El Asturiense y otras culturas locales. *Monografías del Museo de Altamira*, 7. Ministerio de Cultura. Santander.
- QUEROL, A., y SANTONJA, M. (eds.), 1979: El yacimiento Achelense de Pinedo (Toledo). *Excav. Arq. en España*, 106. Ministerio de Cultura. Madrid.
- QUEROL, A., y SANTONJA, M., 1983: El yacimiento de cantos trabajados de El Aculadero (Puerto de Santa María, Cádiz). *Excav. Arq. en España*, 106. Ministerio de Cultura. Madrid.
- SANTONJA, M., 1981: Características generales del Paleolítico inferior de la Meseta española. *Numantia* I, pp. 9-64. Soria.
- SANTONJA, M. LÓPEZ, y PÉREZ GONZÁLEZ (Eds.), 1980: *Ocupaciones achelenses en el valle del Jarama*. Publicaciones de la Diputación Provincial. Madrid.
- SANTONJA, M., y PÉREZ GONZÁLEZ, A., 1984: Las industrias paleolíticas de La Maya I en su ámbito regional. *Exc. Arq. en España*, 135. Ministerio de Cultura. Madrid.

- VALLESPÍ, E.; CIUDAD, A., y GARCÍA SERRANO, R., 1979: Achelense y Musteriense de Porzuna (Ciudad Real). Materiales de superficie, I (Colección E. Oliver). *Museo de Ciudad Real. Colección Estudios y Monografías*, 1.
- VALLESPÍ, E.; CIUDAD, A., y GARCÍA SERRANO, R., 1985: Achelense y Musteriense de Porzuna (Ciudad Real). Materiales de superficie, II (Muestras de las colecciones de A. Retamosa y M. Expósito). *Universidad de Castilla-La Mancha*. Ciudad Real.
- VEGA TOSCANO, L. G., 1983: Los problemas del Paleolítico medio en España. *Hom. Prof. Almagro Basch*, 1, 115-130. Ministerio de Cultura. Madrid.
- VILLAVERDE BONILLA, V., 1984: La Cova de Xátiva y el Musteriense de la región central del Mediterráneo español. *Servicio de Inv. Prtcas. Trabajos Varios*, 79. Diputación Provincial. Valencia.

# El límite inferior del Pleistoceno

E. Aguirre

Museo Nacional de Ciencias Naturales  
C.S.I.C.  
28006 Madrid

## RESUMEN

Se anota la cuestión pendiente del *status* del Cuaternario en la escala cronostratigráfica, tema que tienen en estudio los órganos competentes de la IUGS y la INQUA. Conforme a la acepción más común, se adopta provisionalmente como base del Cuaternario el límite basal del Pleistoceno, conforme a la reciente redefinición de éste (Aguirre y Passini, 1985; Bassett, 1985), y se trata de señalar con la máxima aproximación posible el correlativo, en afloramientos españoles, del estratotipo del límite Plioceno-Pleistoceno designado por Aguirre y Passini (*ob. cit.*). En cuencas interiores, y en opinión del autor, el equivalente del límite basal del Pleistoceno se encuentra entre el nivel de Orce 2 y el nivel fértil del Barranco de los Conejos, en la cuenca de Baza; esto es, en la parte inferior de los tramos *b* según los esquemas estratigráficos de Anadón *et al.* (1987). En medios más próximos al litoral, con influjo marino al menos en el Plioceno, aunque con facies regresivas, el autor piensa que el equivalente del límite basal del Pleistoceno está —con pobre aproximación— en la formación Arenas Rojas, del Golfo de Cádiz, dentro de su tramo inferior en los afloramientos más occidentales, y más hacia la base, que es siempre discordante, en proximidad del Estrecho de Gibraltar. Se sugiere discutir la posible correlación de las Arenas Rojas del Golfo de Cádiz con los miembros detríticos también enrojecidos que aparecen en la base de la llamada Formación Sucina por Ch. Montenat (1981).

## ABSTRACT

*Attention is attracted on the present question on the status of Quaternary in the chronostratigraphic scale: IUGS and INQUA bodies are currently endeavoured on that issue. Following the most common sense, author takes, provisionally, as the beginning of Quaternary the Basal Boundary of Pleistocene as recently redefined (Aguirre and Pasini, 1985; Basset, 1985). The aim of this paper is pointing, as close as possible, the correlate, in the outcrops of Spain, of the Pliocene-Pleistocene Boundary stratotype designed in Aguirre and Pasini (o. c.). In author's opinion, the equivalent of the Basal Boundary stratotype of the Pleistocene can be identified, for the continental basins of Spain, between the Orce 2 level and the bone-bearing levels of Barranco de los Conejos in the Baza basin, that is to say in the lower part of the b beds, as designed for the area by Anadón et al. (1987). For environments either marine or related to littoral, in areas in which there has been marine regime at least during the Pliocene, the equivalent of the Basal Boundary of Pleistocene stays somewhere —with very poor approximation— within the Arenas Rojas Member of the Cádiz Gulf: it should occur at the actual base of Arenas Rojas near the Gibraltar Straight; above the base, higher in more western outcrops. It is suggested for discussion the hypothetical correlation between the Arenas Rojas of Cádiz-Huelva and the red detritic levels assigned as the lowest beds of the formación Sucina by Montenat.*

## 1. INTRODUCCION

En la acepción más común y tradicional, el Cuaternario comienza con el Pleistoceno. Recientemente se ha cuestionado la entidad estratigráfica del Cuaternario y la legitimidad del uso de este nombre en nomenclatura estratigráfica. Prevalece en este momento la idea de que no hay motivo para cambiar el uso actual, porque éste es adecuado a las necesidades de comunicación de información geológica en esta parte de la escala, y porque cambiarlo engendraría sólo mayor confusión. También se piensa mayoritariamente que los procesos y formaciones cuaternarias son tan distintivos como para justificar el rango de sistema dado al Cuaternario.

La Comisión Internacional de Estratigrafía de la I.U.G.S. aprobó la definición presentada por Aguirre y Pasini (1985) para la base del Pleistoceno (v. Bassett, 1985), como resultado de la labor conjunta de un doble grupo internacional, la Subcomisión del límite Plio-Pleistoceno en INQUA y el Proyecto 41 del PICG. Por ahora, la base del Pleistoceno se sigue tomando como límite entre el Terciario (Neógeno) y el Cuaternario, aun cuando bastantes especialistas prefieren que este último se haga retroceder hasta una edad próxima a 2,5 Ma, en la que coinciden cambios y eventos de distinta naturaleza. Dado el objetivo de esta Memoria, trataremos de identificar en las series españolas los correlatos locales del límite Plioceno-Pleistoceno, según se define en su estratotipo, así como de presentar algunos eventos y faunas de referencia, próximas por uno y otro lado al límite.

El límite basal del Pleistoceno se define por la base del tramo margoso que sobreyace concordantemente al nivel sapropélico e del corte de Vrica, en Crotone (Italia). Los elementos de correlación son fundamentalmente datos biostratigráficos de microfauna de mar abierto, y la situación del estratotipo con respecto a la escala paleomagnética, entre 3 m y 6 m por encima del final del subcrón Olduvai; teniendo en cuenta la tasa de sedimentación, se estima la edad del estratotipo en 1,6 Ma (Aguirre & Pasini, 1985).

En España son muy raros los sitios en que puede señalarse la base del Pleistoceno en un tramo de roca sedimentaria. Es, al contrario, lo más normal que este límite coincida con una laguna en la sedimentación, esto es, con un episodio regresivo y/o erosivo, que se reflejará en una discordancia.

En efecto, en el extenso dominio continental de la Península prevalecen movimientos verticales y el régimen erosivo desde el final del Plioceno; desaparece casi totalmente el régimen lacustre del país central, y los depósitos se reducen a las formas de superficie y pedemontanas hasta que comienzan los terrazamientos fluviales. Sólo continúa un régimen sedimentario normal con estratificación positiva en limitadas áreas subsidentes, sobre todo en las depresiones del frente bético: Granada, Guadix-Baza, Alcoy-Cocentaina. En la cuenca central del Guadiana, en la submeseta meridional, las formaciones sedimentarias pliocenas no llegan a aflorar, recubiertas por depósitos pleistocenos, salvo en los bordes.

La orla con depósitos pliocenos de medio marino es muy escasa y discontinua en la Península. No hay sedimentación marina continuada al final del Plioceno, ni siquiera en la Bahía de Cádiz; más pobre es en el bajo Segura y en el

Delta del Ebro. También en las Islas Canarias se registra una fuerte emersión después del Plioceno inferior, con *Strombus coronatus*, y algún depósito litoral atribuible al Pleistoceno inferior es excepcional. Por motivo distinto, esto es por hundimiento, faltan depósitos pliocenos aflorantes en Valencia y en Baleares.

## 2. LA BASE DEL PLEISTOCENO EN SERIES MARINAS Y LITORALES DE ESPAÑA

En afloramientos de formaciones de medio marino y edad pliocena de la Península Ibérica las facies se tornan regresivas a partir del Plioceno inferior, por regla general. Así, en Moguer y al sur de Niebla (Huelva), en la Palma del Condado (Sevilla), en Chiclana y en San Roque (Cádiz) (Zazo *et al.*, 1977; Zazo, 1980), a lo largo de la costa mediterránea meridional en Manilva, Santa Inés y el Palo (Málaga), en Adra y Campo de Dalías (Almería) (Goy y Zazo, 1983), en Aguilas y Mazarrón (Murcia), en San Miguel de Salinas y Sucina (Montenat, 1973; Aguirre *et al.*, 1974). También en el delta del Ebro (Tarragona), en el Bajo Penedés y el valle del Llobregat (Barcelona), y en el Empordá (Gerona).

Facies de mar abierto, al menos somero, en el Plioceno medio, zona de *Globorotalia crassaformis*, son más raras. Se han citado en la cantera de San Onofre (Tortosa), en la Juliana, cerca de Crevillente (Alicante) y en varios puntos del litoral meridional. La zona de *Globorotalia crassaformis* se entiende de diverso modo en la literatura. La presencia del taxón se constata desde hace c. 3,8 Ma; es en este sentido en el que se correlaciona con la transición entre las unidades de mamíferos MN 14 y 15 en la Juliana. También es probable que en este sentido haya que entender la presencia de este taxón en la serie de Torre del Puerco (Chiclana, Cádiz) (Zazo, 1980). La «*acme zone*» de *G. crassaformis* tendría una edad más moderna, no más de 3,2 Ma; no consta que se haya citado la *acme zone* *G. crassaformis* en España, pero tampoco hay evidencia en contra de que sea ésta la unidad representada en la base del corte de la Cantera de la Florida (Zazo *et al.*, 1985).

Algunos afloramientos marinos reaparecen sobre facies regresivas pliocenas en áreas subsidentes restringidas, como la del Bajo Segura, cerca de la desembocadura del Ebro y en la Bahía de Cádiz. Se han referido al Calabriense conglomerados fosilíferos con restos de invertebrados marinos en la cantera de Sant Onofre, cerca de Tortosa (Maldonado, Riba, 1975), junto a la desembocadura del Segura, en Guardamar (Montenat, 1973) y en los Arenales del Sol, de Santa Pola (Echallier, Lauriat, 1978). La referencia al Calabriense dice muy poco, pues no se citan en dichos sitios los taxones que caracterizan esta división en Italia; por otro lado, no está definida la base del Calabriense en su corte tipo de Santa María di Catanzaro. No es improbable que los mencionados conglomerados con facies litorales de Sant Onofre y de Guardamar correspondan a débiles oscilaciones de final del Plioceno. Incluso pueden ser también fini-pliocenos los depósitos de playa levantada más altos de la serie de terrazas marinas del Campo de Dalías (Goy y Zazo, 1983). En el área del Estrecho de Gibraltar, Zazo (1980) sitúa todavía en el Plioceno la terraza marina de + 80 m en «Torre del Tajo».

En las series de la Bahía de Cádiz, y en el litoral entre Sanlúcar y Tarifa, Benkhelil (1976) sitúa el comienzo de una fase tectónica de tipo comprensivo en el Pleistoceno inferior. Ello no impide que en el área restringida de la Bahía de Cádiz se haya continuado una relativa subsidencia local que produjo depósitos marinos, hoy emergidos, a favor de las primeras fluctuaciones del nivel marino al comienzo del Pleistoceno, y quizá ya al final del Plioceno.

Parece lo más verosímil que la base del Pleistoceno pueda identificarse en los cortes próximos a Cádiz, pero hasta el presente no se han señalado hechos concluyentes, paleontológicos o paleomagnéticos, ni datos radiométricos que permitan identificar con la aproximación deseable el correlato del límite basal del Pleistoceno en estas formaciones.

Zazo y colaboradores (1985) señalan como probable Pleistoceno basal en el corte de la cantera de la Florida el nivel 2, de facies fluvio-marina con claro influjo continental, por la presencia de *Ilyocypris bradyi*. No parece excluida la posibilidad de que corresponda a un nivel más alto de este corte, hasta el tramo 6. Es deseable un control paleogeomagnético de estas interpretaciones. En general, la Formación Arenas Rojas, muy extensa en el litoral de Cádiz, que a veces se encuentra fosilizando un karst desarrollado sobre los últimos conglomerados «ostioneros» pliocenos, puede atribuirse al Pleistoceno (Zazo *et al.*, 1985) y cartografiarse como tal. No es del todo difícil identificar el correlato de esta formación Arenas Rojas en otras áreas. En el área al este de la Sierra de Carrascoy, la regresión ocasionó que las facies sedimentarias fueran predominantemente continentales desde el Plioceno superior; como

hipótesis podría corresponder a las Arenas Rojas de Cádiz el nivel de arenas (nivel 7) en el corte de la vía férrea de Sucina (según Aguirre *et al.*, 1974), que viene a ser el nivel inferior, de limos rojos, de la Formación Sucina, según Montenat (*ob. cit.*). No se considera excluido que la misma Formación Arenas Rojas en alguna parte del litoral gaditano sea cronológicamente transgresiva e incluya el límite basal del Pleistoceno.

### 3. LA BASE DEL PLEISTOCENO EN SERIES DE MEDIO CONTINENTAL

Entre las series sedimentarias con registro faunístico que pueden ilustrar de algún modo los últimos episodios sedimentarios del Plioceno y los primeros del Pleistoceno, en cuencas interiores béticas, se cuentan la Formación del Llano de Sarrión, Teruel (Adrover *et al.*, 1974; Gautier y Heintz, 1974; Heintz, 1978), posiblemente el relleno kárstico de Almenara-Casablanca I, Castellón (Gil y Sesé, 1984; Soto y Morales, 1985; Agustí, Galobart, 1986) y, sobre todo, las formaciones de la Depresión Guadix-Baza (Agustí, 1986; Alberdi y Bonadonna, 1989). La lista faunística de Puebla de Valverde, en el Llano de Sarrión, coincide casi totalmente con la de Saint-Vallier; así pues, las biotas representadas en ambos yacimientos se pueden considerar penecontemporáneas. La deposición de los fósiles de Puebla de Valverde ocurre en facies sintectónicas, correspondiendo a un enérgico diastrofismo, muy verosímilmente el Ibero-Manchego 2 (Aguirre *et al.*, 1976); puede, pues, datarse en torno a muy poco más de 2 Ma aA. El límite basal del Pleistoceno debe cruzarse en la formación del Llano de Sarrión, en cuyo tercio inferior se encuentran los niveles fosilíferos de Puebla de Valverde; pero no se conoce la tasa de sedimentación, ni se ha intentado un control paleomagnético. Como conjuntos paleofaunísticos próximos a la edad crítica de 2,5 Ma se pueden citar en España los de Valdeganga I-II, Rincón 1, en el valle medio del Júcar, y Huélago-carretera (Alberdi y Bonadonna, 1989).

El relleno cárstico de la cantera «Casablanca I» (denominación que se presta a equívoco con los célebres yacimientos de Marruecos, por lo que prefiero designarle por el municipio, Almenara) es muy fosilífero. La representación faunística parece constante en toda su profundidad: se han citado Soricidae indet., Chiroptera indet., *Eliomys* sp., *Miomomys medasensis*, *Miomomys* cf. *rex*, *Miomomys* cf. *tornensis*, *Stephanomys progressus*, *Castillomys crusafonti* ssp. (progresiva), *Apodemus* sp., *Prolagus* sp., *Ursus etruscus*, *Vulpes alopecoides*, *Canis etruscus* ssp., *Pachycrocuta breviostris*, *Felis* sp., *Lynx* sp., *Rhinocerotidae* gen. sp., *Equus stenonis* sp., *Cervus* cf. *philisi*, *Eucladoceros* sp., *Dama nestii*, *Gazellospira torticornis*, *Leptobos* sp., *Oviboni* gen. cf. *Praeovibos* (?), y con duda, *Procamptoceras brivatense* (Gil y Sesé, 1984; Soto y Morales, 1985; Agustí y Galobart, 1986; Moyá y Menéndez, 1986). Por la presencia de *M. medasensis* y *M. cf. rex*, Esteban y López-Martínez (1987) consideran a Almenara I más antiguo que Valdeganga III-IV (pre-tectónico), anterior a la unidad MN 17. Parece más seguro atender a las formas nuevas más que a posibles remanencias endémicas o locales. Este criterio sugiere atender a la presencia del *C. crusafonti* progresivo y el *Stephanomys progressus*, que no se conocen en otros sitios anteriores a la unidad MN17, y atribuir la fauna representada en Almenara I a esta subdivisión como hace Martín Suárez (1988). Esta interpretación es también más conforme con la mención de *Miomomys* cf. *tornensis*, y la presencia de un ovibovino más progresivo que *Megalovis*, en Almenara; este yacimiento puede estar próximo al de Olivola, y al límite Plioceno-Pleistoceno.

Las listas faunísticas de Senèze, Saint-Vallier y Puebla de Valverde, típicas de la unidad MN 17 de los neogenistas, son pobres en micromamíferos; por ello no pueden correlacionarse con precisión con los niveles de Valdeganga III-IV y Cañada Real (Esteban y Martínez-Salanova, 1987). Tengo a estos últimos por más antiguos que Puebla de Valverde por su situación, anterior a la discordancia que correspondería al diastrofismo Ibero-Manchego II, y otro tanto a Alquería, en la Cuenca de Baza. El yacimiento de Almenara I (Casablanca en AA.) contiene fósiles de mamíferos pequeños y grandes, y es, por ello, de singular importancia; merecería la pena hacer el estudio paleomagnético, investigar el polen y los posibles indicios paleoclimáticos de este sitio, para establecer su edad con más precisión.

Entre los grandes mamíferos se produce un cambio importante en la representación de Cérvidos; también los Bóvidos villafranquienses son reemplazados por los nuevos *Praeovibos*, *Bison*, *Capra*, *Soergelia*, todo ello entre Olivola y Casa Frata (Tasso), esto es, entre 1,7 y 1,5 Ma aproximadamente; se dispersan los diversos *Canis*, y el *Hippopotamus major*. Otro tanto ocurre en España entre Almenara I y Cueva Victoria.

Probablemente, la última representación faunística del Plioceno continental (o una de las últimas) en España es la del nivel faunístico llamado Orce 2, con *Miomomys osztramosensis*, acompañado de *M. pusillus*, *Castillomys crusafonti* ssp. progresiva, *Apodemus sylvaticus*, *A. mustacinus*, *Eliomys intermedius* y *Galemys kormosi*. El nivel de Orce 2 se



sitúa en una banda con polaridad magnética normal: ésta no puede ser otra que el subcrón Olduvai, dada la situación en la escala biostratigráfica que permite su registro fósil. Con Orce 2 se correlaciona el Cementerio de Orce B y Fuentecilla 5 (Martín Suárez, 1988). Según Agustí (1986) Orce 2 y los niveles fosilíferos de Barranco de los Conejos corresponden a la «zona» de *Mimomys osztramosensis*. Esta se extiende hasta la expansión del *Allophaiomys pliocaenicus*, esto es hasta hace cerca de 1,5 Ma, y, por tanto, incluye la base del Pleistoceno.

*Allophaiomys pliocaenicus* se cita en la lista paleofaunística de Baqur 2, Gerona (López *et al.*, 1976), en al menos una parte del relleno de Cueva de las Yedras (López-Martínez y Ruiz Bustos, 1977), en Venta Micena 1 y 2, y Orce 7 (Agustí *et al.*, 1987). El equivalente, pues, del estratotipo de la base del Pleistoceno cruza por un buen número de afloramientos de la Formación Baza, y se le puede trazar con bastante precisión. Ello es importante para un país como España, y toda una provincia geológica como Europa y el entorno mediterráneo, donde muy cerca del 100 por 100 de los depósitos pleistocenos aflorantes son de medio no marino. Valdría la pena presentar un estudio más completo y preciso de esta depresión con la propuesta de un paraestratotipo del límite inferior del Cuaternario en medio continental en un corte, aun cuando fuera combinado, de la Hoya de Baza, pues no se dan, por ahora, en otra parte de Europa las condiciones que esta cuenca ofrece para ello.

Anadón *et al.* (1987) sitúan a Venta Micena 1 y 2 inmediatamente por debajo, en niveles carbonatados, del techo de su división c; más bajos en el tramo c se hallan los horizontes fosilíferos Orce 5 y Orce 6, mientras que los de Barranco de los Conejos están situados en la parte inferior del tramo b. La asociación faunística de Venta Micena es del tercio central del Pleistoceno inferior. El correlato de la base del Pleistoceno adoptable para formaciones continentales pasaría, pues, con toda probabilidad, en alguna parte de los niveles transicionales bajos del tramo b, según Anadón *et al.* (1987) para el área de Venta Micena. El equivalente de este nivel en la columna estratigráfica de Soria *et al.* (1987) caería en el primer tercio del Miembro 3C (no en su base), si se da por buena la correlación entre la base de éste y la del tramo b1 de Anadón *et al.* (*ob. cit.*), que estos últimos proponen. En apoyo de esta correlación coinciden las evidencias paleontológicas y la paleomagnética.

Fuera de la Hoya de Baza, es más difícil identificar el límite basal del Pleistoceno. A lo largo del Frente Bético, cabría una aproximación en la Formación Guadix; pero ésta es compleja, no está bien conocida y pienso que incluye discordancias internas que separan varios tramos con repetición de facies, y se carece de registro fósil suficiente. Muy poco puede inferirse del fragmento de molar de *Mammuthus* (nec *Archidiskodon*) *meridionalis* del Cortijo de la Cueva de la Sabina; este fósil no fue visto *in situ*, sino recogido por unos campesinos. No hay razón de dudar de la atribución estratigráfica que hace Peña (1985) de este hallazgo. En todo caso no parece tratarse de una forma progresiva del mamut meridional; ello permite excluir la edad faunística cromeriense.

En la depresión de Granada, el límite Plio-Pleistoceno pasaría verosímilmente bastante por debajo del nivel de Láchar y Fuensanta. No sabemos, en el estado actual de conocimientos, su posición respecto al Conglomerado de la Alhambra: éste podría correlacionarse con las arenas de Láchar (Aguirre, 1974: 194-196), o ser algo más antiguo, corresponde a un período fuertemente diastrófico y erosivo.

En el Ampurdán (Empordá) y área de Bañolas (Banyoles) afloran también depósitos del Pleistoceno inferior en Bóvila Ordís (Juliá *et al.*, 1980) y en el Plá de Usall, donde una fauna fósil de esta atribución se halla sobre una serie pliocena que concluye con un paquete de calizas (calizas lacustres del Plá de Usall). La asociación faunística de Incarcá (J. Maroto, com. pers.) podría situarse con las de Casa Frata y Sinzelles; podría ser algo más antigua que Venta Micena 1 y 2, en todo caso pleistocena (Moyá Solá y Menéndez, 1986).

En cuanto al resto de la Península, el paso del Plioceno al Pleistoceno se hace a lo largo de un proceso de cambio de régimen endorreico a exorreico en las Mesetas. Este se produce de modo definitivo a raíz de la alteración tectónica Iberomanchega 2; uno de los indicios de su imposición generalizada es la Raña. Si la edad aproximada del diastrofismo es, como suponemos, en torno a -2 Ma, no mucho más joven de -1,9 Ma (edad de las faunas francesas de Chillac y Le Coupet), la Raña precedería, al menos parcialmente, al subcrón Olduvai (ver sobre la Raña en el sector meridional de Somosierra, Pérez González y Gallardo, 1987): parece corresponder a la Raña un clima predominantemente cálido, con una o dos oscilaciones, y húmedo. A la deposición de la Raña sucede un episodio secuencial de régimen ampliamente erosivo (Molina *et al.*, 1974; Molina, 1975).

Es muy verosímil la correlación del último con la discordancia Aúlla del Alto Valdarno, en Toscana, que está datado entre -1,7 y c. -1,6 Ma; es decir, se desarrolla al término del Plioceno y su final traspasa el límite basal del

Pleistoceno. El equivalente, pues, de este último podría identificarse con una de las penetraciones erosivas posteriores a la Raña o con una de las terrazas más altas de las cuencas del Tajo y del Duero. En estas formaciones no hay evidencia faunística ni paleomagnética que proporcione una aproximación más precisa.

En general, pues, y salvo excepción que resta por probar, todas las terrazas altas de los ríos de la Península Ibérica pueden cartografiarse como comprendidas en el Pleistoceno.

Queda, por último, indicar que la primera inmigración de representantes del género *Homo* en Eurasia parece haber ocurrido en el Pleistoceno inferior. No hay, por ahora, indicio serio de que este hecho se haya producido en tiempo anterior a la unidad magnetostratigráfica Olduvai, pero puede haber ocurrido hace más de 1 Ma, y quizá en un momento muy próximo al límite basal del Pleistoceno. Se han citado indicios arqueológicos en terrazas del Tajo y Alagón de +125 m y +140 m, respectivamente (Santonja, 1981), y asociados a microfauna de *Mimomys osztramosensis* con *Praeovibos* en el Barranco de los Conejos (Gibert, com. pers.). Tales indicios son muy precarios para fundamentar un conocimiento seguro, pero no deben ignorarse si se investigan los eventos de dispersión faunística relacionados con el comienzo del Pleistoceno (1).

#### 4. BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R.; AGUIRRE, E.; HEINTZ, E.; MOISSENET, E., y MORALES, J. (1974): Teruel II, in Aguirre, Morales (eds.) *Libro Guía*: pp. 71-84.
- AGUIRRE, E. (1974): Depresión de Granada, in Aguirre, Morales (eds.) *Libro Guía*: pp. 175-212.
- AGUIRRE, E.; ALBERDI, M. T.; MORALES, J.; PASCUAL, V., SEGURA, J. M., y CUENCA, A. (1974): Depresios levantinas, in Aguirre, Morales (eds.) *Libro-guía*: pp. 135-152.
- AGUIRRE, E.; DÍAZ-MOLINA, M., y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1976): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española. *Trabajos s. Neógeno-Cuaternario* (C.S.I.C., Madrid), 5: pp. 7-30.
- AGUIRRE, E.; MORALES, J. (eds.) (1974): *Libro-Guía. Coloquio Internacional sobre Biostratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior. Montpellier-Madrid, pp. 25-9 a 11-10, 1974*. C.S.I.C. (Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana, I.L.M.), Madrid.
- AGUIRRE, E.; PASINI, G. (1985): The Pliocene-Pleistocene Boundary. *Episodes*, 8: pp. 116-120.
- AGUSTI, J. (1968): Synthèse biostratigraphique du Plio-Pleistocène de Guadix-Baza (province de Granada, Sud-Est de l'Espagne). *Geobios*, 19: pp. 505-510.
- AGUSTI, J.; GALOBBART, A. (1986): La sucesión de Micromamíferos en el complejo cárstico de Casablanca (Almenara, Castellón). *Plaeont. i Evolució*, 20: pp. 57-62.
- AGUSTI, J.; MOYA-SOLA, S.; MARTÍN-SUÁREZ, E., y MARÍN, M. (1987): Faunas de Mamíferos en el Pleistoceno inferior de la región de Orce (Granada, España). *Paleont. i Evol. Mem. espec.* (Sabadell), 1: pp. 73-86.
- ALBERDI, M. T.; BONADONNA, F. P. (1983): *Equus stenonis* Cocchi como indicador biostratigráfico del Plio-Pleistoceno en Italia y España. *Cuadernos Lab. Xeol. de Laxe* (Sada, España), 15: pp. 169-188.
- ALBERDI, M. T., BONADONNA, F. P. (Eds.) (1989): *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza. Trabajos s. Neógeno Cuaternario* (C.S.I.C., Madrid), 11.
- ANADÓN, P.; JULIA, R.; DE DECKER, P.; ROSSO, J. C., y SOULILE-MARSCHÉ, I. (1987): Contribución a la paleolimnología del Pleistoceno inferior de la Cuenca de Baza (sector Orce-Venta Micena). *Paleont. i Evol. Mem. esp.* (Sabadell), 1: pp. 35-72.
- BASSET, M. G. (1985): Towards a «common language» in Stratigraphy. *Episodes*, 8: pp. 87-92.
- BENKHELIL, J. (1976): *Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiqes* (Espagne). Thèse 3me Cycle. Université de Nice (Francia).

(1) Este trabajo, en buena parte, recoge resultados del Proyecto 41 del PICG, 1974-1984, dirigido por Ks. V. Nikiforova, junto con experiencias de la Subcomisión del Límite Plioceno-Pleistoceno de INQUA, así como observaciones en el campo con C. Zazo, E. Molina, A. Pérez González, J. Agustí, E. Martín Suárez y Ch. Monténat. Se terminó gracias a la subvención 1849/84 de la CAICYT. Agradezco, también, a C. Zazo la lectura y observaciones al manuscrito, y a Teresa Montero el cuidado de mecanografiarlo.

- ECHAILLER, J. CL.; LAURIAT-RAGE, A. (1978): Decouverte d'un niveau d'âge Calabrien dans le littoral méditerranéen d'Espagne (Province d'Alicante). *C. R. Somm. Soc. géol. de France*, 4: pp. 178-180.
- ESTEBAN, J.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, N. (1987): Les Arvicolidés (Rod. Mamm.) du Villanyen récent de Casablanca I (Castellón, Espagne). *Geobios*, 20: pp. 591-623.
- ESTEBAN, F. J.; MARTÍNEZ-SALANOVA, J. (1987): *Mimomys ischus* n. sp. y *M. realensis* m. sp.: dos nuevos Arvicólidos (Rodentia, Mammalia) del Plioceno de la Cuenca del Júcar (Albacete). *Estudios geol.*, 43: pp. 299-308.
- GAUTIER, R.; HEINTZ, E. (1974): Le gisement villafranchien de la Puebla de Valverde (Teruel, Espagne). *Bull. Muséum nat. Hist. Naturelle, París*, 3e Sér., 228: pp. 113-138.
- GIL, E.; SESE, C. (1984): Micromamíferos del nuevo yacimiento villafranchiense de Casablanca I (Almenara, prov. de Castellón). *Estudios geol.*, 40: pp. 243-249.
- GOY, J. L.; ZAZO, C. (1983): Los piedemontes cuaternarios de la región de Almería. *VI Reunión do Grupo Español de Trabajo de Cuaternario. Cuadernos do Labor. Xeolóxico de Laxe* (Edición de Castro, Sada, España), 5: pp. 397-420.
- HEINTZ, E. (1978): La faune villafranchienne de la Puebla de Valverde, Teruel, Espagne. Composition qualitative et quantitative. *Géologie Méditerranéenne*, 5: pp. 277-280.
- JULIA, R.; SUC, J. P. (1980). Analyse pollinique des dépôts lacustres du Pleistocène inférieur de Banyoles (Bañolas, site de la Bóbila Ordís. Espagne). *Geobis*, 13: pp. 5-19.
- LÓPEZ, N.; MICHAUX, J.; VILLALTA, J. F. (1976): Rongeurs et Lagomorphes de Bagur-2 (province de Gironne, Espagne). Nouveau remplissage de fissure du début du Pleistocène Moyen. *Acta Geol. Hispanica*, 11: pp. 46-54.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; RUIZ-BUSTOS, A. (1977): Descubrimiento de dos yacimientos del Pleistoceno medio en el karst de la Sierra Alfaguara (Granada). *Estudios geol.*, 33: pp. 255-265.
- MALDONADO, A.; RIBA, O. (1975): Les rapports sédimentaires du Néogène et du Quaternaire dans le plateau continental aux environs du delta de l'Ebre (Espagne). *IXth International Congress of Sedimentology, Nice, Fieldguide 16: the Ebro Delta*: pp. 71-78.
- MARTÍN-SUÁREZ, E. L. (1988): *Sucesiones de micromamíferos en la depresión Guadix-Baza (Granada, España)*. Tesis, Universidad de Granada.
- MOLINA, E. (1975): Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Trabajos s. Neógeno-Cuaternario* (C.S.I.C., Madrid), 3: pp. 1-106.
- MOLINA, E.; AGUIRRE, E.; MORALES, J. (1974). Submeseta meridional Campo de Calatrava in AGUIRRE, MORALES (eds.) *Libro-Guía*: pp. 215-244.
- MONTENAT, Ch. (1973): *Les formations Néogènes et Quaternaires du Levant espagnol*. Thèse. Université d'Orsay. París.
- MOYA-SOLA, S.; MENÉNDEZ, E. (1986): Los Artiodáctilos (Bovidae y Cervidae, Mammalia) del Pleistoceno inferior de Europa Occidental: ensayo de síntesis. *Paleontología i Evolució*, 20: pp. 289-295.
- PEÑA, J. A. (1985): La Depresión Guadix-Baza. *Estudios geol.*, 41: 33-46.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1981): Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo. Tesis. Universidad Complutense, Madrid.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1981): *Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Tesis. Universidad Complutense, Madrid.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; GALLARDO, J. (1987): La Raña al Sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranchiense medio. *Geogaceta*, 2: pp. 29-32.
- SANTONJA, M. (1981): Características generales del Paleolítico inferior de la Meseta española. *Numantia*, 1: pp. 9-64.
- SORIA, F. J.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C.; VERA, J. A. (1987): Análisis estratigráfico y sedimentológico de los depósitos neógenos cuaternarios en el sector de Orce (Depresión de Guadix-Baza). *Paleont. i Evol. Mem. esp.*, 1: pp. 11-34.
- SOTO, E.; MORALES, J. (1985): Grandes mamíferos del yacimiento villafranchiense de Casablanca I, Almenara (Castellón). *Estudios geol.*, 41: pp. 243-249.
- ZAZO, C. (1980): *El Cuaternario marino-continental y el límite Plio/Pleistoceno en el litoral de Cádiz*. Tesis. Universidad de Madrid.
- ZAZO, C.; GOY, J. L.; DABRIO, C. J.; CIVIS, J.; BAENA, J. (1985): Paleogeografía de la desembocadura del Guadalquivir al comienzo del Cuaternario (provincia de Cádiz, España). *Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico, Lisboa 1985*, 1: pp. 461-472.
- ZAZO, C.; GOY, J. L.; HOYOS, M.; MECO, J.; USERA, J.; GARCÍA-VICENTE, J.; GALVÁN, J., y AGUIRRE, E. (1977): El corte de Puerto Real y el problema del Límite Plio-Pleistoceno en la Bahía de Cádiz. *Trabajos s. Neógeno-Cuaternario* (C.S.I.C., Madrid), 6: pp. 319-336.

# Galicia

J. R. Vidal Romani

Laboratorio Xeolóxico de Laxe  
15168 O Castro (Sada, A Coruña)

## RESUMEN

El estudio del Cuaternario de Galicia ha adolecido hasta el momento de distintos inconvenientes, entre los que destacan la inexistencia de una infraestructura de investigación sistemática del mismo. Otros problemas son los relativos a la variada litología del sustrato, con materiales, como las rocas ácidas, poco aptos para la conservación de restos paleontológicos, excepción hecha de los microfósiles (polen, diatomeas, etc.). Asimismo, la litología gallega no presenta una especial abundancia o incluso carece de los diferentes materiales utilizados por el hombre prehistórico en su industria lítica (cuarcita, sílex, obsidiana, etc.). Todas estas razones determinan, por ejemplo, una falta de elementos de datación para los sedimentos cuaternarios gallegos, lo que añadido a la acción erosiva tanto continental como marina, que ha sido muy intensa desde el final del Terciario hasta nuestros días, es la causa justificativa de un Cuaternario en Galicia, con escasos afloramientos, normalmente desconectados entre sí, lo que dificulta sobremedida su interpretación y la extensión de los posibles resultados a todo el ámbito gallego.

La dificultad de partida es la de señalar el límite Plio-Cuaternario en Galicia. Hasta ahora, en las series marinas cenozoicas sumergidas, se localiza ese paso en el punto en donde los sedimentos que se interpretan como cuaternarios se apoyan discordantemente sobre el Terciario final plegado o tectonizado. Se ha tratado de aplicar idéntico criterio en las series continentales en los lugares más propicios, las cuencas terciarias gallegas,

## ABSTRACT

*The study of the Quaternary in Galicia has suffered up till now from different drawbacks, among which one of the most important factors has been the lack of a systematic infrastructure of research concerning the subject. Other deficiencies, of a geological character are the varied lithology of the substratum of the quaternary sediments in Galice, with materials such as acid rocks, which are unsuitable for the preservation of paleontological remains, except microfossils (pollen, diatomites, etc.). Furthermore, the Galician lithology does not abound overmuch in the different materials employed by prehistoric man in his lithical industry (quartzite, flint, obsidian, etc.). All these reasons give rise to, for instance, a lack of dating elements (either absolute or relative), in the Galician quaternary sediments, but if to this we add the erosive action (continental as well as marine) must have been intense from the end of the Tertiary up to the present day, we find that galician quaternary serie presents outcrops that besides being scarce, when do appear, are in small fragments and disconnected from one another, which makes it tremendously difficult to make up a general sedimentary series which may be easily applied to the whole of Galicia.*

*We can begin with the difficult of placing the Plio-Quaternary boundary in Galicia. Up till now, in submerged marine cenozoic series, the point for this transition, has been placed where the sediments which are considered as quaternary, rest unevenly upon folded or tectonized tertiary sediments. An attempt has been made to apply an identical criterium in the continental series, in the most suitable places: the tertiary basins of Galicia,*

si bien con menos fortuna. El paso del Terciario al Cuaternario en el Continente se interpreta por un cambio en la sedimentación de lacustre y endorreica a fluvial abierta, identificándose así a los depósitos fluviales a partir de +80 m de altura sobre el nivel de base actual como correspondientes al Cuaternario, lo que coincidiría con un recrudescimiento climático con destrucción de la cubierta vegetal y arrasamiento del manto de alteritas subyacente.

El glaciario cuaternario en Galicia presenta aparatos glaciares de dimensiones reducidas que poseen como peculiaridad esencial su baja altura y la situación más occidental de todo el glaciario europeo. No hay datos de edad absoluta o relativa de los depósitos glaciares correspondientes, como tampoco una cartografía exacta de las zonas glaciadas cuaternarias. A pesar de ello, los autores que lo han estudiado le asignan una edad würmiense o rissienne.

Asociado a este glaciario, en el principio del Pleistoceno superior, existen abundantes coladas periglaciares, que se pueden datar relativamente como contemporáneas o posteriores a los depósitos glaciares más modernos. Por lo general, se trata de coladas de soliflucción, derrubios ordenados, campos de piedras, etc., que, sin duda alguna, corresponden a procesos morfogenéticos muy activos. Este tipo de depósitos abundan tanto en el borde costero actual, donde se han datado con edades inferiores a los 30.000 años B. P., como en las zonas interiores, ya dentro de los dominios glaciados ya bordeándolos, no existiendo en estos otros casos datación alguna.

Queda finalmente la secuencia marina cuaternaria emergida, de la que los niveles más antiguos se sitúan alrededor de los 55-60 m y que son distinguibles en todo el borde costero gallego, ordenándose desde esta altura en alturas decrecientes, hasta el nivel del mar. En el momento actual el mar se manifiesta débilmente transgresivo, procediendo a la destrucción lenta, pero sistemática, de las estructuras costeras holocenas (playas, acantilados, barras arenosas, etc.).

*though less successfully. The transition from Tertiary to Quaternary on the continent is interpreted in the change of sedimentation, from lacustrine an endorheic, to open fluvial, thus identifying the fluvial deposits, from more than 60 m and up in height above the present base level which correspond to the Quaternary, which would coincide with a worsening of climatic conditions, leading to the destruction of the cover of vegetation and the erosion of the underlying regoliths.*

*Quaternary glaciation in Galicia presents glacial systems which are small in size and which are essentially peculiar in the abnormally low altitude and their position further to the west than any other european glacial systems. There are no data of absolute or relative age for the deposits related to these systems, nor is there any exact cartography of the glaciated zones. In spite of this, the authors who have studied it assign to it a würmien or rissien dating.*

*Associated with this glaciation which may tentatively be said to the finipleistocene, there exist abundant periglacial outflow remains, which can be dated relatively as contemporary of or posterior to the more recent glacial deposits. In general we are dealing with outflows of solifluction, grezes littées, stonefields, etc., which undoubtedly represent very active morphogenetic processes. These types of deposit are very abundant in present-day sea shore areas, where they have been dated at less than 30.000 years B. P., as well as in inland areas, whithin the glacial areas or on the edge of them, there being no dating at all in this case. Lastly there is the quaternary marine series unflooded, whose oldest levels are at 55-60 m, up in height above the present sea level, and which are common to the whole length of the galician coastline, being ordered from these heights downwards to the present day sea level. At this point in time, the sea to be slightly transgressive, leading to the slow but systematic destruction of the holocenic coastal structure (beaches, cliffs, sand bars, etc.).*

## 1. INTRODUCCION

### 1.1. Las singularidades del Cuaternario gallego

La característica principal del Cuaternario gallego es la de su singularidad, en los sedimentos y procesos geológicos que corresponden a este intervalo de tiempo, considerados tanto desde un punto de vista cualitativo como cuantitativo. Peculiaridades adicionales comunican al Cuaternario gallego la extrema variabilidad del sustrato geológico sobre el que se desarrollan o del que proceden los sedimentos cuaternarios.

Así, en la mitad occidental de Galicia, donde predominan las rocas graníticas (s.l.), el carácter ácido de los sedimentos limita estrictamente la conservación de macrorrestos fósiles que no sobrepasan un límite de antigüedad de tres o cuatro mil años B. P.

Igualmente, la reducida superficie ocupada por los sedimentos cenozoicos, una de las fuentes más conspicuas durante el Paleolítico superior, para la obtención de materias primas (sílex) para la realización de instrumentos de caza, etc., así como la escasez de otras fuentes de sílex de origen hidrotermal o filoniano, o de materiales sustitutorios (cristal de roca, por ejemplo) justifican una mayor pobreza en yacimientos líticos y una distribución fuertemente determinada por el sustrato, sobre todo si se compara con áreas vecinas (por ejemplo, Asturias).

Otros materiales, como la cuarcita, que aun existiendo en áreas reducidas de Galicia, no parecen haber reunido para el hombre prehistórico gallego las condiciones idóneas para su utilización, con lo que se da la paradoja de que los instrumentos líticos tallados en cuarcitas que aparecen en el Paleolítico inferior y medio de Galicia han sido realizados sobre cuarcitas alóctonas, traídas a Galicia por el único gran río con nacimiento fuera de ella, que es el Sil-Miño, y los yacimientos prehistóricos se asocian, como en el caso del sílex, al área fuente del material, determinando tal vez, incluso los asentamientos humanos. Finalmente debemos mencionar que los mismos procesos cuaternarios han arrasado en parte o totalmente la serie cuaternaria previa al desarrollo de éstos, y sólo aparece en buenas, aunque aisladas, exposiciones en zonas de activa evolución actual por erosión (costas o sistemas fluviales activos).

La escasez, o al menos la rareza de los datos sedimentarios correspondientes al Cuaternario, hace que sean a veces únicamente los datos geomorfológicos los que nos permitan entender con mayor claridad la evolución durante el Cuaternario de Galicia (es el caso de las zonas glaciares).

En los últimos años, sin embargo, se observa un aporte incesante de nuevos datos, sobre todo en determinados campos: palinología, procesos de alteración, geomorfología, evolución costera actual o subactual, glaciario, etc.).

### 1.2. Breve idea sobre la geología de Galicia

La geología del sustrato sobre el que se van a disponer, y a partir del que se generan en su mayor parte los depósitos cuaternarios de Galicia, se puede incluir íntegramente en dos de las zonas señaladas para la Península Ibérica por Julivert *et al.* (1972). Se trata de las denominadas zonas Astur-Occidental-Leonesa y zona Centro-Ibérica.

La primera de ellas está constituida por una serie, desde el Precámbrico superior hasta el Ordovícico, compuesta por exquistos con calizas subordinadas en lo que se refiere a los materiales precámbricos y que aparecen en los núcleos de grandes estructuras anticlinales posteriores (dominios del Anticlinal de Mondoñedo y del Courel).

En lo que respecta a la serie Paleozoica inferior, la litología dominante son pizarras con intercalaciones cuarcíticas y calizas.

Los cuerpos de granitoides que aparecen en esta zona son escasos, en comparación con el resto de Galicia, pero tienen, cuando existen, una buena representación areal.

En la segunda área señalada o Zona Centro-Ibérica, la litología es mucho más heterogénea, con áreas de metamorfismo alto y abundantes cuerpos graníticos, y otras de metamorfismo menos acusado. Es de destacar en ella la presencia de cuerpos catazonales (Ortegal, Ordes, Unidad Malpica-Tui), formadas en buena parte por rocas metabásicas fuertemente deformadas.

Esta diversidad litológica ocasiona, como ya anteriormente se ha señalado, una clara interferencia en la distribución y en la naturaleza de los depósitos cuaternarios.

Conviene finalmente señalar en este apartado la influencia de la tectónica en la distribución de los depósitos cuaternarios. Nos referimos concretamente a la tectónica alpina, a su vez influenciada por la hercínica. Ambas deciden, inexorablemente, la distribución areal de los sedimentos cuaternarios gallegos, como se puede comprobar en la propia cartografía de éstos, y a lo que luego se va a aludir concretamente en apartados posteriores de esta memoria.

## **2. EL CUATERNARIO EN GALICIA**

### **2.1. Estado de la cuestión**

El conocimiento actual del Cuaternario gallego es incompleto y los trabajos principales que lo describen, con una visión más global, son bastante antiguos.

La referencia más extensa al conjunto de Cuaternario gallego: depósitos, geomorfología, evolución, etc., se halla en la tesis doctoral de Nonn (1966). El hecho de que, a pesar del tiempo transcurrido se trate de un trabajo base para cualquier estudio sobre Cuaternario en Galicia es de por sí suficientemente significativo. Aunque desde 1966 hasta el momento actual, como antes de esa fecha, se publican otros trabajos que modifican o matizan puntualmente la tesis sostenida por Nonn, los puntos en los que ese trabajo ha sido superado son esenciales, como la definición del límite Plio-Cuaternario para Galicia, la extensión de las áreas reconocidas como glaciadas durante el Cuaternario, el estudio del periglacialismo costero-continental, el estudio de los procesos de alteración granítica, entre otros aspectos.

Con todo, los nuevos datos aportados se integran perfectamente en la interpretación global del Cuaternario gallego avanzada por Nonn (1966).

### **2.2. El período terciario en Galicia**

Cuando se considera un área como la gallega, el estudio del Cuaternario debe forzosamente tener en cuenta, para su mejor comprensión, los datos proporcionados por el estudio del Terciario. En efecto, es durante la historia geológica correspondiente a él cuando quedan delimitadas las grandes unidades del relieve gallego. La definición de las Rías, como del resto de la costa gallega, queda prácticamente fijada durante ese período, produciéndose únicamente con posterioridad un leve retoque de las mismas. Los procesos erosivos desarrollados durante las fases marinas transgresivas del Cuaternario apenas han hecho retroceder el borde costero unos metros, como viene testimoniado por los restos de niveles de abrasión marina conservados a lo largo de la costa gallega. Así, está claro que desde el Terciario final hasta la actualidad el mar ha permanecido aproximadamente en su situación actual, obviamente durante las fases transgresivas. La persistencia del mar en una misma zona viene igualmente a probar

(los niveles marinos más elevados se hallan a +60 m sobre el nivel actual del mar) que no ha existido, por ejemplo, en comparación con el borde cantábrico peninsular, un elevamiento tectónico de la costa gallega de gran envergadura después de la «fase diastrófica» eocena (Vanney *et al.*, 1979).

Tampoco en lo que se refiere al relieve interior gallego existen grandes cambios. En efecto, el estudio de los sistemas de terrazas fluviales indican que el curso de los ríos ha discurrido, evidentemente, durante el Cuaternario y probablemente durante parte del Terciario por el mismo trazado (caso del Miño, Sil, Tambre, Mero, etc.), produciéndose únicamente un encajamiento entre 60-80 m en la vertical. Es, pues, por estas y otras razones repetitivas, en cuanto pruebas de esa invariabilidad del relieve gallego, como podemos hablar de una conservación a grandes rasgos, y a veces aun a escala de detalle, del relieve Terciario hasta nuestros días. Entender, pues, esto, implica sentar las bases de un mejor conocimiento del período Cuaternario en Galicia.

Conviene, en consecuencia, tener en cuenta la disposición de la red de fracturación terciaria para comprender mejor o más completamente la disposición de los sedimentos cuaternarios. Así, determinadas disposiciones levemente arqueadas de sedimentos fluviales y coluviales de la zona nororiental de Galicia coinciden con las antiguas estructuras hercínicas reactivadas durante el Terciario, lo mismo que la localización de las grandes áreas de sedimentación lacustre o marino-continental (estuarios y ríos coincidentes con depresiones de edad de creación terciaria, o aun la red fluvial, ortogonal, del Sureste de Galicia.

Igualmente, las grandes elevaciones que limitan Galicia desde el extremo nororiental al suroccidental, ligadas también a la tectónica hercínica, luego reactivada en el Terciario, nos señalan la localización de las áreas glaciadas durante el Pleistoceno en Galicia.

Es, pues, evidente el papel de la tectónica y el relieve terciario en la disposición y zonalidad de la secuencia cuaternaria gallega.

Todo esto indica la escasa relevancia o, al menos, la diferente magnitud de los procesos cuaternarios posteriores cuando se los compara con los que corresponden al Terciario. Frente a los procesos terciarios tectónicos y sedimentarios, los dos últimos millones de años no van a servir más que para la realización de pequeñas modificaciones de detalle en formas y depósitos terciarios como incisión de la red de drenaje, desmantelamiento parcial de los espesos mantos de alteritas terciarias, coluvionamiento del borde costero durante las fases regresivas marinas y su eventual erosión durante las fases transgresivas alternativas, y un modelado glacial continental testimonial y restringido en superficies erosivas y zonas de depósito a pequeñas áreas de glaciario de circo de escaso o nulo desarrollo longitudinal.

### 2.3. El límite plio-cuaternario en Galicia

Habida cuenta de la carencia de un adecuado registro paleontológico o de dataciones fiables, en la Galicia continental se han seguido principalmente dos criterios para la determinación del límite plio-cuaternario.

Por una parte, se utilizan (Nonn, 1966) criterios de facies sedimentaria. Según Nonn, el límite estaría en lo que él denomina «transición Villafranquense», que para él viene señalado por un cambio de intensidad en los procesos erosivos y en el tipo de sedimentación correspondiente. Así, este límite vendría para el representado en la «Facies atlántica de la Raña», que se caracteriza por abanicos fluviales con cantos de cuarzo y cuarcita soportados por una matriz arcillo-arenosa. La extensión de este tipo de depósitos a numerosos puntos del territorio gallego justificaría la alegada generalidad del proceso. Sin embargo, la inexistencia de datación alguna para estos sedimentos que, por otra parte (Escuer y Vidal Romaní, 1987; Pannekoek, 1970), parecen corresponder a diferentes episodios de aluvionamiento durante el Cuaternario, nos inducen a dudar de este criterio.

Al contrario de lo que ocurre en las series de plataforma continental y fosas marginales, bastante bien estudiadas sísmicamente (Groupe Galice, 1979), este límite parece coincidir con una discordancia tectónica bien marcada. En las series continentales, todas ellas relacionadas con depresiones terciarias, existe un registro sedimentario, casi continuo, desde el Mioceno hasta la actualidad (Monge, 1987; Escuer y Vidal Romaní, 1987), observándose hacia techo de la serie una disminución en la actividad erosiva y tectónica en el entorno de las cuencas reflejada por la menor potencia de las series pliocenas y pleistocenas. El emplazar ese límite, sin otros criterios, y considerando



asimismo la ignorancia que se tiene hasta el momento de la tectónica terciaria, nos parece extremadamente arriesgado.

En definitiva, además del límite terciario-cuaternario bien marcado, en la serie cenozoica marina antes mencionada (Groupe Galice, 1979) en el resto de los casos, cuencas terciarias interiores, sólo se conoce el lugar donde verosíblemente es posible hallar ese límite. Una vez descritas las condiciones supuestas en las que va a tener lugar el pase plio-cuaternario en Galicia, vamos a proceder a la descripción de cada uno de los tipos de depósitos cuaternarios descritos en la leyenda del mapa, que por su extensión areal o por su singularidad así lo justifiquen.

#### 2.4. Depósitos glaciares

Como ya se han mencionado anteriormente, el glaciario gallego tiene un especial significado por su posición y altura dentro del contexto general europeo. Puede decirse que en las áreas glaciares de Galicia predominan casi exclusivamente las zonas degradadas por la erosión glacial sobre las recubiertas por los sedimentos derivados de aquélla. La litología sobre la que se desarrolla el glaciario es principalmente granítica y subordinadamente pizarrosa. Esta homogeneidad litológica añade dificultades suplementarias a la identificación de los depósitos fluvio-glaciares, a veces casi imposibles de diferenciar de los posteriores al glaciario de origen fluvial o torrencial. Ello obliga a reducir drásticamente, en muchos casos, el ámbito de las zonas de glaciario cuaternario gallego a aquellas en las que se encuentran depósitos de claro origen glacial (foto 1) a formas glaciares erosivas (circos, zonas de pulido, etc.). La similitud de estas formas con las habituales de paisajes graníticos ha provocado una gran controversia



**Foto 1.** Vista general de la morrena lateral del glaciar del Río Vilamés, en las cercanías de la mina de As Sombras (Lobios, Ourense).

**Photo 1.** General view of the lateral moraine of the River Vilamés glacier in the neighbourhood of the As Sombra mine (Lobios, Ourense).

entre los partidarios de la existencia de glaciario cuaternario en Galicia (Hernández Pacheco, 1955; Schmidt-Thomé, 1973) y contrarios a ella (Teixeira y Cardoso, 1979). En el momento actual se puede afirmar la existencia de huellas de glaciario fósil en puntos determinados de Serra de Ancares, Courel, Queixa-Invernadoiro y Larouco-Xurés.

Salvo un trabajo muy detallado (Schmidt-Thomé, 1973), los estudios realizados sobre glaciario gallego son meramente morfológicos y altamente especulativos en cuanto a su datación.

En el trabajo de Schmidt-Thomé se diferencian únicamente distintas facies de sedimentación glacial dentro de un ambiente de circo y valle, este último muy restringido, únicos diferenciables en Galicia.

De los cuatro sistemas glaciares fósiles gallegos a que antes nos hemos referido, sólo uno, Sierra de Queixa-Invernadoiro, se halla desarrollado íntegramente en el área gallega. Los demás están compartidos, bien con Portugal (Larouco-Xurés), bien con León y Asturias (Courel y Ancar), siempre, en estos casos, con su parte más importante, en formas y depósitos, en la zona no gallega.

Los autores antes citados (Nonn, 1966; Hernández Pacheco, 1955; Schmidt-Thomé, 1973) asignan una edad würmiense para la mayoría de los depósitos de till (lateral, frontal y subglacial) y sólo en algunos casos se deciden a hablar de till (morrenas) más antiguas, de edad risiense. No existe criterio de edad alguno, absoluto o relativo, que permita asegurar la veracidad de estas dataciones.

## 2.5. Los depósitos de origen periglacial

Los estudios sobre depósitos periglaciares se han concentrado fundamentalmente en dos zonas: la costera marginal y la continental, en los bordes de los principales relieves interiores, zonas de piedemonte y lógicamente relacionadas con las franjas bordeantes de las áreas glaciares fósiles.

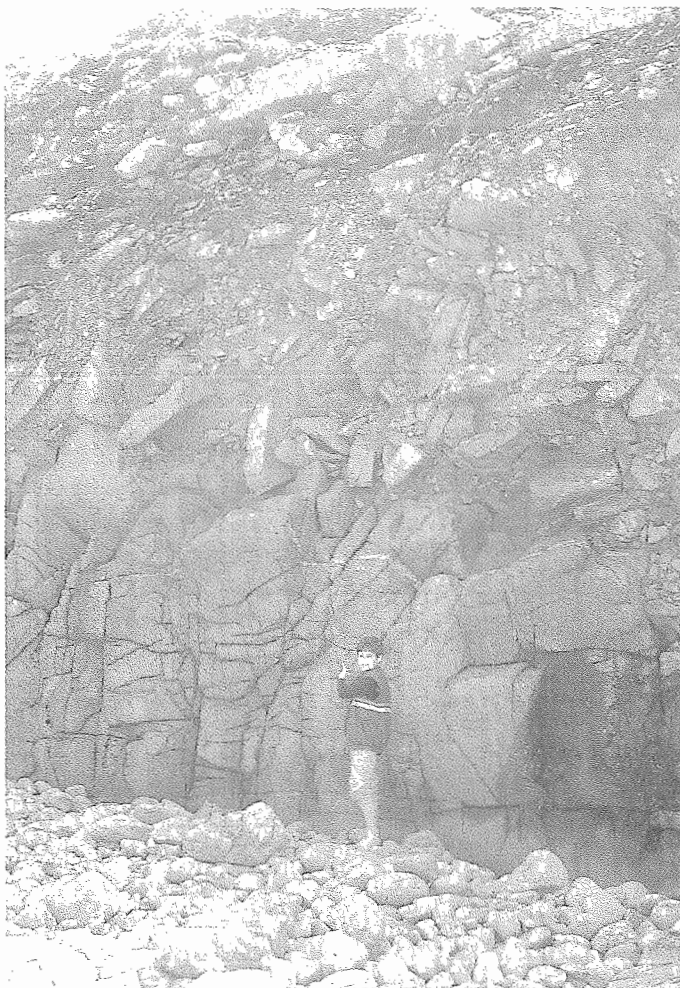


Foto 2. Serie periglacial costera recubriendo una pequeña plataforma de abrasión 2 m por encima del nivel actual del mar, de edad pleistocena superior, en Castelo (Rañal, Coruña).

*Photo 2. Coastal periglacial series covering a small abraded (abrasion) platform 2 m above the current level of the sea; of upper pleistocene age at Castelo (Rañal, Coruña).*

Ello quizá, sin que forzosamente deba corresponder con la realidad, ha llevado a los investigadores (Brum Ferreira, 1980) a postular la existencia de una zonación en el dominio periglacial, restringido así a esos dos ámbitos, costero y continental asociado a relieves altos, justificándose el vacío intermedio como debido a un amortiguamiento de la temperatura en esas zonas.

Nonn (1966) llega a distinguir en el periglacial costero tres zonas: *la primera*, y también más cercana a la rasa cantábrica, es la que posee, según él, los afloramientos de mayor espesor, junto con la frecuente existencia de fenómenos de crioturbación. La segunda, que llega desde el Cabo de Estaca de Bares hasta Finisterre y que según Nonn es el dominio de las coladas de soliflucción; la tercera, desde Finisterre hasta el límite de la frontera portuguesa, que es el tramo de costa, según este autor, menos afectado por el frío.

Los depósitos periglaciares están compuestos en su mayoría por «grezes litéas» (foto 2) cuando se asocian a un relieve rocoso cercano o dominante y coincidente con un sustrato rocoso granítico o cuarcítico. En los casos de afloramientos de esquistos y metapelitas son más frecuentes las coladas de fangos.

Se asocian a estos depósitos de origen periglacial costero niveles de origen eólico (eolianitas), a veces fuertemente cementados por Fe y Mn, y colmatados por arcillas (foto 3). En cuanto a la datación de los depósitos periglaciares,



**Foto 3. Depósitos eólicos de arenas recubriendo niveles marinos del Pleistoceno superior. Cabo Tosto (A Coruña).**

**Photo 3. Aeolian deposits of sands covering marine levels of upper Pleistocene age. Cabo Tosto (La Coruña).**

hay edades por 14 C de 40000 años B. P. para la base de los niveles de Mougás (Pontevedra), en el tercer tramo de Nonn, situado en la parte sureste de la costa (Butzer, 1967), si bien Nonn (1966) para un nivel intermedio de los mismos depósitos da una edad entre 11650 y 16250 años B. P. En este mismo tramo de costa se han datado otros niveles en depósitos periglaciares (San Xian, Pontevedra) en 13600 años B. P. (Delibrias *et al.*, 1964).

Independientemente de la gran diversidad en las edades obtenidas y de la inexistencia hasta el momento de una estratigrafía básica para este tipo de depósitos, todas las dataciones se reducen a la fase final del Pleistoceno, por lo que su asignación al würmense, con todas las reservas al respecto para este nombre, parece poco razonable. En el interior, los depósitos periglaciares se asocian a las áreas glaciadas cuaternarias, bien disponiéndose en el borde externo de las mismas (Larouco, Queixa), bien superponiéndose a los depósitos glaciares más antiguos (Xurés).

## 2.6. Los depósitos de origen fluvial

Desde el punto de vista cronoestratigráfico, la secuencia correspondiente al medio fluvial es la más completa de todo el registro sedimentario cuaternario. Son numerosos los trabajos que han contribuido a este apartado del estudio del Cuaternario gallego, entre los que destacamos los de Nonn (1966), Butzer (1967) y de Groot (1974). La correlación de todos los datos aportados (Escuer, Vidal Romaní, 1987), evidencia un desconocimiento de la base del Pleistoceno, sobre todo al carecerse de dataciones absolutas correspondientes a esta etapa del Cuaternario. En efecto, al término Villafranquiense (Nonn, 1966), inadecuado y ambiguo, con el que se señala los depósitos que marcarían el paso del Plioceno al Cuaternario en Galicia, estaría representado por la «Facies atlántica de la Raña», Nonn (1966), o la «Formación Raña» s. s. (de Groot, 1974), caracterizada por gravas de cuarzo y cuarcita, poco rodadas, heterométricas, de matriz arcillo-arenosa abundante. Se trata de depósitos tipo *debris-flow*, aunque con selección de tamaños, mezcla de gravas rodadas y angulosas, que corresponden a cursos de gran torrencialidad actuantes sobre un sustrato rocoso intensamente alterado (Escuer y Vidal Romaní, 1987).

Sin embargo, como ya ha sido indicado más atrás, no existen dataciones que nos señalen tanto el inicio como el fin de esta fase de la morfogénesis gallega.

Se pueden observar, a pesar de ello, cómo a medida que nos vamos adentrando en el Pleistoceno la dinámica erosiva se va estabilizando, lo que se traduce en depósitos fluviales (gravas, arenas) con características (índices de redondez, clasificación, disminución de la matriz, etc.) granulométricas correspondientes a cursos más regularizados.

Los únicos criterios de datación de los niveles de terraza cuaternarios son sus alturas relativas al nivel de base (parcial o general). Así, se admiten hasta tres grupos de terrazas: alta, media y baja; para el caso del Miño, el sistema fluvial más importante de Galicia. Al nivel de *terrazza alta*, corresponden las alturas +80 m, +65-66 m, +52-59 m, al nivel de *terrazza media*: 34-36 m y 42-44 m, y al de *terrazza baja*: +22-24 m. Los niveles holocenos se sitúan por debajo. La litología general de estos depósitos es de cuarzo y cuarcitas, siendo en algún caso (por ejemplo, el Miño) un ejemplo de la aloctonía de los aportes fluviales que no pueden proceder más que de los aportes del Sil, ya que no existen cuarcitas en la cuenca del Río Miño.

En la cartografía que acompaña a esta memoria los niveles holocenos, sobre todo en los cursos fluviales asociados a fosas terciarias, ocupan el fondo de los amplios valles, presentando una representación cartográfica desproporcionada a la actividad actual de los ríos correspondientes.

Ello se debe, como ya se indicó, tanto a la herencia del relieve terciario como a la escasa capacidad de retoque de los procesos morfogenéticos cuaternarios.

Salvo los cursos principales (Miño, Sil) y alguna excepción (Mero, Ulla), los ríos gallegos no tienen otros depósitos fluviales asociados, con valor cartográfico (E. 1:1.000.000) que los correspondientes a la fase final del Cuaternario.

## 2.7. Los depósitos de origen marino-litoral

Hasta el momento no existe tampoco un conocimiento detallado de los depósitos marinos emergidos. El único estudio sistemático de toda la costa gallega es el que aparece en Nonn (1966), si bien adolece de un conocimiento en profundidad de los mismos. Otros trabajos (Mensing, 1961; Butzer, 1967; Vidal Romaní, 1980, o aun los de Asensio Amor, 1970) se refieren a áreas muy concretas de la costa gallega.

Nunca se han asociado a estos depósitos ni restos paleontológicos ni dataciones absolutas que nos permitan realizar una columna estratigráfica para los mismos, con lo que únicamente se puede establecer una secuencia de alturas sobre el nivel actual del mar, en las que se han localizado niveles marinos. Se trata de depósitos que corresponden a niveles de playas de arenas o cantos, asociados a formas erosivas (rasas), muy bien desarrolladas en la costa norte de la provincia de Lugo (Flor, 1983; Mary, 1983) y peor definidos en el resto de la costa, si bien con algunas excepciones —tramo A Guardia-Baiona, tramo Cabo Vilaño-Laxe— (Nonn, 1966). Desde el nivel marino +60 m (Flor, 1983) puede hablarse ya de una homogeneidad en cuanto conservación de pequeñas rasas de abrasión, afloramiento de depósitos de playa, etc., a lo largo de toda la costa gallega.

Así, se han mencionado los siguientes (además del de +60 m), +42-49 m, +33-36 m, +23-24 m, +16-17 m, +10-12 m, +6-7 m y +2 m (Butzer, 1967; Nonn, 1966; Vidal Romaní, 1980). Mejor definidos son los depósitos correspondientes a los últimos 20000 años, ya que asociados con ellos podemos distinguir en algunos tramos de costa (A Guardia-Baiona, en la provincia de Pontevedra) abundantes yacimientos de industria lítica (Butzer, 1967; Maury, 1977), que nos permiten una datación de los mismos y que coincide con la que proporcionan los datos de C<sup>14</sup> (Nonn, 1966; Butzer, 1967).

### 3. BIBLIOGRAFIA

- ASENSIO AMOR, I. (1970): Rasgos geomorfológicos de la zona litoral galaico-astúrica en relación con las oscilaciones glacio-eustáticas. *Estudios Geológicos*, 26, pp. 29-92.
- BRUM FERREIRA, A. de (1983): Problemas de evolução geomorfológica quaternaria do Noroeste de Portugal. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 5, pp. 311-327.
- BUTZER, K. (1967): Geomorphology and Stratigraphy of the Paleolithic site of Budiño (Prov. Pontevedra, Spain), *Eiszeitalter und Gegenwart*, 18, pp. 82-203.
- DE GROOT, R. (1974): Quantitative analysis of pediments and fluvial terraces applied to the basin of Monforte de Lemos, Galicia, Spain. *Fysisch. Geogr. bodem kundig Laboratorium, Univ. van Amsterdam* nr. 22.
- DELIBRIAS, G.; NONN, H.; VAN CAMPO, M. (1964): Age et flore d'un dépôt periglaciare reposant sur la «rasa» cantabrique près de Burela (Galice, Espagne), *C.R.A.S.* 259, pp. 4092-4094.
- ESCUER, J.; VIDAL ROMANÍ, J. R. (1987): Facies y modelado local de los depósitos aluviales de la Cuenca del Río Mero y Península de Sada (A Coruña, NW de España). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 11, pp. 69-84.
- FLOR, G. (1983): Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, pp. 65-81. Univ. de Oviedo.
- GRUPE GALICE (1979): The Continental margin of Galicia and Portugal: Acoustical stratigraphy, dredged stratigraphy, and structural evolution. *Initial reports of the deep Sea Drilling Project*. 47, part. 2. Washington. U. S. Gov. Print. Office.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1955): El glaciario Cuaternario de la Sierra de Queixa. *Bol. R. Soc. Hist. Nat.*, pp. 27-75.
- HERRANZ, P.; ACOSTA, J. (1984): Estudio Geológico de la Ría de Muros y Noya. *Bolet. Ins. Esp. Oceanogr.*, 1, 2, pp. 48-78.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; TRUYOLS, J. (1972): L'évolution paléogéographique du NW de L'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien. *Bull. Soc. Geol. Min. Bretagne*, 4, pp. 1-7.
- MARY, G. (1983): Evolución del margen costero de la cordillera cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, pp. 3-35, Univ. de Oviedo, Oviedo.
- MAURY, J. (1977): The Asturian in Portugal. *BAR Supplementary Series*, 2, 1, 105 pp. Inglaterra.
- MENSCHING, H. (1961): Die Rias der Galicisch-Asturischen Küste Spaniens. *Erdkunde* Band 15, pp. 210-224.
- MONGE, C. (1987): Estudio sedimentológico de la cuenca terciaria de Meirama. Un ejemplo de cuenca sedimentaria sobre una falla de salto en dirección. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 11, pp. 51-67.
- NONN, H. (1966): *Les régions cotières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique* (Tome III). Pub. Fac. Sc. Strasbourg. Foundation Baulig, 591 pp.
- PANNEKOECK, A. J. (1970): Additional geomorphological data on the Ría de Arosa, area of western Galicia (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 37, pp. 185-194.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1973): Neue niedrig, gelegen zeugen einer wurmeiszeitlichen verglescherung in Nordteil der Iberischen Halbinsel (Prov. Vizcaya und Orense in Nord-spanien; Minho-Distrikt in Nord Portugal). *Eiszeital ter und Gegenwart*, 23-24, pp. 384-389.
- TEIXEIRA, C.; CARDOSO, J. L. (1979): A não confirmação de fenómenos glaciarios nas nosas montanhas do Norte de Portugal (Peneda-Gêrez). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 12 (II-III), pp. 163-185. Lisboa.
- VANNEY, J. R.; AUXIETRE, J. L.; DUNAND, J. P. (1979): Geomorphic provinces and the evolution of the northwester Iberian Continental margin. *Ann Inst. Oceanogr. París*, 55 (1), pp. 5-20.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1980): Estado de los conocimientos sobre la variación del nivel del mar en Galicia durante el Cuaternario. *Braña*, 3, pp. 69-83. Santiago.

# La Cornisa Cantábrica

**M. Hoyos Gómez**

Departamento de Geología  
Museo Nacional de Ciencias Naturales. C.S.I.C.  
28006-Madrid

## RESUMEN

La cornisa Cantábrica está constituida en esencia por un frente montañoso de origen alpino, paralelo al litoral denominado Cordillera Cantábrica, que desde altitudes de 2.500 m desciende rápidamente hacia el N. hasta alcanzar la costa o limitando una estrecha franja litoral.

Se han distinguido tres grandes unidades morfoestructurales, en función de la estructura y de la litología.

- I. Macizo cristalino galaico (Galicia).
- II. Rodilla astúrica: Zona interna y zona externa (Occidente y Centro de Asturias).
- III. Relieves mesozoicos (Oriente de Asturias, Cantabria y País Vasco).

En todas ellas se reconocen formas relictas de relieves pre-cuaternarios, definiéndose el modelado cuaternario como erosivo con una marcada influencia climática, donde predominan los procesos de erosión sobre los de sedimentación.

El límite Plio-Pleistoceno no está claramente definido en la Cornisa Cantábrica, dada la ausencia de todo tipo de dataciones. Se señala como rasgo geomorfológico litoral «próximo» al límite la existencia de una superficie de abrasión marina (+ 100-110 m) denominada la Rasa, mejor representada en Asturias que en Cantabria y País Vasco.

En el interior, y en relación con el litoral, se pone de manifiesto que el encajamiento anterior al Cuaternario, sufriendo ésta algunas modificaciones particulares posteriores.

## ABSTRACT

*The Cantabrian Cornise es composed basically of a montain front of alpine origen parallel to the littoral called the «Cordillera Cantábrica». This montain front descends abruptly to the North from altitudes of 2,500 m, reaching the coast or delimitting a narrow littoral fringe.*

*Three Morphoestructural Units have been distinguished based on the geologic structure and lithology of the materials:*

- I. The Galaic cristaline Massif (Galicia).*
- II. The Asturic Knee: Internal Zone and External Zone (Western an Central Asturias).*
- III. Mesozoic Reliefs (Eastern Asturias, Cantabria and País Vasco).*

*Pre-Quaternary relief form remains are recognized in each of these three Unit. The quaternary modelling is considered fundamentally erosive having a marked climatic influence with the erosive processes predominating over the sedimentary ones.*

*The Plio-Pleistocene limit is not clearly defined in the Cantabrian Cornise because of the absence of dating. A geomorphologic form «around» this limit is signalled. This form is denominated the Rasa which consists of a marine abrasion surface (+ 100-110 m) better represented in Asturias than in Cantabria or the País Vasco.*

*In the interior and in relation to the littoral the encasement of the fluvial system begins immediately prior to the Quaternary. The fluvial system has suggested particular posterior modifications.*

La costa cantábrica presenta una alineación E-O, relacionada con los accidentes tectónicos alpinos que compartimentan en bloques tanto el continente como la margen continental. Asimismo, a cada unidad morfoestructural corresponde un sector de costa con características particulares, por lo que puede afirmarse que la costa cantábrica tiene un fuerte condicionamiento estructural y litológico.

A lo largo del litoral son escasos los niveles marinos bien documentados, siendo la tónica general la mala conservación tanto de las formas erosivas marinas como de los depósitos y faunas.

En el Occidente de Asturias se reconocen tres niveles marinos: + 25-30 m, + 15-18 m, + 5-6 m— En la zona central (Avilés-Cabo de Peñas-Luanco) se han reconocido un número mayor de ellos: 70-80 m como dudoso, + 50-60 m, + 30-35 m, + 15-20 m, + 5-6 m, + 2-2,5 metros atribuido al último interglacial, + 1,5 m Holoceno.

Los sistemas de dunas litorales presentan escaso desarrollo por toda la costa, situándose en su mayoría en los tramos de costa orientados al O. y NO. Las edades dadas para estos sistemas oscilan entre Pleistoceno superior y Holoceno.

Las rías y estuarios actuales están relacionadas con la subida del mar posglacial, actuando como desembocadura de los ríos y presentando una barra o flecha litoral en su zona externa. Muchos de los sistemas de dunas están asociados a las mismas.

La red fluvial es corta y con acusada pendiente, siendo el río de curso mayor el Nalón (Asturias), que en su tramo medio presenta los siguientes niveles de terraza: + 80-85 m y 50-60 m, atribuidos al Pleistoceno inferior; + 35-40 m, dado como del Pleistoceno inferior/medio; + 24-32 m y 15-20 m como pertenecientes al Pleistoceno medio; + 5 m y + 2 m atribuidos al Pleistoceno superior y Holoceno.

Son numerosos los restos de formas glaciares existentes en la Cornisa Cantábrica, con circos glaciares situados entre 900 m y 1.200 m. El ejemplo más llamativo de morrenas frontales se encuentran en la Sierra de Covadonga, donde constituyen las barreras de cierre de los lagos Enol y Ercina. Las morrenas laterales mejor conservadas se encuentran en la cabecera del Río Miera, a cotas relativamente bajas, 650-700 m, y son atribuidas al Tardiglacial.

*The Cantabrian coast presents an E-W alignment related to the alpine tectonic accidents that divided the continent as well as continental margin into blocks. To each Morphostructural Unit corresponds coastal sectors with particular characteristics. Because of this it is possible to affirm that the Cantabrian Cornise has a strong structural and lithologic determination.*

*In the littoral, well documented marine levels are rares, and in general the erosive marine forms and sediments and faunas are poorly conserved.*

*In Western Asturias three marine levels are recognized: + 25-30 m, + 15-18 m, + 5-6 m. In the Central Zone (Avilés-Cabo de Peñas-Luanco) a greater number have been recognized: + 70-80 m doubtful, + 50-60 m, + 30-35 m, + 15-20 m, + 5-6 m, + 2-2 m attributed to the last interglacial, + 1,5 m Holocene.*

*The dune littoral systems show poor development along the whole coast. They are mainly situated in the parts of the coast oriented towards W and NW. The age of these systems range between Upper Pleistocene and Holocene.*

*The present rias and estuaries are related to the postglacial sea level rise. They act as river mouths and have a littoral bar or arrow in their external zone. Many of the dune systems are associated with them.*

*The fluvial system is short and has a pronounced slope. The principal river is the Nalón (Asturias). It present in its medium part the following terrace levels: + 80-85 m and 50-60 m attributed to the Lower Pleistocene; + 35-40 m of Lower-Middle Pleistocene age; + 24-32 m and + 15-20 m of Middle Pleistocene age; + 5 m and 2 m attributed to Upper Pleistocene and Holocene.*

*The remains of glacial forms in the Cantabrian Cornise are numerous. They are flacial cirques situated between 900 m and 1.200 m. The most prominent example of terminal moraines are encountered in the Sierra de Covadonga; they constitute the closing barriers of the Enol and Encine lakes. The best conserved interlobate moraines are situated at the source of the Miera river, at relatively low altitudes, 650-700 m and they are attributed to the tardiglacial.*

## 1. LAS GRANDES UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

La Cornisa Cantábrica está constituida en esencia por un frente montañoso de origen alpino, paralelo al litoral formado por la Cordillera Cantábrica, cuyas estribaciones desde alturas máximas de 2.500 m-2.600 m (Peña Vieja, 2.613 m, Peña Santa de Castilla, 2.596 m) descienden rápidamente hacia el mar en 40 km-50 km, llegando a veces hasta la costa o limitando una estrecha franja litoral.

En el dispositivo morfoestructural de la Cornisa Cantábrica pueden distinguirse tres unidades morfoestructurales diferentes alineadas de Oeste a Este (Hoyos, 1979):

- I. Macizo cristalino galaico.
- II. Rodilla astúrica: Zona externa y zona interna (foto 1).



**Foto 1. Sierra de Covadonga y depresiones prelitorales. Rodilla astúrica.**  
**Photo 1. Sierra de Covadonga and prelittoral depressions. The Asturic Knee.**



### III. Relieves mesozoicos (foto 2).

La primera de ellas, por sus características particulares, se trata en otra parte de esta Memoria.

La segunda se caracteriza por estar constituida por materiales paleozoicos, con estructura en forma de arco con pliegues y fracturas alineadas N-S en la costa occidental, girando a O-E en la zona centro-meridional. En ella se pueden distinguir dos ámbitos en función de la litología y dirección de las estructuras:

Zona externa, formada por materiales predominantemente silíceos (cuarcitas y pizarras) del Precámbrico al Devónico, que se extiende desde el Río Eo al Cabo de Peñas, con mayor cobertera mesozoica cuanto más al Oriente, aunque



**Foto 2. Sierra del Hornijo (Cantabria). Relieves mesozoicos.**  
**Photo 2. Sierra de Hornijo (Cantabria). Mesozoico reliefs.**

siempre escasa. Por su mayor competencia frente a la erosión, en ella se encuentran mejor conservadas las formas y relieves precuaternarios. Presenta estructuras perpendiculares al litoral.

Zona interna, constituida fundamentalmente por materiales calcáreos del Carbonífero, que dan lugar a los relieves más importantes. Se extienden por la zona interna del Arco desde el SE. de Oviedo hasta el Occidente de Cantabria.

La tercera, formada por materiales mesozoicos con predominio de las series carbonatadas, se distribuye por el Oriente de Asturias, todo Cantabria y el País Vasco, incluyendo algunas pequeñas zonas paleozoicas también calcáreas (Escudo de Cabuérniga) en Cantabria o metamórficas en el País Vasco. Presenta direcciones estructurales orientadas desde E-O a NNE-SSO, sensiblemente paralelas al litoral, cobijando en el ámbito asturiano las depresiones terciarias pre-litorales.

En todas ellas se reconocen formas relictas de relieves precuaternarios, sobre todo superficies pre y pos-alpinas, karstificaciones generalizadas, depósitos fluviales de una red diferente a la actual, etc., de las que falta un conocimiento detallado.

El modelo cuaternario es eminentemente erosivo, con una marcada influencia climática, en el que las tasas de erosión superan con creces a las de sedimentación, dando lugar a un relieve retocado del existente en el Neógeno con formas asociadas a procesos de erosión.

## 2. EL LIMITE PLIO-PLEISTOCENO

En toda la Región Cantábrica no se conocen evidencias paleontológicas ni dataciones de otro tipo que permitan atribuir al Neógeno una serie de depósitos detríticos que por su posición estratigráfica relativa, por su situación geomorfológica o por exclusión han sido considerados como tales.

Por casi todo el litoral destaca como rasgo geomorfológico fundamental la existencia de una superficie de abrasión denominada «La Rasa», situada entre 100 m-120 m en las zonas más estables (Cabo de Peñas, Cabo de Vidio, Zona de Ribadesella-Llanes, Cabo Mayor, etc.) (foto 3), estando, en general, mejor conservada en el litoral occidental sobre sustrato silíceo que sobre el calcáreo, predominante en el resto. A partir del Cabo de Peñas hacia Occidente se encuentra ligeramente basculada en dicha dirección, alcanzando la cota de 60 m en la Ría del Eo (1).



Foto 3. Vista general de la Rasa (Cabo de Peñas).  
Photo 3. General view of la Rasa (Cabo de Peñas).

El origen de esta superficie ha sido finalmente atribuido a erosión marina, en base a las escasas huellas conservadas sobre el sustrato y a las características de los también escasos depósitos conglomeráticos y arenosos localizados sobre ella (foto 4), alguno de ellos de carácter regresivo (desembocadura del Nalón).

Este nivel marino marca una línea de costa parecida a la actual, en la que el mar, en razón de su mayor altitud, penetraba en las áreas deprimidas generando ensenadas y rías, en su mayor parte desaparecidas o en vías de desaparición en la actualidad.

A esta superficie se le atribuye una edad Plioceno superior por deducción a partir de lo siguiente:

- Teniendo en cuenta la existencia a nivel mundial de una amplia regresión durante el Plioceno superior y el carácter regresivo del mar durante el Cuaternario, de tal forma que los niveles marinos pleistocenos detectados en toda la región se sitúan siempre a cotas inferiores a la de la Rasa, correspondiendo a pulsaciones positivas y/o negativas del mar, que nunca sobrepasaron la cota de ésta.

(1) Existen otros niveles de rasas a alturas muy superiores a la de la aquí citada, con representación mucho más discontinua, orígenes discutidos y edades más antiguas (Gómez de Llarena y Royo Gómez, 1927; Gómez de Llarena, 1929; Hernández Pacheco, 1949; Hernández Pacheco *et al.*, 1957; Hernández Pacheco y Asensio Amor, 1959, 1960, 1961, 1962, 1963; Llopis Llado, 1956, 1957; Mary, 1972, 1979; Hoyos, 1974, 1979).



**Foto 4. Depósitos fluvio-marinos sobre la Rasa en la margen derecha de la desembocadura del Nalón.**

**Photo 4. Fluvio-marine deposits over la Rasa at the right bank of Nalón mouth.**

- Su relación con la red fluvial existente en una época próxima y anterior al Cuaternario.
- Su amplia representación por otras zonas del litoral del Golfo de Vizcaya (Normandía), a una cota y característica geomorfológicas similares.

En las zonas del interior destacan dos rasgos morfodinámicos. Por una parte, la red fluvial, que ya ha iniciado su encajamiento, aunque somero, por los valles actuales, sin que posteriormente durante el Pleistoceno sufra grandes modificaciones, excepto contados fenómenos de captura en algunos ríos. Por otra, el amplio desarrollo de los procesos de karstificación, con la formación de un karst en pseudotorrecillas en las zonas altas, con predominio de las formas de corrosión y abundantes depósitos de arcillas de descalcificación, y desarrollo de cavidades en los valles ligadas al nivel freático, inundadas por los ríos en numerosos casos y a veces fosilizadas parcial o totalmente por los depósitos detríticos de éstos. Tanto el desarrollo de estas cavidades como la importancia de los depósitos fluviales que a veces contienen (cuevas situadas alrededor de + 100 m sobre el cauce actual de los ríos, en los valles del Asón, Miera, Pas, Cares, etc.) son muy superiores a las cavidades y depósitos relacionados con las crisis climáticas del Cuaternario. A este momento podrían corresponder las arcillas kársticas con mineralizaciones de cobre del karst de Benia (Cangas de Onís, Asturias), que librarón restos faunísticos de Megaceros, atribuibles al Villafranquiense, aunque la relación estratigráfica de éstos con aquéllas nunca estuvo muy clara.

En resumen, puede afirmarse que en todo el ámbito cantábrico el paso del Plioceno al Pleistoceno no está aún delimitado, y que los procesos morfosedimentarios no varían sensiblemente hasta bien entrado el Cuaternario.

### **3. EL LITORAL CANTABRICO**

La costa cantábrica presenta una alineación E-O relacionada con los accidentes tectónicos alpinos que compartimentan en bloques tanto el continente como la margen continental. En base a las unidades morfoestructurales señaladas anteriormente, en el litoral cantábrico se pueden distinguir tres sectores, asociados cada uno de ellos a una unidad morfoestructural, por lo que puede afirmarse que la costa cantábrica tiene un importante condicionamiento tectónico

y litológico, presentando las características de una costa joven, dentada, con predominio de fuertes acantilados, escasas playas y ensenadas, relacionadas estas últimas con las desembocaduras de los ríos.

En el primer sector, la costa está generada sobre materiales graníticos y se trata en otra parte de esta Memoria.

En el segundo sector se distinguen dos ámbitos relacionados, respectivamente, con las dos zonas de la segunda unidad morfoestructural, uno occidental y otro oriental.

En el occidental la costa se desarrolla sobre pizarras y cuarcitas paleozoicas, cuyas estructuras son perpendiculares a la costa, por lo que se trata de una costa silíceo en la que las cuarcitas (Cuarcitas Armoricanas, Cuarcitas de los Cabos de Llopiés, 1957), por su mayor competencia frente a la erosión, dan lugar a los cabos (Cabo de Bustos, Vidio, Peñas, etc.).

Al E de Gijón, en el oriental, la costa está labrada fundamentalmente sobre materiales calcáreos mesozoicos (Villaviciosa-Ribadesella) y paleozoicos (Ribadesella-Llanes), con algunas intercalaciones de tramos silíceos mesozoicos (Rodiles) o paleozoicos (San Antolín). En este ámbito oriental las estructuras son sensiblemente paralelas a la línea de costa.

En el tramo Ribadesella-Llanes una gran parte de los entrantes y ensenadas en los que desembocan los ríos tienen un origen kárstico policíclico neógeno-cuaternario, siendo el karst más antiguo previo a la Rasa de + 100 m, que lo corta, con reactivaciones cuaternarias y sobreimposición de la red fluvial.

El tercer sector comprende el resto del litoral cantábrico, estando elaborado sobre materiales mesozoicos, sobre todo calcáreos, con las grandes estructuras paralelas o casi paralelas al mar, alcanzando el relieve del mar en casi todo su recorrido. Es en este sector donde se encuentran las rías y ensenadas de mayor amplitud (Santander, Santoña-Laredo, Nervión, etc.).

### 3.1. Los niveles marinos

A lo largo del litoral cantábrico son escasos los niveles marinos bien documentados, siendo la tónica general la mala conservación tanto de las formas erosivas marinas como de los depósitos y faunas.

Las formas erosivas corresponden en su mayor parte a replanos encajados cuya explicación morfológica sólo puede atribuirse a la acción erosiva del mar, aunque en ellos no se conserven huellas de erosión marina, sobre todo en los niveles antiguos. El máximo transgresivo es sólo deducible en algunos casos, pues en general se encuentran cubiertos por coluviones y otros depósitos de ladera.

Los depósitos corresponden, en general, a manchas aisladas de arenas y cantos situadas sobre los replanos. Las arenas no conservan ninguna estructura sedimentaria y suelen presentar granulometría fina, por lo que es problemático excluir que se trate de arenas eólicas litorales. Los conglomerados, muy escasos o prácticamente ausentes en los niveles antiguos, son algo más abundantes en los niveles del Pleistoceno superior y Holoceno. Aunque no conservan estructuras sedimentarias, su grado de redondez y aplanamiento los hace fácilmente identificables en la mayoría de los casos.

Hasta el momento no se conocen restos faunísticos marinos del Pleistoceno inferior y medio asociados a depósitos marinos. Se conoce la presencia de algunos restos de foraminíferos, no identificables por su mala conservación, en Bañuegues (Asturias) de edad Pleistoceno medio/superior y de «Púrpura hemastoma» en niveles Holocenos. Es de señalar también la escasez de fauna en las playas actuales, aunque como referencia indirecta se conocen especies marinas del Pleistoceno superior y Holoceno asociadas a yacimientos prehistóricos, lo que parece indicar una mayor abundancia de fauna en los niveles regresivos del Pleistoceno superior, actualmente cubiertos por el mar.

A esta escasez de datos se debe añadir la bibliográfica, por lo que actualmente el conocimiento del Cuaternario marino del Cantábrico es bastante incompleto, sobre todo en Cantabria y País Vasco.

Encajados en la Rasa (+ 100-110 m), se conocen desde antiguo una serie de niveles definidos como marinos y atribuidos por la totalidad de los investigadores al Cuaternario. Esta unanimidad de opinión cesa cuando se trata tanto del número y cotas de estos niveles como de su atribución a etapas concretas del Cuaternario (Gómez de

Llarena y Royo Gómez, 1927; Hernández Pacheco, 1949; Birot y Sole Sabaris, 1954; Llopis Llado, 1956; Llopis Llado *et al.*, 1957; Mary, 1967, 1968, 1970, 1971, 1972, 1979, 1985; Hoyos, 1974, 1987).

De forma resumida puede decirse que en el Occidente de Asturias se han reconocido tres niveles marinos en la desembocadura del Río Esba: + 25-30 m; + 15-18 m; + 5-6 m.

En la zona central, alrededores del Cabo de Peñas, se distinguen un número mayor de ellos: + 70-80 m como dudoso, + 50-60 m, + 30-35 m, + 15-20 m, + 5-6 m, + 2-2,5 m y + 1,5 m (foto 5). De los cuales sólo se conocen



**Foto 5. Estuario fósil de Bañugues correspondiente al último interglaciar del Pleistoceno.**

*Photo 5. Bañugues fossil estuary corresponding to the last Pleistocene interglacial.*

mayores precisiones en sus dataciones de los tres últimos, + 5-6 m y + 2-2,5 son atribuidos al último interglaciar y el de + 1,5 al Holoceno (Hoyos, 1987).

Hacia la zona oriental de Asturias, Cantabria y País Vasco no están bien documentados los niveles antiguos, encontrándose de forma aislada el de + 25-30 m, mal conservado y reconocible sólo por algunos rasgos morfológicos relacionados con la erosión marina (Pría). Los niveles más modernos, sobre todo + 5-6 m, + 2-2.5 m y 1,5 m, son los mejor representados, aunque nunca juntos (San Antolín, Cuevas de Mar, en un karst continental con remodelación marina, La Franca, cubierto por depósitos continentales atribuibles a la última glaciación, etc.).

### **3.2. Dunas litorales**

Los vientos dominantes del O. y NO. son los responsables de los escasos sistemas dunares existentes en el litoral cantábrico, desarrollándose normalmente en los tramos de costa con playa orientados a Poniente, con el resguardo a veces de un acantilado situado a sotavento, que ha favorecido la acumulación de arena.

Desde la desembocadura del Eo hasta la desembocadura del Nalón no se conocen depósitos dunares, siendo las dunas de la playa de Bayas (foto 6) las más occidentales, seguidas de las próximas de Salinas y Verdicio. Las primeras, fijadas parcialmente por la vegetación, presentan del lado del mar un escalón erosivo que podría corresponder con el máximo transgresivo Holoceno, por lo que bien podrían situarse en algún momento de la regresión habida durante el Tardiglaciar. El sistema de Salinas se encuentra muy degradado por la acción antrópica, por lo que es difícil



**Foto 6. Playa de Bayas. Dunas fijas y restos del nivel de + 5-6 m. La Rasa en la parte superior.**

**Photo 6. Bayas beach. Fixed dunes and remains of the + 5-6 m level. The Rasa in the upper part.**

asignarle una edad, aunque es posible que sea Holoceno, como el de Verdicio, pues aunque éste presenta en algunas zonas mayor cementación, ésta es muy superficial, y se debe al mayor porcentaje de bioclastos existentes en las arenas.

Los procesos de eolización más antiguos documentados en la costa cantábrica fueron descritos por Mary, 1970, y datados por Hoyos, 1974, en el Cabo de Peñas (Asturias) como del Pleistoceno superior, en base a la presencia de industria lítica del Achelense superior fuertemente eolizada, dentro de un contexto formado por abundantes cantos facetados, situados directamente sobre el sustrato cuarcítico (Cuarcita Armoricana) o en la base de un delgado depósito de arenas finas, todo ello cubierto por una pequeña turbera con restos de flora holocena en la zona N. del cabo, o por un depósito de soliflucción compuesto por cantos de pequeña talla de pizarra y cuarcita, con estructuras de crioturbación, en la zona meridional del mismo.

En la zona próxima de Xagó, también sobre materiales paleozoicos arrasados y a + 100 m, se encuentra un depósito de arenas finas arcillosas dado por Llopis (1957, 1963) como eólico, cuya atribución a este medio es discutible, dada la falta de estructuras y el grado de alteración del mismo.

Excepto algunas acumulaciones arenosas, que no pueden denominarse propiamente dunas (Playa de Xivares) y algunas dunas de pequeño desarrollo asociadas a las cortas y estrechas playas del litoral calcáreo existente entre Villaviciosa y Unquera (Playa de Celorio), no se conocen otros sistemas dunares hasta la margen izquierda de la desembocadura de la Ría de San Vicente de la Barquera (Playa de Merón), donde la acumulación eólica es activa en la actualidad, aunque con importantes modificaciones antrópicas.

En el litoral próximo a Comillas, entre la Playa de Ubiambre y la Ensenada de Luaña existen restos de formaciones dunares con posición análoga a las citadas anteriormente, pero no es hasta la margen oriental de la desembocadura del Saja, frente a Suances, en Cuchía, donde se encuentra otro sistema dunar de importancia, con parte del mismo colgado y parcialmente activo hacia el mar, aunque también alterado por la intervención antrópica. Asimismo, en la localidad próxima de Liencres existe un sistema de dunas remontantes posiblemente erosionado en su parte externa por la transgresión holocena.

En la Bahía de Santander, también en su flanco oriental (Somo), como en Sonabia y en la Bahía de Santoña (Laredo), existen sistemas dunares similares, siendo en el de Sonabia donde se encuentran los barjanes mejor desarrollados de todo el Cantábrico.

Menos abundantes aún y conocidas son las formaciones dunares del País Vasco, donde con escaso desarrollo se conocen acumulaciones arenosas en las desembocaduras de las rías de Guernica y del Bidasoa.

Las edades de estos sistemas de dunas cantábricos comprenden desde el Pleistoceno superior hasta la actualidad, teniendo su mayor desarrollo durante el Holoceno.

### 3.3. Rías y estuarios

En todo el litoral cantábrico el concepto de ría no se ajusta al clásico aplicado a las rías gallegas, sino al de estuario, aunque en algún caso podría aplicarse éste. Son, por tanto, formas litorales ligadas a la desembocadura de los ríos, con diversas particularidades en función de la entidad de éstos.

Exceptuando el estuario de Bañugues (Asturias), atribuido al último interglaciario (Hoyos, 1974, 1987), no se conocen otros estuarios fósiles pleistocenos, por el momento, en el Cantábrico. Aunque se han citado depósitos antiguos en algunas rías (por ejemplo, Tina Menor), éstos corresponden a depósitos fluviales, en este caso del Río Nansa.

Las rías y estuarios actuales están relacionados con la subida del mar posglaciario, con la sedimentación habida durante el máximo transgresivo y con la pequeña retirada posterior del mismo, así como con la competencia de la corriente de los distintos ríos y la morfología del valle.

En base a esto las rías y estuarios pueden agruparse en dos tipos:

1. Ría de valle estrecho con corriente fluvial importante. Los depósitos de estuario o no existen o están muy restringidos a entrantes. Tampoco existen o son efímeras las barras litorales o las flechas. Ejemplo, Tina Mayor.
2. Ría de valle amplio, en general más cerrada por el relieve hacia la desembocadura, en la que desembocan uno o más ríos de corrientes poco competentes. En ellas, durante la transgresión holocena, comenzó el desarrollo de barras litorales, que favorecieron el aluvionamiento y formación de una marisma interna. En general, aunque con una escala reducida, presentan todas las partes de un estuario, así como sus facies características. Ejemplos, Ría de Ribadesella, Ría de Santoña, etc.

Un tercer caso, al que no puede denominarse ni ría ni estuario, pero ligado a las características arriba enunciadas, lo constituyen aquellos valles estrechos que desembocan en el mar, por lo que discurre una corriente fluvial efímera, continua o intermitente. En ellos, durante el máximo de la transgresión holocena, se formó una barra transversal que cerraba la desembocadura, ya que la capacidad de la corriente era insuficiente para mantener abierto un paso, se produjo el aluvionamiento y encharcamiento tras la barra, con el desarrollo o no de una pequeña marisma. El intercambio de aguas se produce por infiltración. Ejemplo, La Concha de Artedo.

## 4. LA RED FLUVIAL

La red fluvial cantábrica tiene un claro condicionamiento estructural, distinguiéndose dos tipos de ríos:

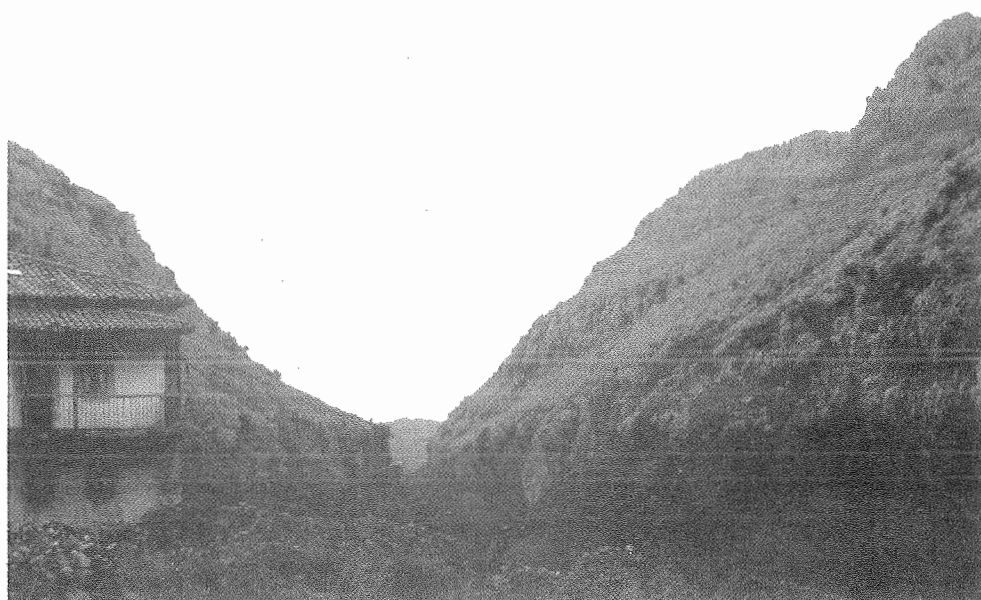
1. Ríos que se encajan en las estructuras a favor de fracturas y luego se adaptan a las direcciones de las cuencas y depresiones terciarias en gran parte de su curso. Se limitan a la zona asturiana y son los que presentan mayor recorrido por estar dichas depresiones generadas por fracturas E-O o próximas a esta dirección, por lo que esta parte de sus cursos son paralelas a la costa, pudiendo tener en algunos casos perfiles de equilibrio locales y tramos meandriformes (Nalón, Norta, Piloña, etc.). Posteriormente cambian bruscamente su curso para tomar la dirección S.-N., siguiendo las direcciones estructurales dominantes.
2. Ríos que cortan las estructuras subyacentes a favor de fracturas y lineaciones tectónicas, presentando cursos casi lineales orientados de S a N, perpendiculares a la costa. Son ríos de perfiles con mayor pendiente y menor

recorrido, que si presentan algún tramo meandriforme, lo hacen en el tercio inferior de su recorrido y condicionados por el nivel del mar (Sella, Pas, Miera, Nervión, etc.).

Dadas las características del relieve de la Cornisa Cantábrica, los ríos que la surcan son de corto recorrido y perfiles acentuados, con regímenes fluvio-torrenciales en los dos tercios superiores de sus cursos y erosionan actualmente el sustrato, por lo que las terrazas y llanuras de inundación sólo se encuentran en los valles más amplios del tercio inferior de sus cursos.

Es raro no encontrar depósitos de terraza en los cursos altos de todos los ríos cantábricos, incluso terrazas fluvio-glaciares (Miera), pero casi siempre se trata de terrazas colgadas, mal conservadas y aisladas, constituidas por depósitos de cantos y bloques, masivos o poco estructurados y en ocasiones cementados, faltando las fracciones finas.

Es de destacar en los cursos altos de los ríos la existencia en el perfil en «V» de los valles de restos a ambos lados del mismo de un replano a + 60-70 m, a veces más de uno, aunque éste es el más generalizado, correspondiente a un momento de equilibrio asimilable a un gran interestadio del Pleistoceno (Cromer, ?), seguido de un fuerte encajamiento que a veces alcanza hasta el cauce actual (Valles del Cares, Sella, Miera, etc.) (foto 7).



**Foto 7. Valle del Miera. Erosión fluvial, destacando un nivel de «equilibrio» a + 60-70 m antes de un fuerte encajamiento.**

**Photo 7. Miera Valley. Fluvial erosion, with a destacated «equilibrium» level at + 60-70 m before a prominent encasement.**

#### **4.1. Las terrazas fluviales**

En los cursos medios e inferiores, donde los valles tienen mayor anchura y los perfiles de los ríos menor pendiente, se encuentran mayor número de terrazas, aunque en secuencias incompletas, asimétricas y siempre con escaso desarrollo espacial.

El Río Nalón (Asturias) es uno de los de mayor recorrido, presentando a la altura de Caces-Las Caldas una secuencia bastante completa de terrazas (Hoyos, 1981). A partir de una superficie de erosión con una altura relativa de + 90-100 m, ligada a un momento inicial del encajamiento de la red fluvial, en el que los ríos Nalón y Nora debían



ser uno mismo. La edad de esta superficie es atribuida al Plioceno superior por su relación con el nivel de terraza fluvio-marina de + 100-110 m, en la margen derecha de la desembocadura del Nalón, pues mientras en su tramo medio el Nalón aún no estaba suficientemente definido, en su desembocadura, después de recibir al Narcea, dejaba ya su primer depósito de terraza. Después de este momento, se distinguen dos niveles T1 (+ 80-85 m) y T2 (+ 50-60 m), atribuidos al Pleistoceno inferior; un tercer nivel T3 (+ 35-40 m), dado como Pleistoceno inferior/medio; dos niveles T4 (+ 24-32 m) y T5 (+ 15-20 m) atribuidos al Pleistoceno medio, y, finalmente, otros dos niveles más T6 (+ 5 m) y T7 (+ 2 m), que por su relación con yacimientos del Paleolítico superior son dadas como del Pleistoceno superior y Holoceno.

En la zona de la desembocadura del Nalón, entre San Esteban de Pravia-Los Cobos-Soto del Barco, están bien representados, además del nivel fluvio-marino de 100-110 m. antes citado, los niveles de + 50-60 m, + 25-30 m, + 15-20 m, + 5-7 m y + 2 m, así como muy degradado el de + 80-85 m en los alrededores de Los Cobos. Los depósitos relacionados con el ascenso del mar posterior al mínimo Tardiglaciario, constituidos por niveles de conglomerados y arenas, con ligeras intercalaciones de limos, situados por debajo del nivel del cauce actual, tienen una potencia superior a los 20 m, según los sondeos del M.O.P. para la realización del puente sobre el Nalón, entre Soto del Barco y Muros de Nalón.

Es de señalar que en los valles inferiores de los ríos de mayor entidad, la terraza o terrazas con cota situada alrededor de + 5 m es la más ampliamente desarrollada.

#### **4.2. Las formaciones tobáceas**

Relacionadas con los relieves calcáreos, son abundantes, aunque de poca entidad, los depósitos de carbonatos tobáceos asociados a surgencias kársticas, sobre todo en Cantabria y País Vasco. De mayor desarrollo e interés son las formaciones tobáceas planas estromatolíticas y/o en cascada que rellenan el fondo de algunos valles laterales a los ríos Asón y Miera, relacionadas con cursos de aguas de origen kárstico (La Toba, valle lateral en la margen izquierda del Río Miera), donde los carbonatos tobáceos dan lugar a una barrera transversal con un salto en el perfil del río, dejando colgada la parte superior del valle.

### **5. LAS FORMAS Y DEPOSITOS GLACIARES**

Desde las sierras de los Ancares y Rañadoiro hasta las estribaciones de los Montes de Vitoria y Sierra de Elguea se conocen numerosos restos de formas relacionadas con la erosión glaciaria, siendo éstos más abundantes en los Picos de Europa, en la zona central de la Cornisa Cantábrica, donde se alcanzan las alturas mayores con cotas superiores a los 2.000 m.

Los restos de circos glaciares, con o sin acompañamiento de depósitos morrénicos, se circunscriben a las cabeceras de los ríos en las zonas altas de la cordillera, en general a cotas comprendidas entre 900 y 1.200 m.

Los ejemplos más llamativos de morrenas frontales o de cierre se encuentran en la Sierra de Covadonga, donde éstas sirven de barrera de cierre a los lagos Enol y Ercina (foto 8).

Entre las morrenas laterales mejor conservadas pueden considerarse las de la cabecera del Río Miera, que por otra parte son las que alcanzan menor cota, entre 650-700 m, muy baja teniendo en cuenta la proximidad del mar (foto 9).

Nada se sabe de las edades de estos depósitos, aunque es presumible una edad Tardiglaciaria para al menos los antes citados del Río Miera.

Otras formas destacables de origen glacio-kárstico son los llamados «jous», abundantes en los macizos calcáreos de los Picos de Europa (caliza de montaña), que consisten en depresiones de forma cónica labradas sobre la caliza y que normalmente se prolongan en un conducto kárstico vertical, generalmente semiobstruido por derrubios, por el que se infiltran las aguas del deshielo.



**Foto 8. Lago Ercina (Asturias).**  
**Photo 8. Ercina Lake (Asturias).**



**Foto 9. Morrenas laterales en el valle del Río Miera (Cantabria).**  
**Photo 9. Interlobate moraines in the Miera river valley (Cantabria).**

## 6. BIBLIOGRAFIA

- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954): *Recherches morphologiques dans le nord-ouest de la Péninsule Ibérique*. Mem. et Doc. C.N.R.S., t. IV, pp. 7-61.
- GÓMEZ DE LLARENA, J., y ROYO GÓMEZ, J. (1927): «Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXVI, núm. 1, pp. 19-38.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. *Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano*. Com. XVI Congr. Inter. de Geographie. Lisboa, pp. 29-88.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1974): *El Cuaternario de la zona de Cabo de Peñas (Asturias)*. Tesis de licenciatura. Universidad Complutense de Madrid.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1979): *El karst en Asturias durante el Pleistoceno superior y Holoceno*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1981): *Estudio geológico de la Cueva de Las Caldas*. En Corchon, M. S.: *La cueva de Las Caldas, San Juan de Priorio (Oviedo)*. Excavaciones Arqueológicas en España. Ministerio de Cultura. Madrid, núm. 115, pp. 9-56.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1987): Upper Pleistocene and Holocene marine levels on the cornisa Cantábrica (Asturias, Cantabria and Basque Country), Spain. Late Quaternary Sea-Level changes in Spain. Edit. C. Zazo. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, núm. 10, pp. 251-258.
- LLOPIS LLADO, N. (1956): Los depósitos de la costa cantábrica entre los Cabos de Busto y Vidio. *Speleon*, t. VI, núm. 4, pp. 333-347.
- LLOPIS LLADO, N. (1957): *La costa cantábrica*. Libro Guía Exc., núm. 2, V Congr. Inter. de INQUA, pp. 43-51.
- MARY, G. (1967): Les niveaux marins fossiles de la région de Otur (Luarca, Asturias, Espagne). Extr. du *Bull. Soc. Linne. de Normandie*. 10<sup>a</sup> série, 8, 38 pp.
- MARY, G. (1968a): Les formations marines actuelles et fossiles a l'embouchure du Río Esba (Luarca, Asturias, Espagne). Extrait des *Cahiers Oceanographiques*, XX, 8.
- MARY, G. (1970a): Depots marins et eolisation ancienne pres du phare de Peñas. *Brevioria Geol. Astúrica*, año XIV, núm. 3. Oviedo.
- MARY, G. (1970b): La Rasa Cantabrique entre Luarca et Ribadeo (Asturias, Espagne). *Brevioria Geol. Astúrica*, año XIV, núm. 4. Oviedo.
- MARY, G. (1971): Les formations quaternaires de la côte asturienne (Espagne) entre Ribadesella et Comillas. *Bull. de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 1971-2, pp.111.
- MARY, G. (1972): Les hautes surfaces d'abrasion marine de la côte asturienne (Espagne). In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, t. 2, U. V., pp. 1-12. Publi. L.F.P. Technip.
- MARY, G. (1979): Evolution de la bordure côtier asturienne (Espagne) du Neogene à l'Actual. *Thèse d'Etat. Caen*, romo, 283 pp., 99 figs., 14 pl. ph.
- MARY, G. (1985): *Niveaux marins du littoral Asturien et Galicien entre San Vicente de la Barquera et Foz*. Actas I Reunion de Cuaternario Ibérico. Lisboa, pp. 219-228.

# Pirineo

**D. Serrat**

Departamento de Geología Dinámica, Geofísica  
y Petrología  
Facultad de Geología. Universidad de Barcelona  
08071 Barcelona

## RESUMEN

El Cuaternario pirenaico se caracteriza por la escasez de depósitos debido al hecho que han predominado los procesos erosivos sobre los de acumulación, condicionado por el elevado gradiente topográfico. Asimismo, su altitud permitió que los glaciares se instalaran en él en los períodos fríos, retocando una red de drenaje instalada ya desde el Terciario.

## ABSTRACT

*The quaternary of the Pyrenees is characterized by the prevalence of erosive processes over accumulation due to the high slopes steepness. There are very few sustances deposits. The high altitudes facilitated the establishment of glaciers during the cold periods. These quaternaries glaciers reworked the old Tertiary drainage network.*

## 1. PIRINEO

### 1.1. Depósitos fluviales

La red fluvial pirenaica discurre fundamentalmente con dirección N-S, fuertemente encajada en materiales duros y con escasos depósitos. Únicamente aparecen condiciones favorables en sectores donde los ríos discurren por materiales blandos, como en el caso del Río Aragón, en la Canal de Berdún, o el Río Segre, en la fosa de la Cerdeña. Por esta circunstancia sólo se pueden establecer sistemas de terrazas con un carácter local, difíciles de correlacionar entre sí, y todavía más con las acumulaciones aluviales de la Depresión del Ebro.

El mayor desarrollo de depósitos fluviales aparece en depresiones erosivas, tales como las existentes en la Cuenca de Pamplona, Aoiz-Lumbier, Val d'Onzella, Canal de Berdún, Arguís-La Peña, Fiscal-Ainsa-Campo, Tremp-Isona, La Pobla de Segur, Ripollés o en la ya citada depresión tectónica de La Cerdeña-Urgellet (Panzer, 1926; Sole, 1942; Barrere, 1966; García y Creus, 1974; Marti, 1978; Peña, 1983; Silvan, 1983, y Benito, 1986).

La constitución litológica de los depósitos refleja las litologías de la zona axial, aunque algunos afluentes desarrollan terrazas de escasa entidad cuando discurren por litologías blandas, dando un espectro litológico de procedencia local. Suelen carecer de encostramientos calcáreos.

El cuadro 1 indica las alturas de las terrazas sobre el cauce actual de diferentes ríos pirenaicos, aunque la ausencia de dataciones hace que la correlación no tenga valor cronológico:

	Aragón	Gállego	Noguera Ribagorzana	Noguera Pallaresa	Segre	Ter
T <sub>1</sub> .....	2-3	2-3	1,5	1-2,5	2-3	2-3
T <sub>2</sub> .....	—	—	5-7	12-15	8-12	10-15
T <sub>3</sub> .....	15-20	20	20	—	18-20	20
T <sub>4</sub> .....	—	—	30-35	35-40	40	
T <sub>5</sub> .....	55-60	60-65	50	65-70	—	—
T <sub>6</sub> .....	120-130	120	—	110	85-90	—

Cuadro 1. Niveles de terraza (en metros) de algunos ríos pirenaicos en el interior de la cordillera.  
Table 1. Altitudes of the Pyrenean river terrasses (in meters) within the range.

## 1.2. Depósitos coluviales

Los fuertes contrastes tanto del relieve como de litologías favorecen la formación de depósitos de ladera que son generalizables a todo el Pirineo, pero únicamente cartografiables en zonas especialmente favorables, coincidentes con las depresiones citadas en el apartado anterior de depósitos fluviales. Las variaciones climáticas pleistocénicas han provocado acumulaciones cíclicas, pero que la dinámica actual, con un nivel de base inferior, tiende a destruir.

En las sierras prepirenaicas se han definido acumulaciones procedentes de movimientos de masa, solifluidales y caídas de bloques en el valle medio del Segre (Peña, 1983), Laorre-Riglos (Benito, 1985), Conca de Tremp-Isona (Corominas y Alonso, 1984), y aunque no pueden datarse exactamente, algunos de ellos se han podido relacionar con actividad humana, al menos en sus depósitos más recientes.

## 1.3. Depósitos de glacia

En las depresiones intermontanas citadas aparecen desarrolladas amplias superficies de glacia, que generalmente enlazan con los niveles de terraza, observándose indentaciones de los depósitos de aporte lateral con los fluviales.

En la zona de Conca de Tremp-Isona y Pobla de Segur, Peña (1983) describe los más antiguos con pendientes de 2 a 4 grados, base erosiva y bruscos cambios de potencia (1,5-10 m), y con materiales que poseen una escasa ordenación y clasificación, pudiendo llegar a bloques métricos en el caso de Pobla de Segur. Por su débil cementación y/o costras laminares interestratificadas, suelos rojos desarrollados encima, y por su situación a unos 140 m sobre el cauce actual del río, los sitúa en el Pliocuaternario.

Encajados en estos niveles más antiguos, hay un sistema de glacia que enlazan o se correlacionan con los niveles de terraza citados. Otros glacia cuaternarios importantes aparecen también en la Canal de Berdún, la Cuenca de Pamplona y de Aoiz-Lumbier, la Depresión de Arguís-La Peña, la Cerdaña (Barrere, 1951, entre otros).

## 1.4. Depósitos glaciares

El glaciario cuaternario del Pirineo meridional ha sido estudiado desde el siglo pasado (Penck, 1881) y puesto al día en trabajos de síntesis por Martí, Serrat y González (1978), y más recientemente por Bru *et al.* (1985).

Al circunscribirse el glaciario a los estrechos valles de la zona axial, la dinámica posglaciar ha destruido gran parte de las acumulaciones, si exceptuamos las morrenas terminales que se instalaron en las depresiones intramontañas (Senegüé y Puigcerdà) y los depósitos glaciolacustres de obturación de Linás de Broto, Llestuí (Fig. 1), La Massana (Serrat, Vilaplana y Martí, 1983), Taüll, Esterri, etc. Hay que señalar también las acumulaciones lacustres y deltaicas de relleno de las cubetas de sobreexcavación glaciaria (Bordonau *et al.*, 1989), como los casos de Aguatuerta, Broto, Bono, Barruera, Esterri d'Aneu, Coma de Vaca, etc., que pueden llegar a alcanzar los 400 m de espesor.

El estudio detallado de estos depósitos ha permitido establecer la siguiente cronología relativa del glaciario pirenaico:

- Restos y evidencias no cartografiables de una extensión glacial superior a la del último ciclo glaciario pirenaico, con bloques erráticos y depósitos muy alterados, como en la Noguera Ribagorzana y Cerdaña, respectivamente.
- Una última glaciación pirenaica definida por los complejos sedimentarios laterales y de obturación citados, y que ponen de manifiesto una fase de máximo, seguida de una fase de estabilización después de un ligero retroceso, y una fase de desglaciación con pequeñas pulsaciones definidas por los arcos morrénicos de altura.
- Una fase tardiglaciaria, fría y seca, caracterizada por las morrenas de glaciares rocosos, más abundantes en el Pirineo oriental (Serrat, 1979) y central, que ocupan los antiguos circos glaciales excavados en glaciaciones anteriores.
- Una fase de avance histórico de los glaciares actuales, con morrenas bien desarrolladas en el Macizo de la Maladeta, y, en general, en todos los macizos con glaciares o neveros actuales (Monte Perdido, Besiberri...).

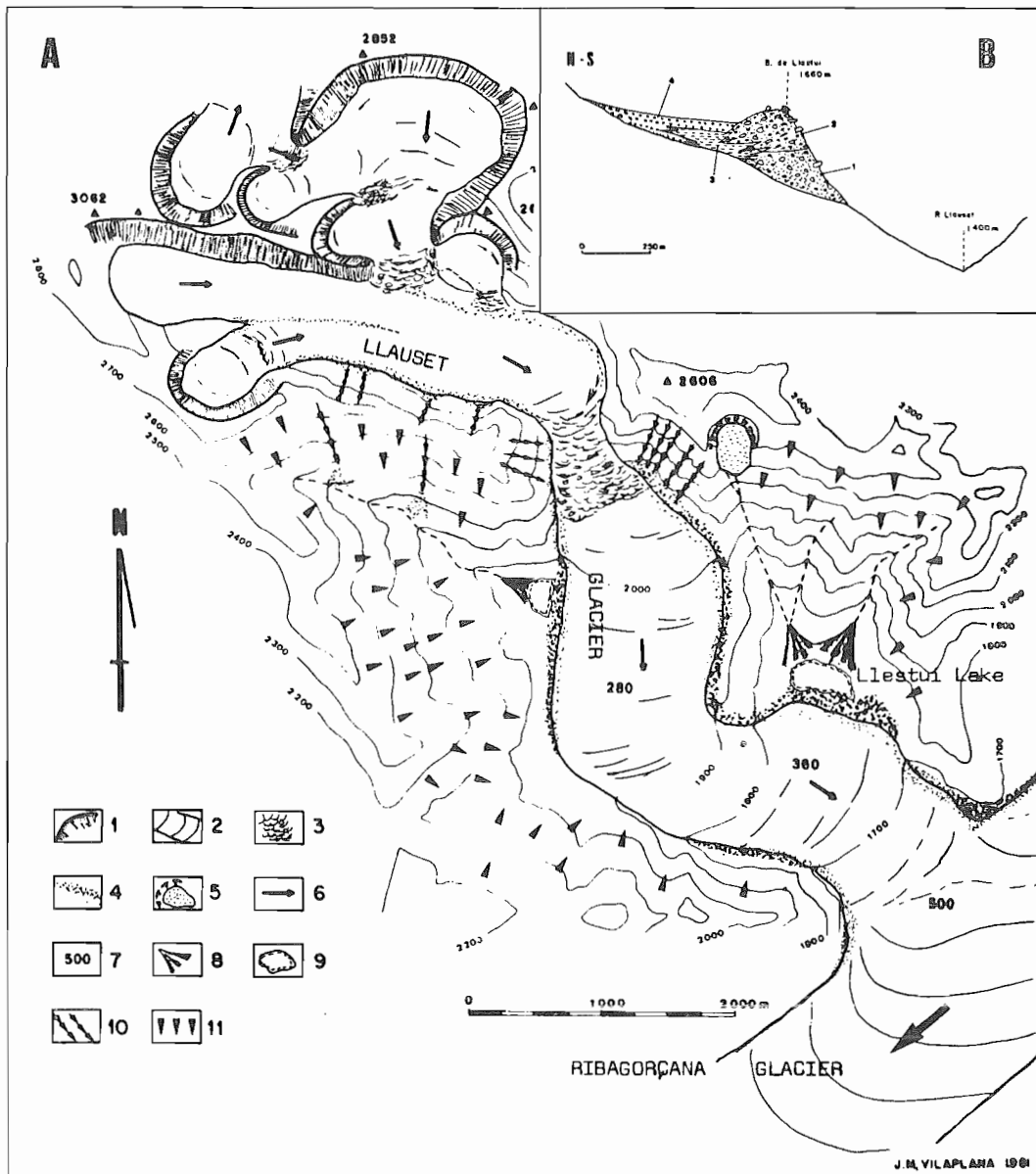


Fig. 1. A) Interpretación del ambiente glacial del Valle de Lauset (Noguera Ribagorçana) durante la última glaciación cuaternaria (según Vilaplana): 1) Circo glacial. 2) Glaciar. 3) Grietas. 4) Derrubios superglaciales. 5) Nicho de nivación. 6) Flujo del hielo. 7) Espesor del hielo. 8) Cono torrencial. 9) Lago glacial. 10) Canales de aludes. 11) Laderas periglaciales.—B) Sección de la formación sedimentaria de Llestui: 1) Till supraglacial. 3) Depósitos lacustres. 4) Depósitos de cono torrencial.

Fig. 1. A) Interpretation of the glacial environment in the Llauset Valley area during the last Quaternary Glaciation (after Vilaplana): 1) Glacial cirque. 2) Glacier. 3) Crevasse. 4) Supraglacial debris. 5) Nivation cirque. 6) Ice flow. 7) Thickness of the glacial tongue. 8) Alluvial fan. 9) glacial lake. 10) Avalanching channels. 11) Slopes with generalized periglacial processes.—B) Profile of the sedimentary formation of Llestui: 1) Subglacial till. 2) Supraglacial till. 3) Lacustrine deposits. 4) Alluvial fan deposits.

### 1.5. El vulcanismo

El vulcanismo cuaternario pirenaico se circunscribe a la comarca de la Garrotxa, donde pueden encontrarse más de treinta volcanes y las correspondientes de lava basáltica, constituyendo un claro ejemplo de vulcanismo de tipo

estromboliano (cráteres de Santa Margarida, Montsacopa, Croscat y la célebre colada basáltica de Castellfollit de la Roca).

Aunque se presume que este vulcanismo se inició, al igual que el de la comarca de la Selva, en el Sistema Costero Catalán, en el final del Plioceno, la lava de uno de estos aparatos volcánicos, Puig de Mar, ha sido datado (K-Ar) en 110.000 años.

Las coladas de lava obstruyeron asimismo los valles modificando la red de drenaje y dando enormes cuencas lacustres, actualmente todas ellas colmatadas de sedimentos lacustres y fluviales, en los valles del Brugent, Bianya y En Bas, por orden cronológico (Mallarach y Riera, 1981).

## 2. BIBLIOGRAFIA

- BARRERE, P. (1951): La morphologie des Sierras Oscenses. *Actas I Con. Int. Est. Pirenaicos-S. Sebastián*, t. 5, pp. 51-79. Zaragoza.
- BARRERE, P. (1966): La morphologie quaternaire dans la région de biescas et de Sabiánigo (Haut Aragón). *Bull. Ass. Fr. Etude du Quaternaire*, 1966 (2), pp. 83-93.
- BENITO, G. (1985): *Geomorfología del Somontano de Ayerbe (Huesca-Zaragoza)*. Tesis Licenciatura. Fac. Ciencias, 188 pp. Zaragoza.
- BORDONAU, J.; POUS, J.; QUERALT, P., y VILAPLANA, J. M. (1989): Geometría y depósitos de las cubetas glaciolacustres del Pirineo. *Estudios Geológicos*, 45, 1/2.
- BRU, J.; GÓMEZ, A.; SERRAT, D.; VENTURA, J.; VILAPLANA, J. M. (1985): Síntesis de la dinámica glacial cuaternaria en la vertiente meridional del Pirineo Catalán. *Actas I Reunión Cuaternario Ibérico*, 1, pp. 165-184. Lisboa.
- COROMINAS, J.; ALONSO, E. (1984): Inestabilidad de laderas en el Pirineo Catalán. Tipología y causas. *Jornadas Ines. Laderas Pirineo*, p. c1-c53. Barcelona.
- GARCÍA RUIZ, J. M., y CREUS, J. (1974): Aproximación a las terrazas del Gállego a partir de sus alfuertes. *Trab. Neógeno Cuaternario*, 2, pp. 39-46.
- LLOPIS, N. (1947): El relieve del alto valle del Aragón. *Pirineos*, 5, pp. 81-166.
- MALLARACH, J. M., y RIERA, M. (1981): *Els volcans olotins i el seu paisatge*. Editorial SERPA, 250 pp. Barcelona.
- MARTI, C. E. (1978): Aspectos de la problemática geomorfológica del Alto Aragón Occidental. *Est. Geográficos*, XXXIX, 153, pp. 473-493.
- MARTI, C. E.; SERRAT, D.; GONZÁLEZ, C. (1978): Los fenómenos glaciares en la vertiente meridional de los Pirineos. *Actas V Col. Geografía*, pp. 67-73. Granada.
- PANZER, W. (1926): Talentwinclung und Eiszeitklima in nordöstlichen Spanien. *Abh. der Sencken. Natur. Gesel.*, 39 (3).
- PENCK, A. (1881): Die Eiszeit in den Pyrenaen. *Mitt. Ver. Erdk.* Traducción francesa en: *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 19, pp. 105-200.
- PEÑA, J. L. (1983): *La Conca de Tremp y las Sierras Prepirinaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana. Estudio Geomorfológico*. 373 pp. Inst. Est. llerdenses. Lleida.
- RODRÍGUEZ, J. (1985): *Geomorfología de las sierras Exteriores oscenses y su piedemonte*. Inst. Est. Altoaragoneses, 172 pp. Huesca.
- SERRAT, D. (1979): Rock glacier morainic deposits in the Eastern Pyrenees. Inc. in: *Moraines and Varves*, Edit. Balkema, pp. 93-100. Rotterdam.
- SERRAT, D.; VILAPLANA, J. M.; MART, C. E. (1983): Some depositional models in glaciolacustrine environments (Southern Pyrenees). Inc. in: *Tills and related deposits*, Edit. Balkema, pp. 231-244. Rotterdam.
- SILVAN, L. (1983): Terrazas y glaciés del Aragón en Berdún. *Actas VII Con. Int. Est. Pirenaicos. Seu d'Urgell*, 1974, 5, pp. 149-156. Jaca.
- SOLE SABARIS, LL. (1942): La Canal de Berdún. *Est. Geográficos*, III (7), pp. 271-318.
- VILAPLANA, J. M. (1984): *Estudi del glacialisme de les valls de la Valira d'Ordino i d'Aurinsal*. Inst. d'Estudis Catalans, Arxius de la Secció de Ciències, LXXII, 84 pp. Barcelona.



# Sistema Costero Catalán

**D. Serrat**

Departamento de Geología Dinámica, Geofísica  
y Paleontología  
08071 Barcelona

## RESUMEN

Las terrazas y los deltas de los ríos procedentes del Pirineo constituyen las principales acumulaciones de depósitos cuaternarios fluviales. La evolución holocena de estos deltas va ligada a las modificaciones antrópicas de la vegetación de sus cuencas y a la reciente construcción de embalses.

Los grandes abanicos aluviales y depósitos de piedemonte y glaciares se localizan preferencialmente en las depresiones tectónicas neógenas.

Los depósitos cuaternarios del lago de Banyoles están formados por travertinos y otros sedimentos relacionados con varios niveles del paleolago, que empiezan en el Pleistoceno inferior.

## ABSTRACT

*The Quaternary deposits of fluvial origin are mainly terraces and deltas of Pyrenean rivers. The holocene evolution of these deltas is related to both historic modifications of the vegetation and construction of dams in their basins.*

*Alluvial fans and pediment deposits (glacis) are found in tectonic neogene depressions.*

*The Quaternary deposits of lake Banyoles are constituted by travertines and other lacustrine sediments related to several paleolake levels beginning in the young Pleistocene.*

## **1. SISTEMA COSTERO CATALAN**

### **1.1. Depósitos aluviales**

Las mayores acumulaciones de terrazas fluviales corresponden a los ríos de origen alóctono, generalmente de procedencia pirenaica como los ríos Ter, Llobregat o el mismo Ebro. Estos niveles de terraza se encuentran a alturas parecidas a las de su cruce por la Depresión del Ebro, con unos niveles bastante constantes a 4-6 m, 10-12 m, 30-40 m y 80-90 m, aunque esporádicamente también se encuentran restos de niveles superiores a los 100 m. Estas terrazas escalonadas, con control predominantemente climático, pasan a terrazas sumergidas debajo del sistema deltaico, justo al atravesar la sierra litoral, variando en cada punto sus altura relativas al curso actual.

Los ríos con la cuenca restringida a este sistema o con la cabecera justo en la Depresión del Ebro, como los ríos Tordera, Congost-Ripoll-Besós, Gaià, Francolí y otros menores, tienen sistemas de terrazas menos desarrollados, pero en su contacto con las depresiones intermedias (Vallés, Penedés, Alt Camp, Mora) o litorales (Ampurdán, Maresme, Camp de Tarragona, Baix Ebre) dejaron en algunos puntos grandes acumulaciones de abanicos aluviales coalescentes, con depósitos potentes de gravas generalmente muy rubefactadas, asociados en el Vallès al Villafranchense por De Mas (1981).

### **1.2. Los depósitos de piedemonte**

Las depresiones intermedias y litorales citadas, limitadas generalmente por fallas y excavadas en los materiales blandos neógenos que las rellenaron, han dado lugar a lo largo del Cuaternario a la formación de glacis y pedimentos, dando superficies planas suavemente inclinadas, con gravas procedentes de los relieves locales y con un nivel somital paralelo al de los abanicos aluviales anteriores y otros pequeños niveles encajados (véase Gallart, 1981). Los materiales que los forman están constituidos por alternancias de gravas poco rodadas y limos, que llegan a repetirse hasta tres veces seguidas en el Pla de Barcelona y en el Baix Camp.

En la zona del Baix Ebre, donde este tipo de formas y sedimentos asociados enlazan con sedimentos marinos, Juliá y Marqués (1979) los datan mediante U/Th, situándolos entre los 118.000 años y los 30.000 años.

### **1.3. Los travertinos y depósitos lacustres**

En el valle del Río Anoia, afluente del Llobregat, existen varias acumulaciones travertínicas, destacando el complejo de Capellades-La Torre de Claramunt, que constituye una plataforma sobre la que se asientan ambas poblaciones, alternando travertinos lacustres con tobas travertínicas de surgencia. La existencia en la base de unos lignitos con *Paralephas trogontheri nesti*, permitió a Sole (1964) enmarcar los más antiguos en el Cuaternario inferior.

Situada entre el Pirineo, el Sistema Costero Catalán y el Ampurdán se encuentra la cuenca lacustre de Banyoles-Besalú, cuyo estudio detallado (Juliá, 1980) muestra acumulaciones carbonatadas cuaternarias en una amplia extensión, correspondientes a antiguas extensiones del Lago de Banyoles. todas las formaciones lacustres definidas en dicho trabajo se sitúan en el Cuaternario (véase cuadro 1), y van desde el Pleistoceno inferior para la formaciones de Usall e Incarcal hasta el Holoceno para los travertinos del Membro Guèmol, del aliviadero del lago actual.

LITOSTRATIGRAFIA			
UNIDADES CARACTERIZADAS		Series Subseries	
FORMACION MATA	MIEMBRO GUEMOL	Holoceno	
	MIEMBRO FORMIGA	PLEISTOCENO	SUPERIOR
MIEMBRO REIXACH	MIEMBRO SERINYA		MED.
	MIEMBRO GRILL		INFERIOR
FORMACION USALL FORMACION INCARCAL		Plioc.	

**Cuadro 1. Formaciones sedimentarias asociadas al complejo lacustre de Banyoles-Besalú (según Juliá, 1980)**

**Table 1. Sedimentary formations related to the lacustrine complex of Banyoles-Besalú (after Juliá, 1980)**

#### 1.4. Los deltas

Los ríos mediterráneos se caracterizan también aquí por el desarrollo, durante el Holoceno, de enormes deltas que se basan en formaciones deltaicas más antiguas (Maldonado, 1972; Marqués, 1984). Destacan los deltas de los ríos Ebro, Llobregat y Tordera, que presentan crecimientos históricos espectaculares ligados al aumento de aportes detríticos por la deforestación y desertización antrópicas. La dinámica actual de retroceso en algunas partes viene condicionado por la proliferación de embalses a lo largo de los ríos que dejan las desembocaduras con escasez de aportes.

## 2. BIBLIOGRAFIA

- GALLART, F. (1981): Neógeno superior y Cuaternario del Penedés (Catalunya, España). *Acta Geol. Hispánica*, 16, pp. 151-157.
- JULIÁ, R. (1980): *La conca lacustre de Banyoles-Besalú*. Centre Comarcal de Banyoles, 187 pp. Banyoles.
- JULIÁ, R.; MARQUES, M. A. (1979): Abanicos aluviales y Cuaternario marino litoral del Baix Ebre. *Actas IV Reu. Grupo Esp. Trabajo del Cuaternario Banyoles*, pp. 312-327. Barcelona.
- MALDONADO, A. (1972): El delta del Ebro. Estudio sedimentológico y estratigráfico. *Bol. Estratigráfico*, 1, 486 pp. Barcelona.
- MARQUÉS, M. A. (1984): *Les formacions quaternàries del delta del Llobregat*. Insti. d'Est. Catalans, Arxius Secció Ciències, LXXI, 281 pp. Barcelona.
- MAS, D. DE (1981): *La geomorfología del Vallès Oriental*. Inst. d'Est. Catalans, 75 pp. Barcelona.
- SOLE SABARIS, LL. (1964): *Ciclo de geología práctica sobre los alrededores de Barcelona*. Pub. Dir. Gral. Enseñanza Media, 379, 136 pp. Madrid.

# Depresión del Ebro

**M. Gutiérrez Elorza**

Departamento de Ciencias de la Tierra-Geomorfología  
Facultad de Ciencias  
50009 Zaragoza

**J. L. Peña Monné**

Departamento de Geografía y Ordenación del territorio  
Facultad de Filosofía y Letras  
50009 Zaragoza

## RESUMEN

La Depresión del Ebro está constituida por una gran cubeta rellena de materiales terciarios, fundamentalmente de origen continental. Presenta una forma triangular y enlaza en su extremo occidental con otra gran cubeta terciaria, la cuenca del Duero. Está enmarcada al Norte por los Pirineos; al Sur, por la Cordillera Ibérica, y al Este, por la Cordillera costera Catalana.

Las acumulaciones cuaternarias ocupan aproximadamente la tercera parte de la extensión de la Depresión. Estos depósitos son básicamente acumulaciones de glaciares pliocuaternarios y cuaternarios y diferentes niveles de terrazas elaboradas por los ríos en su evolución cuaternaria. Tanto los depósitos de glaciares como los de terrazas presentan importantes acumulaciones de costras calcáreas a techo de las mismas, excepto para los niveles inferiores, que están desprovistos de ellas. Las acumulaciones de vertiente son escasas y se observa una mayor potencia en las laderas orientadas al Norte. Por otra parte, existen diferentes focos endorreicos, en los que, a causa de la alta evaporación existente, se han sedimentado depósitos salinos.

## ABSTRACT

*The Ebro Basin comprises a large closed depression full of tertiary materials basically of continental origin. Its shape is triangular and, at its western tip, it connects with another large tertiary closed depression, the Duero Basin. It is bordered to the North by the Pyrenees, to the South by the Iberian Cordillera and to the East by the Catalan Ranges.*

*Quaternary accumulations cover approximately one third of the Basins's area. These deposits are basically plio-pleistocene and pleistocene pediments accumulations and different terrace levels formed by rivers in their quaternary evolution. Both the glaciares and the terrace deposits proffer significant accumulations of calcretes at their tops, except for the lower levels which are without them. The slope accumulations are scarce and they are found in greater thickness in the northern-orientated slopes. On the other hand, are different endorreic areas in which, due to the existing high evaporation rate, salt deposits have been formed.*

## 1. MARCO GEOGRAFICO Y GEOLOGICO

Constituye una de las tres grandes cubetas terciarias peninsulares y adopta una forma triangular, que se estrecha en el corredor de la Bureba, al Oeste, para enlazar con los depósitos terciarios de la Cuenca del Duero. Hacia el Noreste se amplía en la región catalana. Limita al Norte con la Cadena Pirenaica; al Sur, con la Cordillera Ibérica, y al Este, con la Cadena costera Catalana. Este enmarcamiento orográfico favorece la acusada continentalidad y aridez climática, de tal forma que una gran parte de la Depresión queda situada dentro de una zona morfoclimática semiárida, acentuándose la aridez en el sector central.

La arteria principal la constituye el Río Ebro, que disecta la Depresión longitudinalmente, siendo los afluentes pirenaicos los que aportan el mayor caudal. El sector más oriental está drenado por los ríos Llobregat y Ter, que atraviesan la Depresión hacia el Mediterráneo.

La sedimentación terciaria de la Depresión del Ebro resulta de procesos de levantamiento de las Cordilleras circundantes, acompañado de una lenta subsidencia. La sedimentación ha sido más potente en el borde pirenaico y en la zona riojana, disminuyendo el espesor hacia la Cordillera Ibérica y Costera Catalana. Los depósitos son continentales, excepto para épocas eocenas en el sector oriental, donde la sedimentación es marina. A partir del límite Eoceno-Oligoceno, la Depresión ya no será invadida por el mar y se convierte en una cubeta endorreica, con continuos aportes continentales realizados en un medio de abanicos aluviales durante el Oligoceno, reconociéndose una importante discordancia en el paso Oligoceno-Mioceno, que se observa fundamentalmente en los márgenes de la Depresión. En el Neógeno no se produce sedimentación en el sector catalán, continuándose en el resto de la Depresión, donde sigue produciéndose una sedimentación de abanicos aluviales, con facies proximales conglomeráticas en el límite con las Cordilleras, facies intermedias de areniscas, arcillas y materiales carbonatados, y, finalmente, en las áreas más alejadas predomina una sedimentación evaporítica de yesos, sales cloruradas y depósitos calcáreos, que se ubican en la región central de la Depresión. Los últimos episodios de la sedimentación neógena lo constituyen potentes formaciones carbonatadas, que en la actualidad conforman los relieves dominantes del sector central.

En contraposición con los conjuntos plegados de edad paleógena, los materiales neógenos presentan solamente una escasa deformación resultante de etapas finales distensivas, que se manifestaron a finales del Neógeno y durante el Cuaternario.

A finales del Terciario, y ligado a la elevación peninsular y hundimiento del Mediterráneo, la Depresión pierde su carácter endorreico, con la salida al mar de la red del Río Ebro y el consiguiente vaciado parcial de los materiales terciarios.

En el transcurso del Neógeno se fue configurando una extensa superficie de erosión, sobre todo en la Cordillera Ibérica, que enlaza con el techo de la sedimentación carbonatada neógena. Ligeros movimientos tectónicos reactivaron el relieve y deformaron los sedimentos neógenos. Como consecuencia, se elaboró una nueva superficie de

erosión, encajada en la anterior, pero de menor desarrollo, que se reconoce por la existencia de sedimentos detríticos, acompañados de costras calcáreas sobre las plataformas calizas culminantes. Posteriormente, un nuevo impulso tectónico de mayor magnitud, para las épocas del límite Plioceno-Cuaternario, reactivó el relieve de las Cordilleras circundantes, con el consiguiente hundimiento relativo de la Depresión. Los productos resultantes de la erosión de estos relieves reactivados se van a sedimentar en las márgenes de la Depresión en forma de extensos mantos detríticos poco potentes, con morfología de abanicos aluviales. Estos depósitos pliocuaternarios presentan un mayor desarrollo longitudinal en el borde de la Cordillera Pirenaica y van acompañados de potentes costras calcáreas.

Tras la acumulación de estos abanicos aluviales, comienza a configurarse la red fluvial cuaternaria, que va disectar a todos los materiales anteriormente depositados. La sedimentación es típicamente fluvial, en forma de sistemas de glacis y terrazas encajadas, de gran extensión. Además, la actividad tectónica sigue manifestándose durante el Cuaternario, tal como lo denuncian las deformaciones existentes en los depósitos de esta edad. También se reconocen movimientos halocinéticos para estas épocas.

## 2. LOS DEPOSITOS CUATERNARIOS

Aproximadamente una tercera parte de la Depresión del Ebro está cubierta por depósitos cuaternarios. Se pueden diferenciar las acumulaciones de terrazas dejadas por los ríos a lo largo de la evolución cuaternaria y los depósitos de glacis, que son los que ocupan una mayor extensión. Tanto los materiales constituyentes de las terrazas como los de los glacis están coronados por costras calcáreas. También conviene señalar por su significación los depósitos salinos, de ubicación puntual, existentes en pequeñas depresiones cerradas. El resto de los depósitos corresponde a acumulaciones de vertiente y eólicas (limos yesíferos), no representados en la cartografía.

### 2.1. Depósitos fluviales

Las terrazas presentan un importante desarrollo en los márgenes del Río Ebro y sus afluentes pirenaicos; por el contrario, en los cursos fluviales de procedencia ibérica el registro de terrazas ocupa poca extensión.

Entre los ríos que discurren sobre el piedemonte pirenaico cabe destacar por sus acumulaciones los ríos Ega, Aragón (con sus afluentes Cidacos y Arga), Arba, Gállego, Cinca (al que confluyen el Alcanadre, Flumen-Guatizalema) y Segre (con su afluente el Noguera Ribagorzana). Es a la salida de las Sierras Exteriores Pirenaicas donde este sistema fluvial comienza a desarrollar importantes acumulaciones de terrazas. La evolución cuaternaria de la red fluvial pirenaica en la región oscense es muy compleja y se reconocen variaciones importantes en sus cursos y diversas capturas (Bomer, 1978; Rodríguez, 1986). En el cuadro 1 aparecen las alturas relativas sobre el cauce actual de los distintos niveles de terrazas para algunos de los ríos afluentes al Ebro por su margen izquierda; en él, los niveles diferenciados no suponen ninguna correlación de carácter cronológico. Estas observaciones corresponden a distintos investigadores (Sole, 1946; Mensua, 1960; Mensua e Ibáñez, 1977; Bomer, 1978; Benito, 1980; Calvet, 1980; Peña, 1983; Alberto *et al.* 1984; Sancho, 1984; Gracia, 1985; Rodríguez, 1986, etc.).

	Segre	N. Ribargozana	Cinca	Gállego	Arba	Aragón
T1 .....	1-3	1,5-3	2-3	5-12	4-6	8-10
T2 .....	8-12	5-8	10	20-30	8-9	20
T3 .....	15-20	10-20	20	40-50	15-18	34-38
T4 .....	30-40	25-35	45	50-75	26-33	47-49
T5 .....	55-60	50-65	60	95	—	78
T6 .....	85-90	85-90	85-90	175	—	117
T7 .....	—	—	100-105	—	—	—
T8 .....	—	—	115-120	—	—	—

Cuadro 1. Niveles de terrazas (en m) de algunos ríos afluentes al Ebro de procedencia pirenaica.

Table 1. Level of terraces (mts) of some Ebro distributaries flowing from the Pyrenees.

Existe una clara diferenciación litológica en los materiales constituyentes de las terrazas, que es función del área de procedencia. Así, puede establecerse una diferenciación entre los ríos que discurren por el Pirineo axial, que contienen cantos de granito, cuarcitas, conglomerados permotriásicos, entre otros, y las terrazas de aquellos ríos que proceden de las Sierras Exteriores Pirenaicas, con predominio de cantos calizos. Los niveles superiores de terraza aparecen deformados halocinéticamente en el río Aragón, en la zona navarra, así como los niveles del Segre y N. Ribargozana en el anticlinal de Barbastro.

	Aguas Vivas	Guadalope	Huerva	Jalón	Huecha	Najerilla	Oja
T1 .....	3	—	1-3	2-3	1-3	1-2	0,5-1
T2 .....	10	10	8-12	7,5-9	10	8-10	8-10
T3 .....	20	20-25	17-22	25-30	15-20	50-70	30
T4 .....	22	40-50	30-35	42-49	30	98	50
T5 .....	29	—	53-60	58-63	65	150	70
T6 .....	42	—	68-74	72-84	120	—	—
T7 .....	—	—	82-87	95-110	—	—	—
T8 .....	—	—	106-111	155-160	—	—	—

**Cuadro 2. Niveles de terraza (en m) de algunos ríos afluentes al Ebro de procedencia ibérica.**

**Table 2. Level of terrace (mts) of some Ebro distributaries flowing from the Iberian mountains.**

Los ríos de la margen derecha del Ebro presentan escasas acumulaciones, que se ciñen a estrechas franjas ligadas al cauce (Matarraña, Guadalope, Martín, Aguas Vivas, etc.) excepto en los ríos Jalón y Huerva (cuadro 2), donde el registro de terrazas y la extensión de las mismas es mayor. Las terrazas de estos ríos han sido estudiadas por Ibáñez, 1976; Zuidam, 1976; Yetano, 1978; Gonzalo, 1981; Echevarría, 1983; Pellicer, 1984; Soriano, 1986, etc.

En el río Ebro se reconocen ocho niveles de terrazas, en la región central, a alturas de 3-6, 10-14, 29-34, 64-73, 106-115, 117-138, 156-168, 198-220 m sobre el cauce actual, aunque presenta variaciones a lo largo del cauce (Ibáñez, 1976; Mensua e Ibáñez, 1977; Bomer, 1978; Gonzalo, 1981; Soriano, 1986, entre otros). La potencia de sus depósitos es variable, pudiendo alcanzar hasta unos 25 m. La disposición de las terrazas es básicamente asimétrica, desarrollándose fundamentalmente en su margen derecha, lo que indica una deriva del río hacia el Norte en su evolución cuaternaria. Estas terrazas aparecen deformadas por movimientos halocinéticos y de tectónica cuaternaria, que se aprecian muy claramente en las proximidades de Zaragoza (Simón y Soriano, 1986). La sedimentología de los depósitos es típica de cursos meandriformes, con sistemas de *point-bars* predominantes y limos de llanuras de inundación. Varios investigadores extranjeros han sugerido la idea de que en los depósitos de las terrazas bajas del Ebro próximas a Zaragoza se reconocen formas de origen periglacial, lo cual es difícil de sustentar, dadas las características climáticas del área, que se han debido modificar levemente en los tiempos finales del cuaternario.

En el centro de la Depresión aparece un gran desarrollo de valles de fondo plano, afluentes a las arterias más importantes, cuyos depósitos pueden alcanzar potencias de hasta 20 m. Están formados por gravas, arenas y limos de origen fluvial y suelen presentar a techo una acumulación de limos, por lo general yesíferos, de origen parcialmente eólico (Torrás y Riva, 1968). En su interior presentan, en ocasiones, numerosos restos cerámicos, que indican que el relleno es del Holoceno superior (Fig. 1) (Zuidam, 1975, Burillo, Gutiérrez y Peña, 1985).

## 2.2. Depósitos coluviales

Las acumulaciones de vertiente alcanzan escaso desarrollo. Conviene señalar que las laderas orientadas al Norte presentan un mayor potencia de depósitos, mientras que las que miran al Sur suelen estar desprovista de acumulaciones. En ambos casos están afectadas por un fuerte abarrancamiento actual. La mayor parte de estos depósitos son recientes, dado que contienen cerámicas que abarcan desde el Bronce medio hasta la época medieval (véase Burillo *et al.* 1986), aunque existen algunos depósitos de ladera más antiguos de localización puntual.

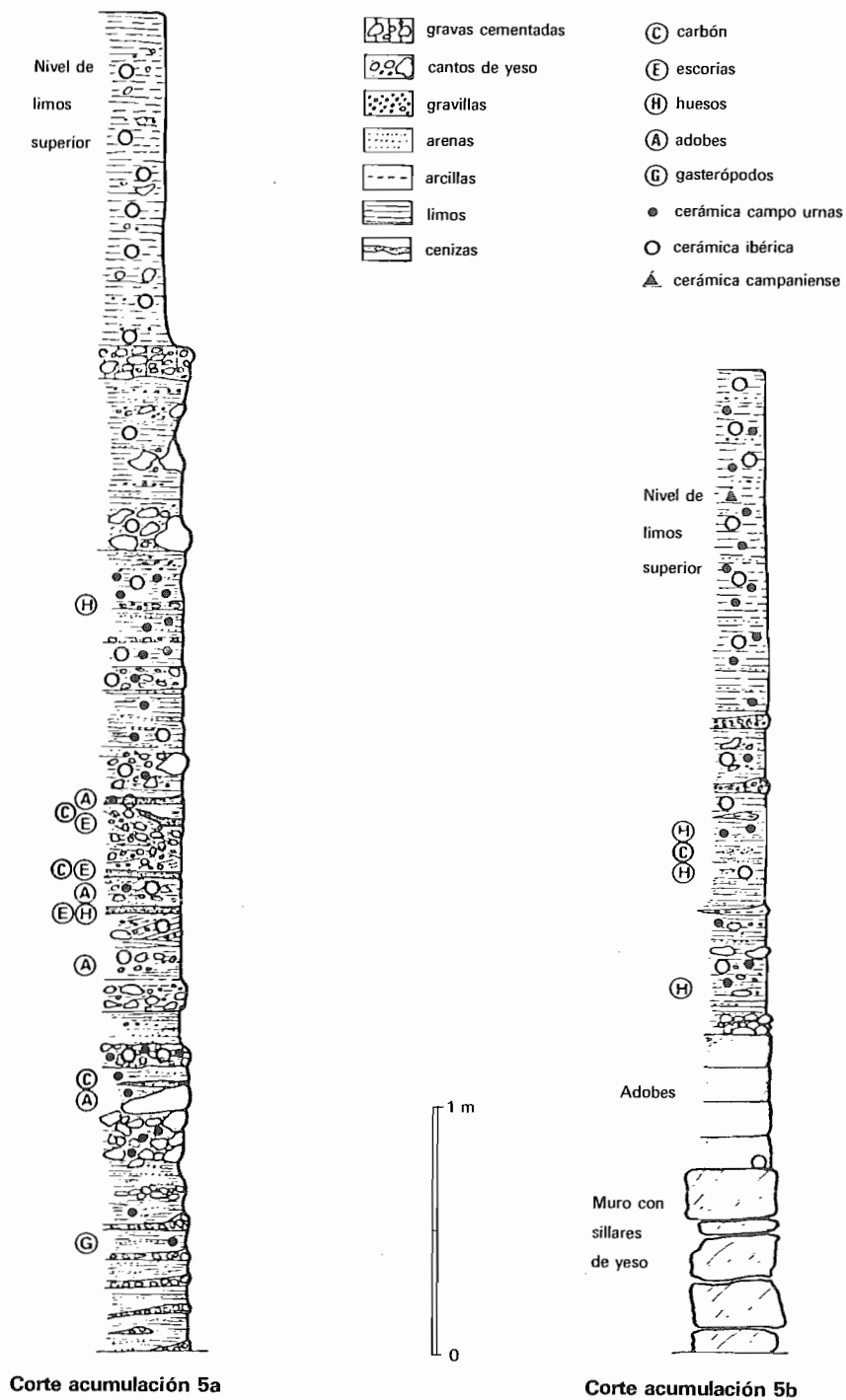
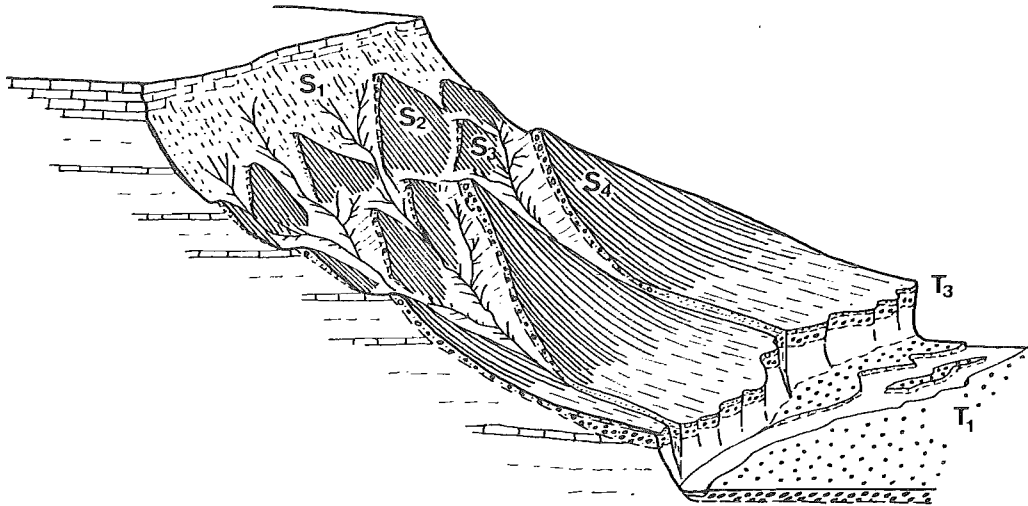


Fig. 1. Estratigrafía de acumulaciones recientes de fondo de valle en Mediana de Aragón (Zaragoza) (Burillo et al., 1985).

Fig. 1. Stratigraphy of recent accumulation of infilled valley in Mediana de Aragón (Zaragoza) (Burillo et al., 1985).



La evolución de las vertientes pueden traer consigo la aparición de facetas triangulares de ladera (Sancho *et al.*) (Figura 2), que indican alternancias sucesivas de acumulación e incisión, debidas a cambios climáticos y antrópicos.



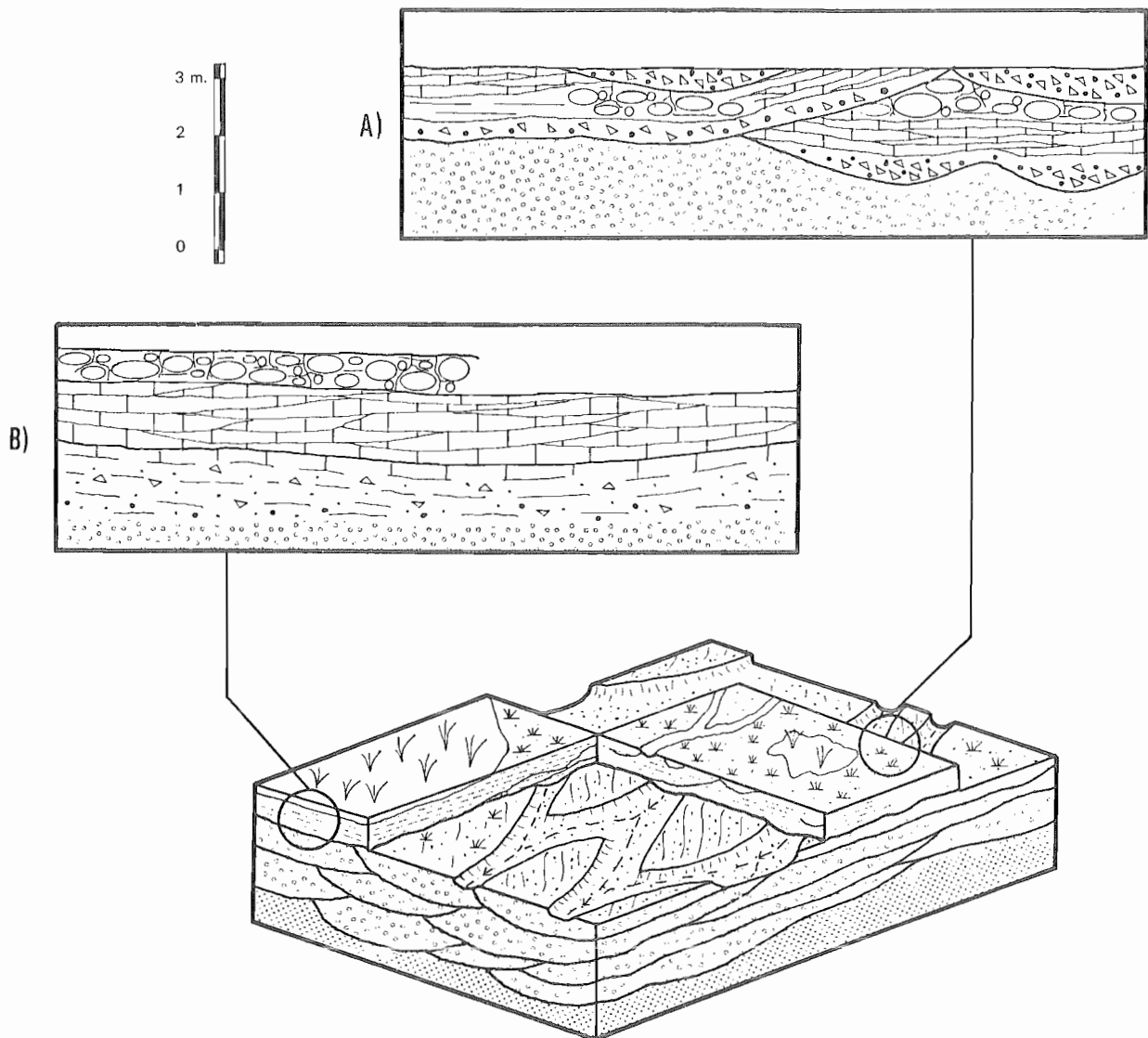
**Fig. 2. Bloque diagrama idealizado de cuatro etapas de evolución de vertiente, en el que se observan tres fases de facetas triangulares de vertiente (Sancho, et al., 1987).**

**Fig. 2. Idealised block diagram of four etages slope evolution with three phases of triangular slopes facets (Sancho et al., 1987).**

### 2.3. Depósitos de glacis

Dentro de la Depresión del Ebro son los que ocupan una mayor superficie. Se pueden diferenciar, en función de su edad y posición, los depósitos de glacis pliocuaternarios y cuaternarios. Los primeros ocupan posiciones de interfluvios y presentan un mejor desarrollo en el sector central (Alberto *et al.* 1983, 1984; Bomer, 1978; Rodríguez, 1986). Se trata de abanicos aluviales, modelados en glacis, de escasa pendiente (5-10 por 100), en las que los canales y barras corresponden a un contexto *braided* (foto 1). En la parte superior presentan, por lo general, fuerte encostramiento, con desarrollo de costras calcáreas a techo (Sancho, 1985). Hacia las zonas de raíz enlazan con superficies erosivas, sobre todo en los pliocuaternarios de procedencia pirenaica. Muchos de ellos tienen su ápice en la salida de los ríos actuales, en su derrame hacia la Depresión y proceden de las cordilleras circundantes, exceptuando los que se desarrollan al pie de la plataforma carbonatada neógena de la Sierra de Ontiñena. En el piedemonte pirenaico se distinguen tres niveles encajados y uno de ellos, el inferior, alcanza 36 kilómetros de longitud (entre Alfarrás y el E. de Fraga). Al pie de Moncayo se reconocen dos niveles y en el resto de la Depresión solamente uno (Mensua e Ibáñez, 1977; Echevarría, 1983; Soriano, 1986). Los depósitos constituyentes de los glacis pliocuaternarios son de procedencia prepirenaica en el interfluvio Cinca-Gállego y de origen pirenaico axial en el interfluvio Segre-Cinca. Algunos de los depósitos de piedemonte ibérico tienen típicas «facies raña», ya que su procedencia es de los macizos paleozoicos de la Cordillera Ibérica. Las potencias son, por lo general, pequeñas, y varían en función de su posición en la zona del abanico; así, en el área apical del abanico de Alfarrás presenta más de 20 metros de espesor y en las zonas distales del mismo, 2 metros. En la región de Villarroya están datados por vertebrados como del Villafranquiense y es éste el único yacimiento de esta edad en la Depresión del Ebro (Crusafont *et al.*, 1957). Finalmente, señalaremos que estos depósitos pueden presentarse deformados por halocinesis de los yesos del anticlinal de Barbastro (Peña, 1983) o por tectónica cuaternaria en el área de La Almunia (Gutiérrez, Simón y Soriano, 1983).

Los glacis cuaternarios se escalonan al pie de los relieves neógenos y pliocuaternarios, así como, en ocasiones, al pie de las cordilleras circundantes. Su composición litológica es función, lógicamente, del área de procedencia. Se



### LEYENDA











BLOQUE-DIAGRAMA	PERFILES
 Charcas temporales	 Costra acintada
 Zonas colonizadas por vegetales	 Costra nodulosa
 Unidad carbonatada ("costras")	 Costra brechoide
 Unidad detrítica	 Costra pulverulenta
 Sustrato mioceno	 Roca soporte conglomerática

Fig. 3. Ejemplo de generación de costras sobre niveles detríticos pliocuaternarios. Características de las facies carbonatadas en zonas de canales (A) y charcas temporales (B) (Sancho, 1985).

Fig. 3. Calcretes generation on Plioquaternary detritic levels. Features of calcretes in channel zones (A) and temporary ponds (B) (Sancho, 1985).

trata de depósitos poco potentes, con clastos generalmente angulosos, y que enlazan con los distintos niveles de terrazas. Los niveles más antiguos suelen aparecer cementados y con costras calcáreas. Localmente están deformados por tectónica cuaternaria, halocinesis y karstificación infrayacente. Unicamente existe una datación en un glacis de la Rioja Alta, en el que por métodos arqueológicos se sitúa en el Würm I (Ibáñez, Pellicer y Peña, 1986). Por otra parte, y para épocas del Holoceno superior, se desarrollan extensos derrames, constituidos por gravas, arenas y limos y con morfología de glacis, que enlazan con los depósitos de los valles de fondo plano anteriormente descritos.



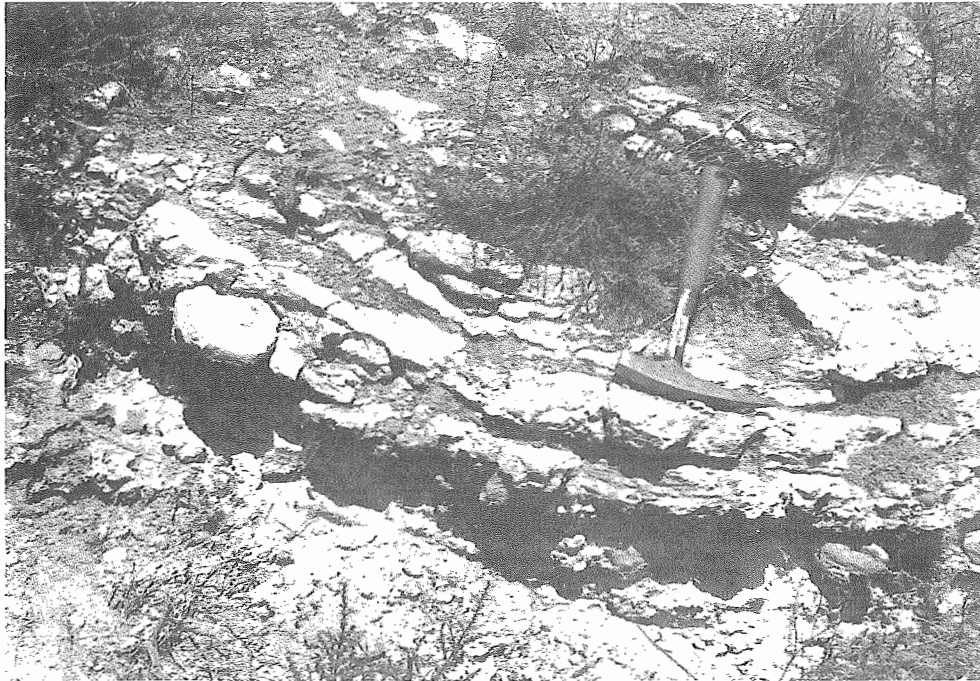
**Foto 1. Seudoanticlinales que afectan a un nivel de costra laminar. Terraza T<sub>8</sub> del Cinca, al NE. de Albalate (Huesca).**

**Photo 1. Braided channel in the upper level of Plioquaternary pediment. Berbegal (Huesca).**

#### **2.4. Las costras calcáreas**

Una de las características más significativas que presentan los depósitos pliocuaternarios de la Depresión del Ebro es el desarrollo en general, de fuertes encostramientos carbonatados a techo de los niveles de glacis y terrazas (Zuidam, 1976; Sancho y Meléndez, 1984; Gracia, 1985; Gutiérrez, Meléndez y Peña, 1985; Sancho, 1985; Soriano, 1986). Este enriquecimiento en carbonatos se hace más patente, en el caso de los glacis, en las zonas distales de los mismos, pudiendo alcanzar en algunos puntos hasta 5 m. de potencia, tal como ocurre en el interfluvio Alcanadre-Cinca. Estos depósitos de costras presentan una gran variabilidad lateral, con cambios importantes tanto en la potencia como en las estructuras.

Se pueden diferenciar cuatro grandes tipos de facies: brechoide, pulverulenta, nodulosa y acintada (foto 2). Por lo general, aparecen dispuestas estas facies en el orden citado, de muro a techo. Su origen parece ser debido en gran parte a aportes de carbonatos acumulados en canales y charcas (fig. 3).



**Foto 2. Canales braided correspondientes al nivel superior de glacis pliocuaternario de Berbegal, en el Somontano oscense.**

**Photo 2. Pseudoanticlines in a stratified calccrete Terrace ( $T_0$ ) of Cinca River in Albalate de Cinca (Huesca).**

## 2.5. Depósitos salinos

En la región central se reconocen numerosos focos endorreicos, algunos de los cuales presentan una sedimentación evaporítica. En las épocas de sequía el fondo de las lagunas saladas queda cubierto por un depósito salino blanquecino, de un milímetro a un centímetro de espesor, que ha sido explotado históricamente (La Salada Grande, en Alcañiz, y la Laguna de la Playa, en Bujaraloz) (Ibáñez, 1973). El estudio mineralógico (Pueyo, 1978-79) señala que la precipitación superficial es de cloruros (halita), sulfatos (yesos, mirabilita-thenardita y bloedita) y pequeñas cantidades de carbonatos. El sedimento de las lagunas puede alcanzar varios metros de espesor y está formado por depósitos detríticos y evaporíticos (principalmente yeso lenticular). También se reconocen concreciones de goethita-maghemita.

## 3. BIBLIOGRAFIA

- ALBERTO, F.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M. J.; MUCHÍN, J.; MELÉNDEZ, A.; PEÑA, J. L.; POCOVÍ, A., y RODRÍGUEZ, J. (1983): El piedemonte pliocuaternario en el sector central pirenaico (Huesca y Lérida), *Geographicalia*, 18, pp. 109-126. Zaragoza.
- ALBERTO, F.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M. J., MACHÍN, J.; PEÑA, J. L.; POCOVÍ, A., y RODRÍGUEZ, J. (1984), *El Cuaternario de la Depresión del Ebro en la región aragonesa, cartografía y síntesis de los conocimientos existentes*. Universidad de Zaragoza y Aula Dei, 217 pp. Zaragoza.
- BENITO, G. (1980): Terrazas y glacis del somontano de Ayerbe, *Argesola*, t. XXII, 90, pp. 393-406. Huesca.
- BOMER, J. (1980): *Le Bassin de l'Ebre et ses bordures montagneuses. Etude géomorphologique*. Thèse Doctoral, 602 pp. Universidad de Caen (inérita).
- BURILLO, F.; GUTIÉRREZ, M., y PEÑA, J. L. (1985): Las acumulaciones holocenas y su datación arqueológica en Mediana de Aragón (Zaragoza). *Cuad. Inv. Geográfica*, 11 (1-2), pp. 193-207. Logroño.

- BURILLO, F.; GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J. L., y SANCHO, C. (1986): Geomorphological processes as indicators of climatic changes during the Holocene in the North-East Spain. En LÓPEZ VERA, F. (Ed.): *Quaternary Climate in Western Mediterranean*, pp. 31-44. Madrid.
- CALVET, J. (1980): *Relaciones entre la evolución geomorfológica cuaternaria en la Depresión Central Catalana (Segarra y Plá d'Urgell) y del valle del Segre*, Fundación J. March, 102 pp. (inéd.)
- CRUSSAFONT, M.; VILLALTA, J. F., y RIBA, O. (1957): Villafranchien de Villarroya. *Livret guide de l'excursion n.º 3. V Congr. Int. INQUA*, pp. 11-15. Madrid-Barcelona.
- ECHERRÍA, M. T. (1983): El valle del río Aguas Vivas. Estudio geomorfológico. *Geographicalia*, 19-20, pp. 11-94. Zaragoza.
- GONZALO, A. (1981): *El relieve de La Rioja. Análisis de Geomorfología Estructural*. Inst. Est. Riojanos, 508 pp. Logroño.
- GRACIA, J. (1985): Las formaciones aluviales de la depresión presomontana de Cinco Villas. *Bol. Geol. y Minero*, 96-6, pp. 506-606. Madrid.
- GUTIÉRREZ, M.; MELÉNDEZ, A., y PEÑA, J. L. (1985): Desarrollo de caliches en los glaciares cuaternarios del Este e Lérida (sector oriental de la Depresión del Ebro), *I Reunión do Cuaternario Ibérico*, 2, pp. 287-300. Lisboa.
- GUTIÉRREZ, M.; SIMÓN, J. L., y SORIANO, M. A. (1983): Técnica cuaternaria en el área de La Almunia (Prov. de Zaragoza). *VI Reunión Grupo Español Trabajo del Cuaternario*, pp. 421-428. Galicia.
- IBÁÑEZ, M. J. (1973): Contribución al estudio del endorreísmo de la Depresión del Ebro. El foco endorreico al W. y SW. de Alcañiz (Teruel). *Geographica*, 2.ª época, año XV, 1, pp. 21-33. Madrid.
- IBÁÑEZ, M. J. (1976): *El piedemonte ibérico bajoaragonés. Estudio geomorfológico*. CSIC, 523 pp. Madrid.
- IBÁÑEZ, M. J.; PELLICER, F., y PEÑA, J. L. (1986): Estudio geomorfológico. En UTRILLA, P. et al.: *El Paleolítico en la Rioja. 1. El Término de Villar de Torre*. Inst. Est. Riojanos, pp. 12-19. Logroño.
- MENSUA, S. (1960): *La Navarra Media Oriental. Estudio geográfico*. Dpto. Geografía Aplicada Inst. Sebastián Elcano, 186 pp. Zaragoza.
- MENSUA, S., e IBÁÑEZ, M. J. (1977): Terrazas y glaciares del centro de la Depresión del Ebro. *III Reunión Nac. Grupo Esp. Trab. del Cuaternario*, 18 pp. Zaragoza.
- PELLICER, F. (1984): *Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo*. Cuad. de Est. Borjanos, 389 pp. Borja (Zaragoza).
- PEÑA, J. L. (1983): *La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorçana. Estudio geomorfológico*. Inst. Est. Ilerdenses, 373 pp.
- PUEYO, J. J. (1978-79): La precipitación evaporítica actual en las lagunas saladas del área de Burjaraloz, Sástago, Caspe, Alcañiz y Calanda (Prov. de Zaragoza y Teruel). *Rev. Inst. Inv. Geol. Diput. Prov. de Barcelona*, 33.
- RODRÍGUEZ, J. (1986): *Geomorfología de las Sierras Exteriores oscenses y su piedemonte*. Inst. Est. Altoaragonense, 172 pp. Huesca.
- SANCHO, C. (1984): Geomorfología de la región de Albalate de Cinca-Candasnos (provincia de Huesca). *Resúmenes Tesinas, año 1983-84 de la Univ. de Zaragoza*, pp. 491-501.
- SANCHO, C. (1985): El piedemonte pliocuaternario en la región del Cinca (Prov. de Huesca y Lérida): depósitos y evolución. *I Reunión do Cuaternario Ibérico*, 2, pp. 381-392. Lisboa.
- SANCHO, C.; GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J. L., y BURILLO, F. (1987): A quantitative approach to scarp retreat starting from triangular slope facets (Central Ebro Basin, Spain). *Int. Symp. of Geomorphic Processes in environments with strong seasonal contrasts. Barcelona-Murcia. Catena* (en prensa).
- SANCHO, C., y MELÉNDEZ, A. (1984): Las costras calcáreas cuaternarias de Bajo Cinca (prov. de Huesca). *Bol. Geol. y Minero*, 155-5, pp. 476-483.
- SIMÓN, J. L., y SORIANO, M. A. (1986): Diapiric deformation in the Quaternary deposits of the Central Ebro Basin, Spain. *Geol. Magazine*, 123 (1), pp. 45-57.
- SOLE SABARIS, L. (1946): Problemas morfológicos del Llano de Lérida. *Ilerda*, 6, pp. 7-22.
- SORIANO, M. A. (1986): *Geomorfología del piedemonte ibérico en el sector central de la Depresión del Ebro*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 359 pp. Fac. Ciencias.
- TORRAS, A., y RIBA, O. (1968): Contribución al estudio de los limos yesíferos del centro de la Depresión del Ebro. *Brev. Geol. Astúrica*, 11 (1-4), pp. 125-137. Oviedo.
- YETANO, L. M. (1978): La evolución geomorfológica del Valle de la Huerva. *Geographicalia*, 2, pp. 3-19. Zaragoza.
- ZUIDAM, R. A. VAN (1975): Geomorphology and Archaeology - Evidences of interrelation at historical sites in the Zaragoza region, Spain. *Zeits fur Geomorph*, 19, pp. 319-328. Berlín-Stuttgart.
- ZUIDAM, R. A. VAN (1976): *Geomorphological development of the Zaragoza region*. ITC, 211 pp. Enschede.

# La Cordillera Ibérica

**Mateo Gutiérrez Elorza**

Departamento de Ciencias de la Tierra. Geomorfología.  
Facultad de Ciencias  
50009 Zaragoza

**José Luis Peña Monné**

Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio  
Facultad de Filosofía y Letras  
50009 Zaragoza

## RESUMEN

La Cordillera Ibérica constituye una alineación montañosa con altura máxima de 2.316 m, que se alarga con dirección NW-SE desde la Sierra de la Demanda hasta el Mar Mediterráneo. Se trata de una cadena de edad alpina, con afloramientos paleozoicos. Las grandes unidades del relieve se configuraron en el Plioceno superior, originándose un sistema de fosas y depresiones intermontanas.

No se reconocen en la Cordillera grandes extensiones de acumulaciones cuaternarias. En líneas generales, se pueden distinguir dos grandes conjuntos de depósitos. Por una parte, las acumulaciones de origen fluvial, tales como glaciares y terrazas, que se localizan básicamente en el interior de las depresiones. Estos depósitos de génesis fluvial van acompañados de caliches, sobre todo en los sectores centrorientales y meridional, donde también se localizan las principales acumulaciones travertínicas. Por otra parte, se reconocen depósitos originados por la acción de las fases frías pleistocenas: glaciares, fluvio-glaciares y periglaciares, que obviamente se localizan en las áreas de mayor altura de la Cordillera. Finalmente, los restantes depósitos tienen una localización de carácter puntual.

## ABSTRACT

*The Iberian Cordillera constitute a mountainous alignment with a maximum height of 2.316 m and which runs NW-SE from the Sierra de la Demanda as far as the Mediterranean. It is a chain from the alpine age with paleozoic massifs. The great morphostructures took their shape in the Upper Pliocene, with a system of grabens and inner chain depressions arising.*

*Large areas of quaternary accumulations are not found in the Cordillera. As a whole two main areas of deposits can be distinguished. On one hand, the fluvial accumulations, such as pediments and terraces, which are located basically within the basins. These deposits of fluvial origin are accompanied by caliches, especially in the central-eastern and southern sectors, where the main travertine accumulations are also to be found. On the other hand, deposits arising from the action of the pleistocene cold phases are also identified: glacial, fluvio-glacial and periglacial, which are obviously located in the higher parts of the Cordillera. Finally the remaining deposits are dotted around.*

## 1. EL MARCO GEOGRAFICO Y GEOLOGICO

La Cordillera Ibérica se extiende con dirección NW-SE desde la Sierra de la Demanda hasta el Mar Mediterráneo. Alcanza una longitud cercana a los 400 km y su mayor anchura se establece entre la Llanura Manchega y los enlaces con la Cadena Costero Catalana. Las alturas más importantes se sitúan a lo largo del eje de la Cordillera, entre las que destacan San Lorenzo (2.262 m), en la Sierra de la Demanda; Urbión (2.235 m), Moncayo (2.316 m) y Javalambre (2.020 m). En el interior de la Cadena se sitúa la divisoria de aguas más importante de la Península entre los Ríos Duero, Ebro, Tajo, Turia, Júcar y Guadiana.

Esta unidad limita al Norte con la Depresión del Ebro, al Oeste con la del Duero, Sistema Central y Cuenca del Tajo, al Sur con La Mancha y enlace con las Cordilleras Béticas y, finalmente, al Este con el litoral valenciano y su conexión con las Catalánides.

Geológicamente, en la Cordillera Ibérica se reconocen dos ciclos evolutivos: el hercínico y el alpino. El primero se caracteriza por potentes series detríticas, con intercalaciones carbonatadas, de origen fundamentalmente marino. Estos materiales afloran en el interior de las antiformas alpinas y su edad oscila entre el Precámbrico superior y el Carbonífero superior. Los pliegues hercínicos forman un amplio arco, desde direcciones E. a W. en su extremo septentrional a rumbos submeridianos en las partes meridionales. Todo el armazón hercínico está articulado por grandes desgarres de rumbos NW y NE, generados a finales del ciclo hercínico. Esta fracturación se reactiva durante el alpino y ejerce una influencia considerable, tanto en la sedimentación como en la instauración de las estructuras alpinas.

El ciclo alpino, que comienza con la sedimentación permotriásica, se dispone con fuerte discordancia angular sobre el edificio orogénico hercínico. La sedimentación dominante en el Mesozoico es carbonatada marina, excepto para las formaciones del Trías inferior y Cretácico inferior. A finales del Cretácico se produce la retirada definitiva del mar, excepto para las áreas meridionales, donde transgrede durante el Mioceno.

A partir de finales del Mesozoico comienza a manifestarse el plegamiento de la Cordillera mediante distintas etapas compresivas que se suceden en el tiempo y que en el Mioceno inferior tornan su régimen a distensivo, originando depresiones intermontanas, que se acentuarán a finales del Neógeno, dando lugar a un sistema de fosas tectónicas. Como consecuencia de esta actividad tectónica a lo largo del Terciario se va a producir una sedimentación fundamentalmente de abanicos aluviales y de ambiente de playa-lake, típicamente molásica.

El conjunto de la Cordillera se interpreta como una cadena de zócalo y cobertera, con doble vergencia, en la que el zócalo hercínico se articula en bloques, a los que se adapta la cobertera, aunque se producen despegues a favor de los materiales plásticos triásicos. Las directrices fundamentales del plegamiento alpino son de rumbo NW-SE, aunque también se reconocen otras direcciones resultantes del plegamiento polifásico.

Desde el punto de vista geomorfológico, además del arrasamiento post-hercínico, se diferencian tres superficies de erosión elaboradas fundamentalmente durante el Neógeno. La más antigua es de edad intramiocena y la que alcanza

un mayor desarrollo es la intermedia, denominada superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica (Peña *et al.* 1984). Esta enrasa con el techo de la sedimentación carbonatada (Plioceno superior) de las cuencas neógenas interiores y periféricas, que a su vez constituye la etapa de colmatación de dichas cuencas. La más reciente, y localizada esencialmente en el borde de las depresiones, es ligeramente posterior a esta última y anterior al Cuaternario. Para estas épocas se registra una intensa karstificación en los macizos carbonatados (poljes y campos de dolinas), que perdura, aunque con escasa intensidad, durante los tiempos cuaternarios.

Próximo a los límites Plio-Pleistoceno se produce una importante reactivación de la tectónica distensiva que va a generar los grandes rasgos de la configuración de los relieves de la Cordillera, dando lugar a las Sierras más importantes y a las principales áreas deprimidas. Esta actividad endógena permanece todavía latente durante el Cuaternario, tal como lo demuestran las deformaciones existentes en los depósitos de esa edad.

Como consecuencia de esta configuración del relieve, los marcos montuosos son sometidos a erosión y los productos resultantes se van a depositar en forma de abanicos aluviales, de edad pliocuaternaria, en el interior de las depresiones recientemente generadas.

La red fluvial cuaternaria, que tiene como divisorias las morfoestructuras elevadas, comienza a jerarquizarse sobre los depósitos pliocuaternarios y discurre en largos recorridos a favor de las áreas deprimidas, aunque en muchos tramos se encaja fuertemente en los materiales paleozoicos y mesozoicos.

En las áreas de mayor relieve se registra la acción de las etapas frías cuaternarias bajo la forma de pequeños aparatos glaciares y procesos periglaciares, que originan acumulaciones poco extensas.

## **2. LOS DEPOSITOS CUATERNARIOS**

En la Cordillera Ibérica no se reconocen grandes extensiones de acumulaciones cuaternarias. En líneas generales, se pueden diferenciar dos grandes conjuntos de depósitos. Por una parte, los originados por la acción de las fases frías pleistocenas, depósitos glaciares, fluvio-glaciares y periglaciares, que obviamente se localizan en las áreas de mayor altura de la Cadena. Por otra, acumulaciones de origen fluvial, tales como glaciares y terrazas, que se ubican fundamentalmente en el interior de las distintas depresiones existentes en toda la Cordillera. Estos depósitos de génesis fluvial presentan costras acompañantes, sobre todo en los sectores centrorientales y meridional, donde también se localizan las principales acumulaciones travertínicas. Finalmente, los restantes depósitos tienen una localización de carácter puntual.

### **2.1. Depósitos glaciares y fluvio-glaciares**

Las únicas acumulaciones de origen glacial se encuentran situadas en la Sierra de la Demanda, Urbión, Cebollera y Moncayo. El glacialismo se reduce a áreas de circo, aunque algún aparato glaciar rebasa ligeramente estos límites. Como consecuencia, los depósitos morrénicos son de escasa entidad. Todos los autores defienden la idea de una única etapa glaciar.

En los Picos de Urbión, Thorne (1986) diferencia entre los cordones morrénicos de los circos altos, en los que los depósitos no están cubiertos por suelo y presentan una gran clasificación inversa vertical, con materiales finos en profundidad, y los de los circos inferiores, con desarrollo de suelos pardo-rojizos e incipientes podzoles. Los suelos existentes son función del tipo y densidad de la cobertura vegetal. Las morrenas pueden alcanzar potencias de hasta 30-40 m (Valle de Revinuesa). También señala un depósito de 3 m de arcilla lacustre existente entre cordones morrénicos. Aguas abajo, diferencia terrazas fluvio-glaciares en los Valles de Urbión, Revinuesa y Laguna Negra.

Las acumulaciones glaciares de la Sierra de la Demanda son poco conocidas y los datos disponibles (García Ruiz, 1979) señalan arcos morrénicos de 2-3 m de altura, constituidos por depósitos heterométricos caóticos con dominio de bloques de 50 cm y carentes de matriz. En Sierra Cebollera (Ortigosa, 1986), los depósitos presentan características similares, aunque las morrenas pueden alcanzar alturas de hasta 40 m, constatándose una mayor presencia de matriz. Igualmente puede decirse de las acumulaciones glaciares del Moncayo (Martínez de Pisón y Arenillas, 1977; Pellicer, 1984).



## 2.2. Depósitos periglaciares

En las zonas altas de la Cordillera las manifestaciones periglaciares son bastante abundantes y se trata fundamentalmente de formas heredadas de la última etapa fría pleistocena. Algunas acumulaciones periglaciares están ligadas a circos glaciares y se han desarrollado en las etapas finales o con posterioridad a la retirada de los glaciares, en el sector NW de la Cadena. En el resto constituyen el único testimonio de la acción de las últimas fases frías.

En la Sierra de la Demanda, se diferencian morrenas de nevé de pequeña altura, canchales, canales de avalancha y conos de derrubios (García Ruiz, 1979); en los Picos de Urbión, se localizan numerosos *protalus rampart*, canchales y vertientes de bloques estabilizadas y cubiertas parcialmente por vegetación, así como suelos ordenados y depósitos solifluidales por encima de los 2.000 m (Thornes, 1968). Al pie de algunos de los circos de la Sierra Cebollera se han desarrollado glaciares rocosos en forma de lóbulo o lengua de hasta 600 m de longitud y compuestos de



Foto 1. Río de bloques de cuarcita en el macizo del Tremedal (Depresión de AlfambraTeruel).

Photo 1. Block stream in Tremedal Massif (Albarracín Mountains).

grandes bloques y con textura abierta superficial, como consecuencia del lavado del material fino. También es de destacar los numerosos *protalus rampart* o morrenas de nevé existentes al pie de nichos de nivación y paredes abruptas (Ortigosa, 1986). En el Moncayo son muy numerosas las formas acumulativas descritas por Pellicer (1984): vertientes y ríos de bloques, lóbulos de soliflucción y *grèzes litées*. También indica una soliflucción en mano bastante general, en la que los materiales son heterométricas, con clastos subredondeados y matriz arcillosa amarillenta, desarrollándose a techo un suelo podzolizado. En la zona supraforestal se reconocen también suelos ordenados.

En la Sierra de Albarracín, y más concretamente en el macizo paleozoico del Tremedal, se encuentran espectaculares ríos de bloques (Riba, 1959) de hasta casi dos kilómetros de recorrido (foto 1) que han sido alimentados por vertientes de bloques en las que se reconocen formas lobuladas y abancaladas (Fig. 1), que sustentan depósitos de turba (Menéndez y Esteras, 1965). Los bloques no presentan ninguna orientación prevalente y en los cortes se aprecia una granoclasificación inversa, aunque nunca se ha podido observar la base de estas acumulaciones. La textura superficial es abierta, aunque lateralmente los bloques pueden estar empastados por material fino. Estas acumulaciones no han sufrido un transporte longitudinal importante y en la actualidad se encuentran estabilizadas (Gutiérrez y Peña, 1977). También en esta Sierra se localizan, en puntos aislados, *grèzes litées*. En la Sierra de

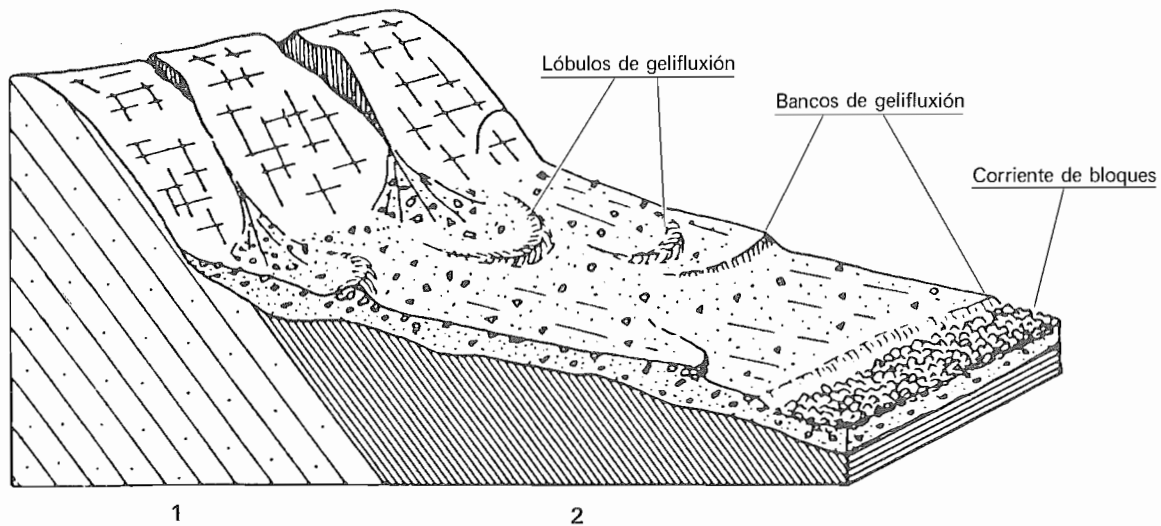


Fig. 1. Formas acumulativas periglaciares en el macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín): 1) Cuarcitas del Valentiense inferior. 2) Pizarras ampelíticas del Valentiense (Gutiérrez y Peña, 1977).

Fig. 1. Periglacial landforms in Tremedal Massif (Albarracín Mountains): 1) Lower Valentian quartzites. 2) Valentian black shales (Gutiérrez y Peña, 1977).

Javalambre, Gutiérrez y Peña (1975) describen círculos de piedras en el interior de dolinas en embudo, suelos estriados, vertientes de bloques, escalones clasificados y *grèzes litées*. Finalmente, en la Sierra de Gúdar-Maestrazgo, Pailhe (1984) señala la existencia de morrenas de nevé, depósitos solifluidales y *grèzes litées*.

### 2.3. Depósitos fluviales

Los cursos fluviales que discurren por el interior de la Cordillera Ibérica lo hacen encajándose, por lo general profundamente, en los materiales paleozoicos y mesozoicos. Por esta razón los registros de terrazas son muy escasos y únicamente suelen preservarse las existentes a alturas bajas sobre el cauce. Sin embargo, cuando los ríos circulan por las depresiones o fosas intermontanas de la Cordillera, dejan un registro de terrazas escalonadas que proporcionan datos sobre la evolución del Cuaternario fluvial.

El área mejor conocida corresponde al sistema fluvial Alfambra-Guadalaviar-Turía, que se encaja en una gran parte de su recorrido sobre los materiales neógenos de la Fosa de Alfambra-Teruel-Mira. En él se reconocen cuatro niveles generales de terraza que se escalonan a alturas de 2-3 (T1), 15-20 (T2), 35-40 (T3) y 70-80 m (T4) (Gutiérrez y Peña, 1976). A partir de la confluencia de los Ríos Alfambra y Guadalaviar se distingue una nueva terraza a 10 m de altura sobre el cauce (Peña, 1983). Todas ellas están constituidas por gravas poligénicas, con estratificaciones cruzadas planares y en surco, y la más baja está coronada por limos y arcillas de inundación. Las dos terrazas más altas se presentan fuertemente encostradas. La potencia de la T2 es de 5 m, la de la T3 de 7 m (localmente 40 m) y, finalmente, la T4 sobrepasa los 20 m. Esta última terraza se presenta, en algunas zonas (Villalba Baja), muy distorsionada a causa de la intensa disolución de los yesos infrayacentes (Gutiérrez *et al.*, 1985; Moissenet, 1985). Los niveles T2 y T3 han sido datados paleontológicamente por faunas de macro y micromamíferos, que proporcionan una edad del Cuaternario Medio (Riss) (Esteras y Aguirre, 1964; Moissenet, 1985).

En el Río Jiloca, afluente al Jalón, se diferencian dos niveles de terraza en su curso alto, y en su curso medio, tres. El Río Jalón, en la región de Calatayud, desarrolla 11 niveles de terrazas, entre 3 y 85 m sobre el cauce actual. Las terrazas medio-superiores están afectadas por una seudotectónica debida a la disolución de yesos existentes bajo los depósitos aluviales (Hoyos *et al.*, 1977).

Otros ríos, como el Huerva, Martín, Guadalupe, etc., han depositado terrazas de muy escaso desarrollo, al discurrir por materiales blandos del Mesozoico o bien por cubetas terciarias del NE de la Cordillera Ibérica.

#### 2.4. Depósitos lacustres

Unicamente aparecen representados en la Laguna de Gallocanta, en la que existe una antigua terraza, a unos 4 m, sobre la laguna actual, constituidos por gravas y arenas. Bordeando la laguna aparecen depósitos fundamentalmente de arenas y limos, de poca extensión, que forman una playa. Más externamente se encuentran barros limoarcillosos grises, en parte carbonatados, que localmente pueden presentar sales en superficie. En la actualidad, existe una sedimentación carbonatada en la laguna (Calvo *et al.*, 1978).

#### 2.5. Depósitos eólicos

En la extremidad septentrional de la Fosa de Alfambra-Teruel-Mira, se encuentran acumulaciones eólicas fosilizadas por los materiales de un glacis cuaternario antiguo, en la región de Escorihuela (Teruel). La potencia visible supera los 10 m y se trata de arenas bien seleccionadas, de tonos amarillos parduzcos, con ripples eólicos y numerosas

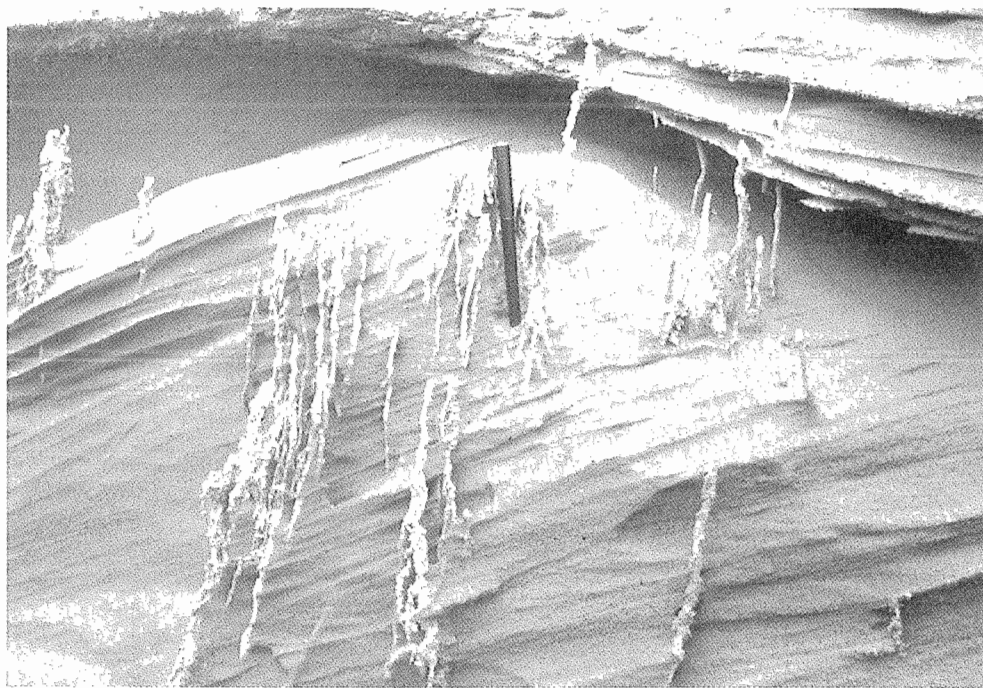


Foto 2. Depósito eólico pliocuaternario en Escorihuela (Depresión de Alfambra-Teruel).

Photo 2. Pliocaternary eolian deposits in Escorihuela (Alfambra-Teruel Depression).

estratificaciones cruzadas (foto 2). El depósito está suelto y en algunas zonas se reconocen intercalaciones muy finas de arenas y gravas de origen fluvial. Algunos cantos presentan una clara eolización (Gutiérrez y Peña, 1976; Carrillo y Gisbert, 1979).

#### 2.6. Depósitos coluviales

Las acumulaciones de vertiente más significativas de la Cordillera Ibérica están ligadas a los procesos periglaciares, ya descritos en otro apartado. Los depósitos coluviales más antiguos son brechas encostradas, muy frecuentes en

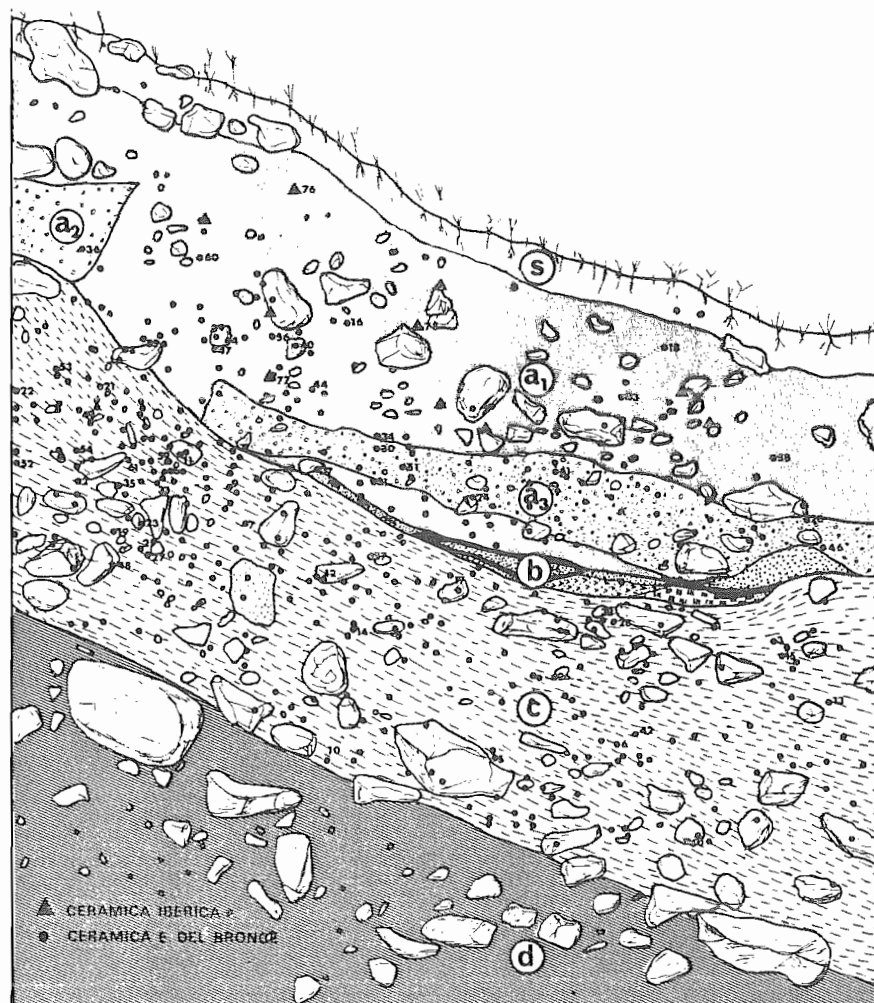
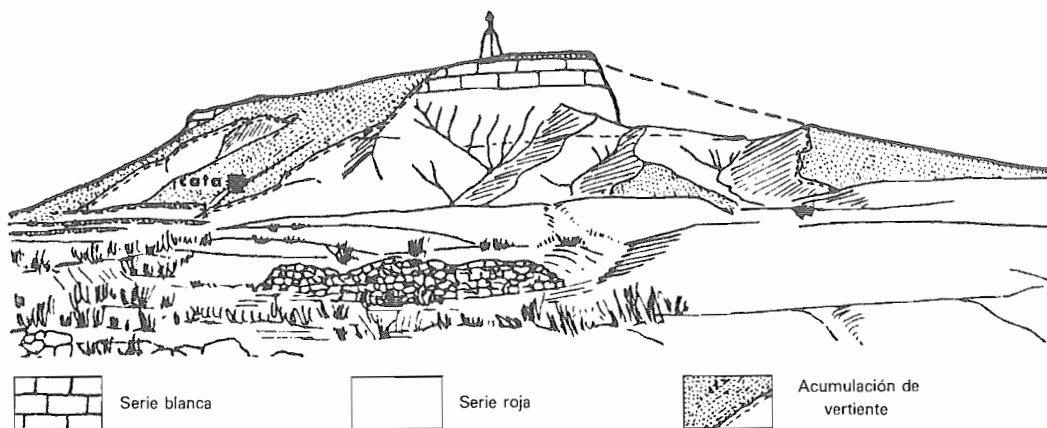


Fig. 2. Estratigrafía de depósitos de vertiente junto con la situación de los fragmentos cerámicos en el cerro del Castillo de Alfambra (Teruel) (Burillo et al., 1981).

Fig. 2. Slope deposits stratigraphy and localization of pottery pieces in the slope of the mesa of Alfambra Castle (Teruel) (Burillo, et al., 1981).

la fachada mediterránea y, en el interior de la Cordillera, en las Sierras de Javalambre y Maestrazgo (Calvo *et al.*, 1983). Son, sin duda, anteriores a las acumulaciones periglaciares existentes en el área y se correlacionan con un nivel de terraza del Pleistoceno medio (Calvo, 1986).

En numerosos lugares de la Cordillera se reconoce una etapa de acumulación solifluidal que tapiza la mayoría de las vertientes y que con posterioridad ha sido incidida por la red actual. Estos depósitos contienen restos cerámicos del Bronce Final-1.<sup>a</sup> Edad del Hierro (Fig. 2). También existe una nueva etapa acumulativa, menos significativa, en la que se intercalan cerámicas medievales (Burillo *et al.*, 1981-1986).

## 2.7. Depósitos de glacis

Las acumulaciones de este tipo se encuentran ubicadas en el interior de las fosas tectónicas y en las distintas depresiones intermontanas existentes en la Cordillera, siendo los sistemas de glacis los que ocupan una mayor superficie de todo el conjunto de depósitos cuaternarios. Estas acumulaciones se han elaborado con respecto a niveles de base fluviales, excepto para el área endorreica de la Laguna de Gallocanta.

Los depósitos pliocuaternarios alcanzan una mayor extensión que los cuaternarios y se producen como consecuencia de los grandes contrastes de relieve debidos a la fase tectónica distensiva del Plioceno superior, que configuró los grandes rasgos morfológicos de la Cadena. En la Depresión de la Puebla de Valverde-Sarrión (Moissenet, 1982) se reconocen dos niveles de glacis, estando el inferior (Formación de Sarrión) constituido por materiales detríticos, con una potencia máxima de 50-60 m y gran cantidad de arcillas de descalcificación transportadas procedentes del desmantelamiento de los macizos carbonatados circundantes; estos depósitos están datados como de inicio del Villafranquiense (comienzo de la zona MN 16). El nivel superior (Formación de la Puebla de Valverde) es básicamente detrítico grosero, con clastos más angulosos que la formación anterior, presentando una potencia máxima de 20-25 m y reposando en discordancia angular sobre la formación de Sarrión; está datado como de la parte media del Villafranquiense (zona MN 17/Q1) (véase Simón, 1984). Los restantes depósitos pliocuaternarios existentes en la Cordillera deben de ser de la misma edad que la formación de la Puebla de Valverde. En algunos puntos, estos glacis acumulativos pasan hacia su zona de raíz a superficies erosivas de glaciplanación. La constitución litológica de estos glacis es función de su área madre, siendo por lo general de cantos carbonatados, aunque localmente pueden ser de naturaleza silíceo. La estructura interna refleja una red de pequeños canales braided, con lentejones arenosos. A techo desarrollan, por lo general, costras calcáreas, que pueden alcanzar en algunos puntos importantes potencias.

Los glacis cuaternarios, de menor extensión, constituyen un sistema de glacis-terracea en el que se diferencian pocos niveles, frecuentemente dos, encajados, de poca potencia y con desarrollo a techo de costras calcáreas.

Tanto los niveles pliocuaternarios como los cuaternarios se presentan localmente afectados por una tectónica posterior, que los bascula y fractura significativamente.

## 2.8. Travertinos y costras calcáreas

Las acumulaciones de tobas o travertinos aparecen ligados a los cursos de numerosos ríos (Mesa, Piedra, Júcar, Guadalaviar, Mijares, Palancia, etc.) y constituyen terrazas tobáceas o bien se están formando en la actualidad. Se reconocen en ellas estructuras laminadas y en cascada, y facies de musgo, tallo, etc.

Las costras calcáreas se desarrollan a techo de los depósitos pliocuaternarios (Freytet y Moissenet, 1983) y cuaternarios, tanto de glacis como de terrazas. Los niveles bajos de terraza no presentan estas carbonataciones y, en general, se puede señalar que cuanto más antiguo es el depósito, mayor es la potencia de los caliches. De este modo, es en el Plio-Cuaternario donde aparecen mayores espesores de costras. Se reconocen diferentes tipos de estructura: bréichica, nodulosa, masiva, laminar, etc., y actividad biológica de raíces y algas y procesos subaéreos, tales como agrietamiento y microkarstificación.

## 2.9. Depósitos mixtos

Se incluyen en este apartado los depósitos que constituyen el relleno de los poljes. Esta morfología fluviokárstica se reconoce en la Ibérica, sobre todo en la región centrorienta. Todos estos poljes son abiertos, es decir, capturados por la red fluvial cuaternaria, excepto algunos aislados, entre los que destaca el de Vistabella del Maestrazgo (Gutiérrez *et al.*, 1982).

Su época de generación parece ser que va ligada a la etapa distensiva del Plioceno superior. Se reconocen en su interior varios niveles de aplanamiento por disolución. Los depósitos existentes son una mezcla de arcillas de descalcificación con aportes torrenciales de clastos angulosos y con morfología de conos. Su litología es fundamentalmente carbonatada, aunque también aparecen cantos silíceos.

## 3. BIBLIOGRAFIA

- BURILLO, F.; GUTIÉRREZ, M., y PEÑA, J. L. (1981): El cerro del castillo de Alfambra (Teruel). Estudio interdisciplinar de Geomorfología y Arqueología. *Kalatos*, 1, pp. 7-63. Teruel.
- BURILLO, F.; GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J. L., y SANCHO, C. (1986): Geomorphological processes as indicators of climatic changes during the Holocene in the North-East Spain. En LÓPEZ-VERA, F. (Ed.): *Quaternary Climate in Western Mediterranean*, pp. 31-44. Madrid.
- CALVO, A. (1986): *Geomorfología de laderas en la montaña del País Valenciano*. Tesis doctoral. Fac. de Geografía e Historia, 344 pp. Valencia (inérita).
- CALVO, A.; GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J. L., y SIMÓN, J. L. (1983): Morfología de vertientes y neotectónica en el Macizo de Javalambre (provincia de Teruel). *Actas VI Reunión Grupo Trabajo Cuaternario Vigo-Santiago*, Lab. Xeol. Laxe., pp. 429-448.
- CALVO, A.; GONZÁLEZ, J. M.; GONZÁLEZ, J., y VILLENA, J. (1978): Primeros datos sobre la sedimentación de dolomía en la Laguna de Gallocanta (provincias de Zaragoza y Teruel). *Territerra*, 21, pp. 6-15.
- CARRILLO, L., y GISBERT, J. (1979): Análisis sedimentológico de unos depósitos tipo «wadi» en el Plio-Cuaternario de Escorihuela (Teruel). *Bol. Geol. y Minero*, 90-4, pp. 329-332.
- ESTERAS, M., y AGUIRRE, E. (1964): Paralephas trogontherii, Pohlig en una terraza media de Teruel. *Teruel*, 32, pp. 235-244.
- FREYET, P., y MOISSENET, E. (1983): Présence de restos algaires identifiables dans les croûtes calcaires plio-quatérnaires du Nord-Est de l'Espagne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 296, Série II, pp. 1563-1566.
- GARCÍA RUIZ, J. M. (1979): El glaciario cuaternario en la Sierra de la Demanda (Prov. de Logroño y Burgos, España). *Cuad. Investigación Geografía e Historia*, 5 (2), pp. 3-25. Logroño.
- GUTIÉRREZ, M., y PEÑA, J. L. (1975): Karst y periglaciario en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel). *Bol. Geol. y Minero*, 86-6, pp. 561-572.
- GUTIÉRREZ, M., y PEÑA, J. L. (1976): Glacis y terrazas en el curso medio del Río Alfambra (provincia de Teruel). *Bol. Geol. y Minero*, 87, pp. 561-570.
- GUTIÉRREZ, M., y PEÑA, J. L. (1977): Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). *Bol. Geol. y Minero*, 88-2, pp. 109-115.
- GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J. L., y SIMÓN, J. L. (1982): El polje de Vistabella del Maestrazgo (provincia de Castellón). *Actas Reunión Monográfica sobre el Karst-Larra 1982*, pp. 95-104.
- GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J. L., y SÁNCHEZ, M. (1985): Dolinas aluviales en los materiales yesíferos de Villalba Baja (Teruel). *Actas I Reunión do Cuaternario Ibérico*, 5-2, pp. 427-438. Lisboa.
- HOYOS, M.; ZAZO, C.; GOY, J. L., y AGUIRRE, E. (1977): Estudio geomorfológico de los alrededores de Calatayud (Zaragoza). *Actas III Reunión Nac. Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*, pp. 149-160. Zaragoza.
- MARTÍNEZ DE PISON, E., y ARENILLAS, M. (1977): La morfología glaciario del Moncayo. *Tecniterra*, 18, pp. 1-7.
- MENÉNDEZ, J., y ESTERAS, M. (1965): Análisis polínico de la turbera de los «Ojos del Tremedal» (Orihuela del Tremedal, Teruel). *Teruel*, 34, pp. 191-198.
- MOISSENET, E. (1982): Le Villafranchien de la région de Teruel (Espagne). Stratigraphie-déformations-milieux. *Coll. Le Villafranchien Méditerranéen*. Lille.

- MOISSENET, E. (1985): Le quaternaire moyen alluvial du fossé de Teruel (Espagne). *Physio-Geo.* 14/15, pp. 61-78.
- ORTIGOSA, L. (1986): *Geomorfología glacial de la Sierra Cebollera (Sistema Ibérico)*. Inst. Est. Riojanos, 77 pp. Logroño.
- PAILHE, P. (1984): *La Chaîne Ibérique Orientale. Etude Géomorphologique*. Thèse Doctorat Univ. Bordeaux, 682 pp.
- PELLICER, F. (1984): *Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo*. Cuad. Est. Borjanos, 389 pp. Borja (Zaragoza).
- PEÑA, J. L. (1983): Las acumulaciones cuaternarias de la confluencia de los Ríos Alfambra y Guadalaviar, en las cercanías de Teruel. *Actas VII Col. de Geografía*. Pamplona, 1981, 1, pp. 255-259, A.G.E. Salamanca.
- PEÑA, J. L.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M. L.; LOZANO, M. V.; RODRÍGUEZ, J.; SÁNCHEZ, M.; SIMÓN, J. L.; SORIANO, M. A., y YETANO, M. (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolense, 149 pp.
- SIMÓN, J. L. (1984): *Comprensión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Inst. Estudios Turolenses, 269 pp.
- RIBA, O. (1959): *Estudio geológico de la Sierra de Albarracín*. Inst. Lucas Mallada. C.S.I.C., monografía 16, 283 pp. Madrid.
- THORNES, J. (1968): Glacial and periglacial features in the Urbion Mountains. Spain. *Est. Geológicos*, 24 pp. 249-258.

# Depresión del Duero

## E. Molina

Departamento de Geología. Facultad de Ciencias  
Universidad de Salamanca  
27008 Salamanca

## A. Pérez-González

Departamento de Geodinámica  
Facultad de Ciencias Geológicas  
Universidad Complutense  
28040 Madrid

### RESUMEN

La depresión del Duero es una extensa altiplanicie (700-800 m de altitud media) rellena por materiales terciarios continentales que se encuentra en la región centro-septentrional de la Meseta Ibérica.

Al igual que otras cuencas interiores de la Meseta, ha sufrido un importante proceso de disección durante el Cuaternario, ocupando las formaciones superficiales amplias extensiones, donde destacan los depósitos de génesis fluvial, pero, sin embargo, sus espesores son discretos y no suelen superar los 8 ó 10 m, con texturas detríticas y litologías variadas en función de las áreas que drenan los sistemas fluviales. Otras formaciones superficiales de interés son los mantos y dunas de origen eólico, bien representadas en los sectores centro-surorientales de la Depresión. El resto de los materiales cuaternarios son de menor entidad por la magnitud de sus afloramientos, destacando los de origen glacial y asociados en las orlas montañosas que la enmarcan, los depósitos lacustres, salinos o no, y las formaciones de carbonatos en terrazas y otras superficies.

La edad precisa de todos estos depósitos es muy problemática, por la ausencia de fauna y flora bien documentada en la Depresión, a no ser los yacimientos kársticos de Atapuerca, en Burgos, que, por otra parte, no resultan fácilmente correlacionables con depósitos y formas del exterior (véase E. Aguirre en esta Memoria).

Los datos arqueológicos relacionados con terrazas fluviales son los únicos que aportan una cierta precisión cronológica, especialmente para las terrazas medias e inferiores.

La posición morfoestratigráfica del límite plio-pleistoceno tampoco está fijada, aunque eventos próximos serían el piedemonte de la Raña y las llamadas «superficies de los Páramos» en la Cuenca del Duero.

### ABSTRACT

*The Duero basin is an extense altiplano (700-800 mean height) filled with continental tertiary rocks and located in the central northern part of the Iberian Plateau.*

*Like other interior basins of the Meseta it underwent an important process of dissection during the Quaternary, the surface formations occupying wide areas with outstanding deposits of fluvial origin, although their thicknesses are moderate and do not normally surpass 8-10 metres; they have detritic textures and lithologies that vary as a function of the area draining the river systems. Other surface formations of interest are the nappes and aeolian dunes; these are well represented in the central southeast sectors of the basin. The remaining quaternary deposits are less important owing to the size of their outcrops. Striking among these are those of glacial origin and associated rocks on mountain borders surrounding them, lacustrine deposits (saline or not) and carbonatic formations on terraces and other surfaces.*

*The exact age of all these deposits is extremely hard to ascertain owing to the absence of well-documented flora and fauna in the Basin, with the exception of the karstic beds of Atapuerca, in Burgos, that are difficult to correlate with deposits and external forms (see E. Aguirre in this report).*

*The archaeological data related to fluvial terraces are the only findings able to give any degree of chronological precision, particularly in the case of the middle and lower terraces.*

*The morphostratigraphic position of the plio-pleistocene boundary is has not determined either although close events would be the piedmont of la Raña and the so-called «Los Páramos» surfaces in the Duero basin.*



## 1. EL MARCO GEOGRAFICO-GEOLOGICO

La depresión del Duero es la mayor de las cuencas interiores de la Meseta Ibérica y ocupa una posición septentrional con respecto a la Cuenca del Tajo o Submeseta meridional, de la que está separada por el horst del Sistema Central, cuyas cumbres sobrepasan los 2.000 m, al igual que las alineaciones montañosas que la orlan al Norte y Este. Su borde occidental lo forman los restos de una antigua penillanura muy erosionada, situados entre los 700-800 m de altitud.

El clima tiene un marcado carácter continental, con veranos frescos e inviernos fríos y prolongados, presentando en los sectores occidental y septentrional un clima más lluvioso. A partir de los 1.200-1.300 m el clima es de montaña, en donde los procesos de helada pueden ser importantes.

Desde un punto de vista geológico se distinguen las siguientes unidades:

- Un zócalo antiguo, afectado por la orogenia hercínica, que aflora en sus bordes norte, sur y oeste, existiendo también algunos asomos aislados en su borde occidental.
- Una cobertera mesozoica que fosiliza el zócalo hercínico, aflorando, principalmente, en los sectores septentrional y oriental, con algunos retazos en el borde meridional. La potencia de esta cobertera va aumentando progresivamente hacia el Este.
- Una cuenca sedimentaria continental rellena de materiales terciarios más o menos plegados, basculados y/o fallados, cuyo espesor es mayor hacia el Este, pudiendo superar los 2.000 m.
- Un recubrimiento de formaciones superficiales que se superponen a las unidades anteriores y que ocupan posiciones morfológicas diferentes, según su génesis y evolución.

El zócalo hercínico aparece estructurado en bloques delimitados por fallas comúnmente de edad tardihercínica, las cuales han sido removilizadas durante la orogenia alpina. Se definen así grandes bloques elevados (Sistema Central, Montes de León, etc.) y otros hundidos como la penillanura salmantino-zamorana, la fosa de Ciudad Rodrigo, etc.

Por otro lado, los materiales terciarios que rellenan la depresión del Duero tienen edades comprendidas entre el Paleoceno y el Mioceno superior-Plioceno y se han citado discordancias y/o disconformidades, especialmente visibles en los bordes de la Cuenca, situadas entre el Paleoceno-Eoceno medio, en el Oligoceno superior-Mioceno inferior y en el Mioceno medio. Los materiales que conforman la cuenca son esencialmente detríticos (conglomerados, areniscas, arcillas, etc.) y de origen fluvial, y en los sectores centrales y orientales aparecen depósitos calizos, hacia el techo de las series que dan lugar a los Páramos, y de yesos generados, respectivamente, en ambientes lagunares o de «playa-lake».

Finalmente, señalar que el límite Plio-Pleistoceno debe estar relacionado, al igual que en la Submeseta meridional, con los depósitos de la Raña y con los arrasamientos que tradicionalmente se han denominado «superficies de los

Páramos». Estas últimas son dos superficies de erosión de edades diferentes, presentando la más antigua una fuerte karstificación con rellenos de Terra-Rossa, y la más moderna, con un grado de alteración menor, enrasa su cabecera con la base de las formaciones de Raña, que es un término que se utiliza aquí, como una formación de piedemonte asociada a relieves cuarcíticos, de origen fluvial, y posterior a la fase de colmatación de las cuencas terciarias y anterior a la primera terraza de los cursos fluviales actuales.

## 2. LOS DEPOSITOS CUATERNARIOS DE LA CUENCA DEL DUERO

Se pueden distinguir los siguientes tipos de materiales, atendiendo fundamentalmente a su composición y génesis:

- Depósitos de origen glaciar y asociados (fluvioglaciares, glacio-lacustres y turbosos).
- Depósitos fluviales.
- Depósitos lacustres.
- Arenas eólicas.
- Eluvium, alteraciones y suelos.
- Depósitos coluviales.
- Depósitos de glaciares, piedemonte y conos de deyección.
- Formaciones de costras y travertinos.

Además, existen en ciertas zonas de los relieves montañosos circundantes, depósitos de origen periglacial rellenando valles en artesa y derrubios ordenados (*grèze litées*) que por la escala del mapa no son cartografiables.

### 2.1. Depósitos de origen glaciar y asociados

Sólo aparecen en la orla montañosa que rodea a la cuenca. Aunque algunos autores consideran que puedan existir restos de glaciaciones pre-Würmiense en ciertas zonas (por ejemplo, en Montes de León), lo seguro es que durante la glaciación würmiense el nivel de nieves perpetuas se sitúa entre los 1.600-1.700 m, pudiendo descender las lenguas glaciares en algunos casos hasta los 1.000 m (por ejemplo, en el Lago de Sanabria), pero la cota normal de descenso es de unos 1.200 m.

Los depósitos glaciares s. s. son morrenas laterales y frontales formadas por una mezcla de tamaños englobados en una matriz areno-arcillosa de tonos pardos y/o grisáceos.

Son frecuentes, además, los depósitos fluvioglaciares y glacio-lacustres de borde morrénico. En estas zonas, así como en los antiguos circos glaciares son también abundantes los procesos de acumulación de materia orgánica que evolucionan hacia turbas.

### 2.2. Depósitos fluviales

Hasta épocas relativamente recientes tan sólo se admitía la existencia de cuatro niveles de terraza para el Río Duero. Sin embargo, y gracias a los trabajos modernos de cartografía geológica y geomorfológica a escala 1:50.000, se ha podido constatar que el número de terrazas del Duero y sus afluentes es mucho mayor y que además varían en número según los valles.

Las cargas transportadas por los sistemas fluviales son generalmente gruesas, arenas, gravas y cantos, con composición litológica muy variada, dependiendo de los sedimentos y rocas de sus cuencas vertientes, pero es posible que globalmente las cuarcitas y cuarzos sean los elementos mayoritarios sobre otros componentes presentes en las terrazas. Tan sólo en los ríos que drenan las áreas arcósicas de la Depresión, sector centro-meridional-oriental, las

arenas dominan. Las estructuras internas mayores observadas corresponden a barras y canales rellenos. Los espesores medios oscilan entre 2 y 5 m.

En cualquier caso, las terrazas representan los depósitos cuaternarios conspicuos de la Depresión. Alcanzan una extensión superficial considerable en el cuadrante Noroeste y en otras zonas alrededor de los ejes de fluencia principales como el Duero, Pisuerga, etc.

El número y altitud relativa de las terrazas es diverso, según los sistemas. En el Adaja se han señalado como mínimo cinco niveles, estando el más alto por encima de los +60 m. El Tormes, en las proximidades de Alba (Salamanca), tiene 10 terrazas entre los +120 m y los +6-8 m, su llanura aluvial o vega se encuentra a +3-5 m.

En el Esla se han identificado hasta 13 escalonamientos fluviales y en el Carrión se citan 20 terrazas fluviales, comprendidas entre los +110 m y su cauce actual. Otro valle con gran número de terrazas es el Arlanzón, en su tramo más inferior, con 17 terrazas, estando la primera a +120 m.

El Río Duero, después de la confluencia con el Pisuerga, tiene 14 terrazas desde la de +3-5 (vega) a +141-144 m.

Un intento de correlación entre distintos valles, teniendo en cuenta además la edad de los yacimientos arqueológicos, puede verse en la figura 1. En este cuadro se proponen también equivalencias con los yacimientos de la Submeseta Sur.

CRONOLOGIA	SUELOS	INDUSTRIAS	TORMES (1) Y W. DE SALAMANCA. Terrazas y principales yacimientos	DUERO Terrazas y principales yacimientos	TERA Y N. DEL DUERO Terrazas y principales yacimientos	YACIMIENTOS DE LA SUBMESETA SUR
HOLOCENO	Suelos rojos fersialíticos (5 YR)		+ 3/5 m	+ 3/5 m	+ 3 m	
13.000		Pal. medio			+ 5/7 m	
PLEISTOCENO SUPERIOR	Suelos rojos fersialíticos (2,5 YR-10 R)	Achel. sup. Epi-Achel. medio	+ 6/8: La Maya I, zona 2. III-Ib; zona I.II II. Calvarrasa I. ... Villares de Yeltes + 12/14: La Maya I, zona I. IV: Villagonzalo	+ 8/12 m	Burganes III, s. no rod. + 10/12 m	PORZUNA (Ciudad Real)
128.000		Achelense medio	+ 18/20 m (+ 22/24 m): Azucarera + 34m: La Maya II; Bocabaca? (+ 35/40 m): Baños de L. + 42/44 m + 50/54 m: La Maya III. + 62/64 m: Gargabete. + 78/80 m	+ 18/22 m + 24/30 m: Castrotruncho ??	+ 16/20: Burganes-Olmillos; Belver II.	SARTALEJO (Cáceres)
700.000		Achelense antiguo		+ 40/48 m + 54/56 m + 62 m + 74/80 m: Monfarracinos; Toro. + 82/84 m + 96/100 m + 102/107 m + 110/114 m + 126/134 m + 141/144 m		ARIDOS (Madrid). PINEDO (Toledo) EL ESPINAR (Toledo)
PLEISTOCENO INFERIOR		Pre-Achelense	+ 108 m			
1.800.000	?	+ 120 m				LA MESA (Cáceres)

(1) Entre paréntesis los niveles no representados en los perfiles de La Maya y Villagonzalo.

Fig. 1. Correlación de terrazas fluviales en la Cuenca del Duero y yacimientos arqueológicos asociados (según Santonja y Pérez-González, 1984).

Fig. 1. Correlation of fluvial in the Duero basin and associated archeological beds (after Santonja and Pérez-González, 1984)

### 2.3. Depósitos lacustres

Además de los lagos de origen glaciar de las zonas montañosas marginales, en el interior de la cuenca existen áreas endorreicas y/o de drenaje deficiente con el desarrollo de lagunas, labajos y zonas palustres. En muchos casos estas lagunas han sido desecadas recientemente (Laguna de La Nava, Laguna de Villafáfila, etc.).

Las que se desarrollan sobre materiales silíceos pobres en bases (Raña, terrazas, etc.) suelen presentar niveles de concentración de óxido-hidróxidos de Fe y Mn (Laguna del Cristo, Salamanca). Por el contrario, las que aparecen desarrolladas sobre materiales ricos en bases (margas, arenas y limos calizos) tienen por lo regular depósitos limosos y arcillosos con un mayor o menor contenido en sales. Los aniones dominantes son, por orden de importancia, los  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^-$  y  $\text{CO}_3\text{H}^-$ , siendo los cationes más comunes el  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{K}^+$ .

### 2.4. Arenas eólicas

Están bien representadas en el centro de la Cuenca del Duero, principalmente en las provincias de Segovia y Valladolid (foto 1). La actividad eólica ha sido relativamente constante, al menos desde el Pleistoceno medio.



**Foto 1.** Aspecto de una duna parabólica vista de barlovento. La acumulación de arena puede sobrepasar los 3 m de altura en estas zonas. Debajo de la arena aparecen las calizas miocenas carstificadas. Proximidades de la Parrilla, Valladolid (foto, Armenteros).

**Photo 1.** Aspect of a parabolic dune seen from the windwards direction. The accumulation of sand may surpass 3 m. in height in these zones. Under the sand appear karstified Miocene limestones. Neighbourhood of la Parrilla (Valladolid) (Plate, Armenteros).

Se distinguen dos mantos de arenas: el más antiguo, que aparece fosilizado por depósitos de vertiente, tiene una composición fundamentalmente de cuarzos y feldespatos y se encuentra cementado por carbonato; el más reciente, que es subactual, es de tamaño de grano más grosero que el anterior y tiene una peor clasificación, estando sus materiales sueltos, sin cementar.

La altura de estos depósitos eólicos puede llegar a los 15 m y hay cordones dunares de más de un kilómetro de longitud.

Como consecuencia de esta actividad eólica sobre terrazas y otras superficies es frecuente la aparición de cantos facetados y alisados en gran proporción, aunque las acciones eólicas están muy frenadas en amplias zonas por repoblaciones de pinar, iniciadas en el siglo pasado.

## 2.5. Eluvium, alteraciones y suelos

La superficie de páramo inferior es de edad plio-pleistocena o bien del Pleistoceno más antiguo. Sobre ella se ha desarrollado un proceso de karstificación importante con formación de dolinas y uvalas de dimensiones variables, en cuyos fondos es frecuente la presencia de arcillas rojas de descalcificación. Pero sobre esta superficie se localizan unos depósitos arenosos con un contenido en arcillas <30 por 100, de tonos pardos y/o rojizos que a veces se han confundido con «Terra-Rossa». En esta superficie, además de suelos rojos, es frecuente encontrar suelos de tipo rendsina y algunos salinos.

Sobre las terrazas fluviales los procesos de alteración dominantes han sido la rubefacción acompañada de illuviación de arcillas y de hidromorfismo.

Sobre las llanuras aterrazadas del sector noroccidental de la depresión (provincia de León), los suelos más característicos son los acrisoles y cambisoles. En las actuales llanuras aluviales los tipos más comunes son los luvisoles.

En las zonas centrales (provincias de Zamora, Valladolid y Palencia) los suelos tipo dependen de la litología subyacente y del drenaje, dominando los luvisoles y acrisoles en las terrazas y los cambisoles más o menos cálcicos sobre las margas.

Sobre la Tierra de Campos se desarrollan regosoles calizos en laderas y cambisoles eútricos y vertisoles en las zonas bajas.

Por último, en las provincias de Avila, Salamanca y parte de Zamora y Segovia sobre las arcosas pueden existir cambisoles, vertisoles y algunos suelos salinos (solonetz y solontchak).

## 2.6. Depósitos coluviales

Están especialmente bien representados en el borde Noroeste de la Depresión, formando canchales o pedrizas sobre el zócalo hercínico y/o los depósitos terciarios, siempre asociados a sierras cuarcíticas. Constituidos por cantos y bloques de cuarcitas sin o con muy poca matriz pueden ser activos o estables. En el primer caso, los cantos y bloques no presentan recubrimiento de líquenes, mientras que en el segundo suelen estar cubiertos por un suelo rico en materia orgánica.

En el interior de la cuenca y sobre las laderas que descienden desde las mesas de los páramos, suele aparecer un recubrimiento de cantos y bloques de calizas que a su vez pueden estar cubiertas por arenas eólicas. En algunos casos el conjunto puede sobrepasar los 7 m de potencia.

## 2.7. Depósitos de glacis, piedemonte y conos

La Raña es la formación de piedemonte que podría utilizarse como indicadora del límite Plio-Pleistoceno (foto 2). Su composición es conglomerática de cuarcitas y cuarzos más o menos rodados, empastados en una matriz areno-arcillosa con rasgos de hidromorfismo. En su parte más superior es típica la abundancia de cantos y gravas muy rubefactados. La potencia media de la Raña es de 2-5 m. En la cuenca del Duero se desarrolla en sus bordes Norte y Sur.



**Foto 2.** Borde septentrional de la Raña de Riaza (Segovia). La red fluvial al encajarse en la Raña origina un paisaje en *bad-lands* dejando al descubierto los materiales rojos de abanicos terciarios. Altitud aproximada 1.100 m.

**Photo 2.** Northern border of la Raña de Riaza (Segovia). On joining la Raña, the river network has given rise to a «bad lands» lanscape, leaving the red deposits of tertiary fans uncovered. Approximate height 1100 m.

Morfológicamente, por debajo de la Raña se sitúan superficies-glacis que aparecen relacionadas con algunos niveles de terrazas, en los sectores centrales de la cuenca del Duero. Estas son:

Superficies	Terrazas del Duero
Carpio .....	+100 - +74 m
Alaejos .....	+62 m
Medina del Campo .....	+54 - +56 m
Coca .....	+40 - +48 m

Están cubiertas por depósitos de arenas con cantos, poco espesos y su génesis se atribuye a la acción de canales de tipo trenzado que desaguaban hacia el Duero. Sobre ellas son frecuentes acumulaciones de arenas eólicas.

Los conos son especialmente importantes en las salidas de los valles que cortan a las series terciarias del interior de la cuenca. Sus materiales son casi siempre arenas removilizadas en gran parte de herencia eólica y fangos carbonatados. Su potencia total no sobrepasa los 1-2 m, pero pueden ocupar grandes extensiones.

En las zonas del borde Oeste de la cuenca los conos de materiales detríticos silíceos son muy frecuentes, pero en general son de escaso desarrollo y no representables en la cartografía.

## 2.8. Costras calizas y travertinos

Tanto sobre la superficie del páramo inferior como en las terrazas de los ríos más importantes es frecuente la presencia de costras calizas en s.l.

Las costras desarrolladas sobre el páramo inferior son de tipo laminar con un horizonte inferior friable con estructura pulverulenta y hojosa y otro superior muy duro de tipo losa o «dalle» de unos 20-30 cm de grosor. La potencia total es de unos 1-1,5 m.

En las terrazas situadas en las áreas centrales del Duero es frecuente la presencia de encostramientos y costras, tanto mejor desarrolladas, cuando las terrazas son más antiguas.

Sobre las series arcóscicas terciarias y asociadas con las distintas superficies cuaternarias es frecuente el desarrollo de encostramientos calizos de tipo enrejado. El carbonato aparece rellenando fisuras que se hacen más numerosas cuanto más próximas a la superficie. A veces, sobre estas acumulaciones de carbonato aparecen depósitos de terrazas con suelos rojos.

En cuanto a depósitos travertínicos se han señalado algunas formaciones de cierta importancia en las proximidades de Santo Domingo de Silos formando parte de terrazas fluviales.

### 3. BIBLIOGRAFIA

- ALCALÁ DEL OLMO, L. (1974): *Estudio edáfico-sedimentológico de los arenales de la Cuenca del Duero*. Tesis doctoral (inédita). Univ. Complutense. Madrid.
- ARMENTEROS, I. (1984): *Estratigrafía y sedimentología del Neógeno suroriental de la depresión del Duero (Aranda de Duero-Pañafiel)*. Tesis doctoral, Fac. de Ciencias. Univ. de Salamanca, 692 págs.
- ARMENTEROS, I.; GONZÁLEZ DELGADO, J. A.; CIVES, J.; DABRIO, C. J. (1986): El problema del Neógeno Superior en la Cuenca del Duero: Nuevos datos paleontológicos (invertebrados) en el sector Peñafiel-Almazán. *Studia Geológica Salmantica*, 22, pp. 263-275.
- BLANCO, J. A.; CORROCHANO, A.; MONTIGNY, R.; et THUIZAT, R. (1982): Sur l'âge du début de la sédimentation dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Attribution au Paléocène par datation isotopique des alunites de l'unité inférieure. *C. R. Acad. Sc., Paris*, 295, pp. 259-262.
- CORROCHANO, A. (1977): *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora*. Tesis doctoral, Fac. de Ciencias, Univ. de Salamanca.
- GRACIA ABBAD, F., y REY SALGADO, G. (1973): Cartografía geológica del Terciario y Cuaternario de Valladolid. *Boletín Geológico y Minero*, 84, pp. 213-227.
- GARCÍA DEL CURA, M. A. (1974): Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona Centro-Oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geológicos*, 30, pp. 570-597, Madrid.
- HERAIL, G. (1984): *Geomorphologie et géologie de l'or detritique. Piedmonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne*. Ed. CNRS, París, 456 pp.
- HERNÁNDEZ PACHECO, I. (1932): Las terrazas cuaternarias del Duero en su tramo medio. *Boletín R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 32, pp. 479-487.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1970): *Estratigrafía y paleontología del borde suroccidental de la Cuenca del Duero*. Tesis doctoral, Fac. de Ciencias, Univ. de Salamanca, 323 pp.
- LEGUEY, S., y RODRÍGUEZ, J. (1970): Estudio de las terrazas y sedimentos de los ríos de la Cuenca del Esla. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 68, pp. 41-56.
- MABESOONE, J. M. (1961): La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la Cuenca del Duero (provincia de Palencia). *Estudios Geológicos*, 17, pp. 101-130.
- MARTÍN SERRANO, A. (1985): *El relieve de la región occidental zamorana. Un modelo de evolución geomorfológica del borde hespérico*. Tesis doctoral, Fac. de Ciencias Geológicas, Univ. Complutense, Madrid.
- MOLINA, E., y ARMENTEROS, I. (1986): Los arrasamientos Plioceno y Plio-Pleistoceno en el sector suroriental de la Cuenca del Duero. *Studia Geológica Salmantica*, 22, pp. 293-307.
- OLIVÉ, A.; PORTERO, J. M.; OLMO, P.; ARAGONÉS, E.; CARRERAS, F.; MOLINA, E., y GUTIÉRREZ, M. (1982): El sistema de terrazas del Río Carrión. *Temas Geológicos Mineros*, 2, pp. 451-462. IGME.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982): El Cuaternario de la región central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos. *Temas Geológico Mineros*, 6, 2.ª parte, pp. 717-740. IGME.
- PORTERO, J. M.; DEL OLMO, P.; RAMÍREZ, J., y VARGAS, I. (1982): Síntesis del Terciario continental de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico Mineros*, 6, 1.ª parte, pp. 11-35. IGME.
- SANTONJA, M., y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1984): Las industrias paleolíticas de la Maya I en su ámbito regional. *Excavaciones Arqueológicas en España*, 135, pp. 9-347. Min. Cultura.
- TORRENT, J. (1976): Soil development in a sequence of river terraces in northern Spain. *Catena*, 3, pp. 137-151.

# El Sistema Central

**J. de Pedraza Gilsanz**

Departamento de Geodinámica,  
Facultad de Ciencias Geológicas.  
Universidad Complutense  
Ciudad Universitaria  
28040 Madrid

## RESUMEN

El Sistema Central de la Península Ibérica, macizo antiguo (Hercínico), arrasado y reactivado durante la Orogenia Alpina (ente el Paleógeno y el Plio-Pleistoceno), presenta una morfoestructura en bloques, horsts y grabens, tipo *block mountain* y una fisonomía de planicies escalonadas (*Piedmont-treppen*). Su sustrato está formado, en gran mayoría, por series prepaleozoicas y paleozoicas (metamorfizadas o no y en diferentes grados) y, en parte, instruidas por masas plutónicas granitoideas. Sólo en algunas depresiones interiores aparecen también como sustrato del Cuaternario, materiales cretácicos y terciarios.

Los depósitos del Cuaternario se disponen en afloramientos discontinuos a través de todo el Macizo.

Los tills glaciares, del Pleistoceno superior, se han asignado como equivalentes a la fase würmiense alpina, y presentan una morfología de morrenas bien conservadas.

Los materiales de origen fluvial, a veces asociados a procesos de vertiente, son mayoritariamente holocenos, formando el cauce actual y las terrazas bajas. Únicamente en algunas depresiones interiores (Lozoya, Guadalix, Amblás, Tiétar, Alagón) aparecen depósitos más antiguos. Pleistocenos, que forman el complejo de terrazas medias y, excepcionalmente, altas.

Los coluviones forman un conjunto heterogéneo de materiales y morfologías; taludes, laderas y cuencas de recepción con canchales o derrubios tapizando el sustrato, etc. Se asocian en dos generaciones, una claramente pleistocena, otra de cronología dudosa y quizá funcional durante casi todo el Cuaternario (al menos hasta el Holoceno antiguo).

## ABSTRACT

*The central Massif of the Iberian Peninsula, an ancient massif (hercynian) that was dragged and reactivated during the Alpine orogeny (between the Paleogene and the Plio-Pleistocene) displays a structures in blocks, horsts a grabbens, of the «block mountain» kind and a physiognomuy of stepped plateaus (Peidmont-treppen). Its substrate is mostly formed of prepaleozoic an paleozoic series (metamorphosed or not to different extenst) and partially intruded by granitoid plutonic masses. Only in some earlier depressions do cretaceous and tertiary rocks appear as the substrate of the Quaternary.*

*The Quaternary deposits are arranged in discontinuous outcrops throught the whole of the Massif.*

*The glacial tills, belonging to the Upper Pleistocene have been assigned as being equivalent to the alpine würmina phase and exhibit a morphology of well conserved moraines.*

*The rocks of fluvial origin, sometimes associated with slope processes are mainly holocene and from the present and the low basin and the low terraces. Only in some interior depression (Lozoya, Guadalix, Amblás, Tiétar, Alagón) is it possible ot observe older deposits —Pleistocene— that form the complex of middle terraces and, exceptionally, high ones.*

*The coluvions from a heterogeneous set of rocks and morphologies; taluses, slopes and reception basins with of pebbles or erosions covering the substrate, etc. They are associated in (with?) two generations, one clearly Pleistocene, the other of doubtful chronology and perhaps funtional throughout almost the whole of the Quaternary (at lest until the early Holocene).*



Glacis, piedemontes y conos de deyección son formaciones no muy extensas, aunque con repartición a lo largo de todo el Macizo, y de edad comprendida entre el Plio-Pleistoceno, en materiales equivalentes a las rañas, hasta el Holoceno, en glacis y conos de ciertos valles como Guadyerbas, Tiétar, Corneja, etc.

Finalmente, y con edades indeterminadas dentro del Cuaternario, destacan otras formaciones como: depósitos mixtos aluvial-coluvial en depresiones tipo Nava; canchales, pedreras, conos de bloques de gelifración; conos fluvio-glaciares; suelos estructurados por fenómenos crionivales y/o periglacial en general.

*Glacis, piedmonts and ejecta cones are formations that are not very extense although they are spread throughout the Massif, with ages between the Plio-Pleistocene—in rocks equivalent to las rañas—and the Holocene, in glacis and fans of certain valleys such as Guadyerbas, Tiétar, Corneja, etc.*

*Finally, and with undetermined ages within the Quaternary there are other important formations such as mixed alluvial-coluvial deposits in Nava-like depressions, cryonival debris slopes, fans of ice-breakage blocks; fluvio-glacial fans; soils that have been structured by ice and snow and/or periglacial phenomena in general.*

## 1. INTRODUCCION

El Sistema Central Español, con una altura media entre los 1.700-1.900 m, se extiende a lo largo de unos 620 km, según la dirección E-W, entre el Sistema Ibérico, al Este, y la frontera con Portugal, al Oeste.

Su sustrato lo definen materiales pre-Paleozoicos y Paleozoicos que se reparten irregularmente según las zonas. En las sierras de Gredos y Guadarrama predominan los granitoides carboníferos, mientras que las rocas metamórficas, en su mayoría de alto grado de transformación y edad preordovícica, se reducen a pequeños afloramientos dispersos. Únicamente en las zonas más orientales de la Sierra de Guadarrama cobran importancia estos materiales metamórficos con un predominio casi absoluto de los gneises y rocas afines.

También en Somosierra aparecen materiales metamórficos preordovícicos altamente transformados, si bien son las series ordovícicas y silúricas, con pizarra, cuarcitas y esquistos, las dominantes. Estos mismos materiales aparecen en las sierras de Tamañes, la Peña de Francia, Ojos Albos y Muñico. En la Sierra de Gata es el Complejo esquisto-grauváquico el que define mayoritariamente el sustrato.

Junto a esos materiales antiguos, aparecen algunas coberteras precuaternarias y cuaternarias. Las primeras se localizan en depresiones y fosas interiores y presentan materiales equiparables a los de las dos grandes cuencas de la Meseta, así: cretácicos, con arenas, calizas y margas; paleógenos, con conglomerados, arcillas, margas, areniscas y yesos, y neógenos, con arcillas. Las segundas, es decir, los depósitos cuaternarios, aparecen desigualmente repartidos a lo largo de todo el Sistema Central, tal como se expresa en la cartografía.

Los límites del Sistema Central quedan bastante bien definidos por las dos grandes cuencas sedimentarias que lo bordean: las fosas del Duero y Tajo. En detalle, dichos límites se realizan, bien mediante una cobertera mesozoica-paleógena plegada, bien mediante un sistema de fallas cabalgantes o bien mediante una fosilización por materiales neógenos progradantes. Únicamente en el sector occidental, esos límites quedan difuminados al integrarse este sistema montañoso en todo el conjunto del Macizo Hespérico.

La morfoestructura característica del Sistema Central es la peculiar de los macizos antiguos hercínicos arrasados y luego reactivados durante la Orogenia Alpina. Se define por un sistema de horsts y grabens, resultantes de la desnivelación de una superficie generatriz, cuya edad y significado morfogenético se interpreta de muy diferentes maneras, según los autores, así como una penillanura finicretácica [Schmieder, 1915 (1953)]; como una penillanura intraterciaria [Schwenzner, 1936 (1945)], como una penillanura finimiocena (Solé, 1952), como una superficie «tipo» penillanura poligénica, entre finicretácica, incluso anterior y premiocena (Pedraza, 1978) o como una superficie de lavado «tipo pedillanura», finicretácica (Garzón, 1980).

Sea cual fuere el modelo que explica su puesta en lugar, la fisiografía actual es la que define un sistema de rellanos articulados por sus correspondientes escarpes, dando una fisonomía escalonada según una «superficie de cumbres»

y tres de meseta: una de paramera y dos de piedemonte. Esta fisonomía, descrita por Schwenzner (*op. cit.*) en el Sistema Central, responde al esquema de «escalera de piedemonte» (*piedemont-treppen*), desarrollado en otras áreas similares.

La superficie de cumbres corresponde a los residuos no degradados por la erosión, una vez elevada por la tectónica, de la superficie generatriz. El primer rellano de meseta corresponde a los residuos no degradados por la erosión, una vez desnivelada por la tectónica, bien de esa misma superficie generatriz, bien de una nueva generada con posterioridad (la finimiocena, M<sub>3</sub>, de Schwenzner, *op. cit.*) Los piedemontes (superficies de meseta M<sub>2</sub> y M<sub>3</sub>) serían los residuos de un pediment elaborado durante el Plioceno.

Partiendo de esa fisonomía escalonada, cada porción del Sistema Central se estructura según una o varias dovelas que, en este segundo caso, dejan entre sí una serie de depresiones o fosas interiores como son la del Alto Lozoya o Poular, Río Moros, Campoazalvaro, Amblés, Tiétar, Alberche, etc. El predominio a nivel macromorfológico de esta estructura en hortst y grabens es la consecuencia de la continuidad y persistencia de los movimientos tectónicos que perduran en el tiempo más allá de cualquier aplanamiento generalizado.

Durante el Cuaternario se han producido una serie de transformaciones que, respetando esa morfología en su trazado básico, han impuesto su acción modeladora a partir de procesos tales como los glaciares, fluviales, periglaciares y de ladera, ya sean gravitacionales puros o mixtos. A todos estos procesos se deben los depósitos cartografiados y que a continuación se describen.

## 2. LOS DEPOSITOS CUATERNARIOS

### 2.1. Depósitos glaciares

La acción glaciar en el Sistema Central se concentró en aquellos macizos cuya altitud superaba los 2.000 m, así ocurre en Somosierra (Las Buitreras, Pico del Lobo, Cebollera), Guadarrama (Montes Carpetanos —entre los macizos del Peñalara y La Peñota, al NE del Puerto de Lozoya o Navafría— Sierra de la Cuerda Larga, en el Macizo de Cabezas y Valdemartín, y en Siete Picos) y Gredos (Sierra del Cabezo, Macizo de la Nava, Picos de Gredos, Sierra Llana, Macizo del Barco o la Nava y Sierra de Béjar, La Serrota).

En su gran mayoría se trató de glaciares de circo o ladera, no cartografiables a esta escala; así ocurre en Somosierra con todos, y en Guadarrama con la práctica totalidad, si exceptuamos el complejo morrénico del Macizo del Peñalara en su vertiente meridional. En la Sierra de Gredos, aunque también abundaron pequeños glaciares de circo y ladera, sobre todo en la ladera meridional, tuvieron, sin embargo, un modesto desarrollo los glaciares de valle con recorridos estimables de hasta 9 km y, en general, variando entre los 3 y 7 km, tales fueron los glaciares de Barbellido-Las Pozas, Gredos, El Pinar o Cinco Lagunas, Bohoyo, Navamediana, Los Caballeros, La Nava, La Serrá, El Trampal, etc.

En general, los complejos morrénicos están bien definidos y conservados y en algunos casos es factible establecer unos internos y otros externos; en todos ellos aparecen crestas de pulsación, más o menos nítidas, y en algunos, pequeñas morrenas de reavance.

Todos los signos anteriores fueron interpretados en principio (Obermaier y Carandell, 1917; F. Hernández Pacheco, y Vidal Box, 1934; F. Hernández Pacheco, 1957, etc.) como pertenecientes a dos fases equivalentes a las Riss y Würm alpinas. En la actualidad, y a partir de los trabajos de Frandle (1959), se piensa en una sola fase, equivalente a la Würm alpina, a la que diversos autores (Pedraza y López, 1980; Pedraza y Fernández, 1981; Centeno, 1982, y Rubio, 1984) añaden varios estadios coincidentes con los complejos morrénicos sucesivos.

Junto a los depósitos aparece toda una serie de morfologías, bien desarrolladas en la Sierra de Gredos y más limitadas en las otras, tales como aristas, cuchillares, ombligos y lagunas de sobreexcavación o cierre morrénico, éstos muy escasos, umbrales, homberas y, en general, circos y valles.

Desde el punto de vista sedimentológico se trata de materiales de till característicos. Los marginales al valle presentan gran profusión de bloques y una matriz sefito-samopelítica sin elaborar; los del fondo, en la mayoría de los casos, denunciando una fusión de retroceso rápido, se componen de dos tramos: uno inferior característico de un till

subglaciar con predominio de elementos finos (samo-pelítico), a veces muy compactados y deformados, con presencia de pequeños canales de depósito por aguas subglaciares e incluso algún pequeño nivel de tipo lacustre en el frente de fusión; el nivel superior corresponde a tills supraglaciares supra y englaciares, abandonados en el proceso de fusión rápida, son conglomeráticos, con matriz sefito-samo-pelítico y poco compactado (foto 1).



**Foto 1.** Fondo morrénico en el Valle de la Garganta de los Caballeros (Sierra de la Nava). Se diferencian dos tramos: uno superior, con predominio de bloques (puede corresponder a un *till* de ablación a partir de materiales supra y englaciares); otro inferior con mayor abundancia de matriz y lentejones ocasionales de material fino laminado (puede corresponder a un *till* basal de fusión)

*Photo 1. The valley bottom, with a morrenic morphology, of the «Garganta de los Caballeros» (Sierra de la Nava). Two deposit can be distinguished: the higher one is a supra, and englacial tills («ablation till»?) and the lower is a subglacial tills («basal meltout till»?).*

## 2.2. Depósitos fluvioglaciares

Aunque de magnitud cartografiable a esta escala únicamente se presentan en tres zonas de la Sierra de Gredos (conos fluvioglaciares del Trampal y la Serrota y complejo fluvio-glacio-torrencial de la Garganta de los Caballeros), en la práctica totalidad de los antiguos glaciares, sobre todo en los más notables, hay depósitos de este tipo.

Debido a la morfología preglaciar, valles encajados y que se prolongan más allá del frente de fusión, estos depósitos se acomodan al fondo del valle y únicamente en algunos casos de glaciares de ladera llegaron a definirse verdaderos conos fluvioglaciares. La Garganta de los Caballeros, debido a su especial configuración, es la única que presenta una morfología ligeramente asimilable a la de las llanuras proglaciares, si bien su funcionamiento queda muy distorsionado por los aportes torrenciales de las gargantas subsidiarias.

En general se trata de depósitos de bloques, a veces de grandes bloques, con matriz de tamaño sefito-samo-pelítica, que actualmente está siendo removilizada por los cauces fluvio-torrenciales, dejando en los bordes una pequeña terraza de difícil control topográfico, dada la contaminación de la superficie de aterramiento por los depósitos de vertiente y los torrenciales.

La cronología, sin otra base de apoyo que la referente al funcionamiento de los glaciares, debe establecerse como tardiglacial, es decir, Pleistoceno superior a Holoceno. Debe precisarse, no obstante, que la mayoría de los fluvio-glaciares, al menos los más significativos, pertenecen a un posible primer estadio de entre los señalados, y por ello podría tratarse de materiales claramente pleistocenos.

### 2.3. Depósitos fluviales

Los sedimentos debidos a la acción fluvial no presentan gran entidad dentro del Sistema Central, únicamente en algunas depresiones pueden encontrarse terrazas comparables a las que definen, ya dentro de las fosas del Duero y Tajo, en cauces principales. Sin embargo, sí son frecuentes los pequeños fondos de valle, con exiguas llanuras aluviales, sobre todo en los piedemontes.

Los depósitos holocenos son, por lo dicho anteriormente, los más abundantes, pues se encuentran en la práctica totalidad de los ríos y arroyos de las rampas y depresiones, e incluso de los fondos de gargantas en las laderas y de los cauces, bastante evolucionados en su perfil de equilibrio, de las parameras.

En las laderas y rampas son frecuentes los trazados discontinuos de estos depósitos, acomodados al mayor o menor encajamiento del río o arroyo.

En rampas, parameras y en algunas depresiones como las del Voltoya, Corneja, Manzanares, Moros, Alto Tormes, Alto Alberche, etc., prácticamente no hay llanura aluvial y el canal se encaja en la terraza actual, que se sitúa entre +1 a +3 m, según las zonas, sobre aquél. Los materiales que forman dicha terraza varían según la dinámica, a su vez controlada por el entorno morfológico; de este modo pueden encontrarse desde niveles conglomeráticos de grandes bloques, caso de los ríos próximos a la dinámica torrencial, a los niveles donde predominan los materiales más finos, con limos, arenas y algunos conglomerados de cantos o episodios de grava, caso de los ríos o arroyos de dinámica más tranquila.

Asociados al interior están muchos cauces de dinámica claramente torrencial, sobre todo en la vertiente meridional de Gredos, que presentan unos depósitos de fondo de valle formados por bloques, sobre los que se encaja el canal actual.

Tanto en el caso de los arroyos y ríos, como —y muy especialmente— en las torrenteras, los procesos de las vertientes fueron y son muy activos, aportando material al fondo del valle, por lo que la terraza actual puede ser considerada como mixta aluvial-coluvial y llega a definir una morfología de glacis en algunas zonas, tales como el Valle del Corneja y el Guadyerbas.

Ríos como el Tiétar medio y bajo, Alagón, Guadyerbas, Lozoya, tramo del Valle del Paular, Guadarrama, Gata, etcétera, definen claramente una llanura aluvial con canal de crecida y estiaje que deja una serie de aluviones en barras de diversa morfología. En estos casos hay también uno o dos niveles de terrazas holocenas que se sitúan entre +1 a +3 m sobre el canal actual; ambos niveles pueden aparecer como únicos.

Las terrazas medias están definidas en la mayoría de los ríos que drenan las principales depresiones del Sistema Central y, a veces, se asocian a glacis que enlazan directamente con las laderas que limitan dichas depresiones. Lozoya, Tiétar medio y Adaja, entre otros, tienen niveles de este tipo que, ante la imposibilidad de una cronología precisa se asignan al Pleistoceno. Alagón, Gata y Tiétar, todos en su curso inferior, presentan igualmente este conjunto de terrazas que se han asignado en los Mapas Geológicos de la serie MAGNA como del Pleistoceno superior. En general, estas terrazas medias son conglomeráticas, formadas por cantos y bloques de escaso espesor, 2 a 4 m, y pueden aparecer varios niveles, siendo los más frecuentes los situados a +6, +8 y +10 m sobre el canal actual. Las terrazas altas son más escasas e irregulares, se reducen a pequeños retazos en los cursos inferiores de los ríos Tiétar, Alagón y Gata. Son conglomeráticas también, con una ligera rubefacción y las cotas relativas más frecuentes son +15, +20 ó +25 m sobre el canal actual. Estos niveles se han establecido en la cuenca del Alagón, en los Mapas Geológicos, serie MAGNA, como del Pleistoceno medio (Bascones *et al.*, 1982, 1983, 1984a y 1984b; Ugidos *et al.*, 1984). Caso excepcional es el del Río Alagón, con un nivel de terraza alta de edad Pleistoceno inferior.

También estas terrazas pleistocenas, como las holocenas, cuando culminan los aterrazamientos se asocian a glacis y abanicos de piedemonte.

#### 2.4. Depósitos de turbera

Aunque relativamente abundantes a lo largo del Sistema Central, tienen, sin embargo, dimensiones muy reducidas en estas zonas. Se localizan fundamentalmente en las depresiones de los antiguos valles y cuencas glaciares, asociados a los ombligos y lagunas colmatadas y en pequeñas depresiones «tipo nava», ya sea en la planicie cimera, ya en la de paramera, ya en el piedemonte.

La práctica totalidad de estas turberas entran en el contexto de las clasificadas como solígenas, alimentadas por aguas de lluvia que al circular por la superficie se cargan de elementos minerales y la vegetación es mesotrofa.

En general la potencia del conjunto de la turbera no suele superar el metro y su sustrato es bien aluvial, aluvial-coluvial, depósitos y glaciares, till en casos excepcionales, material lacustre más o menos contaminado por el aluvial o coluvial.

El carácter estacional de la humedad en muchas de estas turberas puede propiciar el desarrollo de procesos de pseudogleización.

Punto destacado es la relación entre las turberas y la palinología. Dada la sedimentación gradual y la conservación del polen, estas zonas son ideales para esos análisis; en el Sistema Central se han efectuado sólo en algunos puntos concretos, el Macizo de Peñalara (Menéndez Amor, Ref. Alía *et al.*, 1957) y en el de Gredos Central (Ruiz Zapata y Acaso Detell, 1982).

#### 2.5. Depósitos coluviales

Representan un conjunto heterogéneo de materiales, en potencia, composición, granulometría, morfología y disposición, cuya única característica común es su génesis asociada a procesos gravitacionales más o menos asistidos por fenómenos de arroyada, soliflucción, creep, etc.

Se presentan bien dando taludes de derrubios, con materiales de granulometría heterogénea y asociados a ciertos fenómenos de descarga, conos, abanicos, etc.; bien tapizando las vertientes, con materiales de granulometría predominantemente fina y asociados a fenómenos solifluidales y de creep; bien tapizando cuencas de recepción o cabeceras de arroyos y ríos, en granulometrías y fenómenos asociados similares a los anteriores; bien formando canchales y pedreras tanto en zonas graníticas como de pizarras y sobre todo cuarcitas, o bien tapizando las laderas, con materiales conglomeráticos, cantos con matriz tamaño pelítico y asociados abanicos de piedemonte, especialmente en los plio-pleistocenos.

Desde el punto de vista cronológico, son diferenciables dos grupos. Por un lado, los coluviones antiguos, claramente pleistocenos, que se trata de depósitos que tapizan las vertientes y se asocian a los abanicos de piedemonte plio-pleistocenos. Presentan una ligera rubefacción, están bastante sueltos y, aunque se encuentran signos de un funcionamiento hasta períodos más recientes, presentan una notable continuidad con los abanicos a que se asocian; tal ocurre en Somosierra, zona de Riaza y en la Sierra de Ojos Albos. También pleistocenos son unos coluviones semiconcentrados de tipo conglomerático, de cantos y matriz samo-pelítica, con una estructuración incipiente, ligeramente rubefactados y consolidados y en los que se muestra una génesis gravitacional, pero claramente asistida por fenómenos de descarga fluvial, y soliflucción muy atenuada. Corresponden a los materiales que algunos autores han asociado a la fase fría de Riss (Butzer y Franzle, 1959; Pedraza y Fernández, 1981), y que, aun siendo más abundantes en el Sistema Central, sólo son cartografiables en la Sierra de Gredos (zona de la Garganta de los Caballeros).

El resto de los coluviones presenta muchos problemas de datación, dada la falta de criterios cronológicos. En principio, y hasta que se realicen estudios más detallados, deben agruparse todos ellos en la imprecisión del Cuaternario. Esto es así porque, a pesar de que los canales fluviales actuales disectan claramente su morfología, en muchos casos hay signos de funcionamiento actual o subactual, aunque sea atenuado, y, por otro lado, aquellos

casos en los que se detectan signos de antigüedad por consolidación y asociación con otros depósitos hay también muestras de removilización posterior. El desarrollo de horizontes edáficos parece indicar una actividad mayor, para estos materiales, en el Holoceno antiguo y/o en etapas previas, aunque no muy alejadas del Holoceno, tal como muestra su asociación a los depósitos de fondo de valle o aluvial-coluvial.

## 2.6. Glacis, piedemonte y conos

Este tipo de depósitos, que genéricamente pueden considerarse como de piedemonte, aunque tengan representación a lo largo de todo el Sistema Central, no son de gran entidad salvo en zonas concretas; piedemonte septentrional de Somosierra y Peña de Francia, y piedemonte meridional del Alto Gredos.

En Somosierra, Ojos Albos y Peña de Francia, en su vertiente septentrional, aparecen formaciones de materiales producto de abanicos torrenciales que en la zona de Somosierra se han diferenciado a veces dos facies (Molina y Armenteros, 1986); una inferior lutítica de intenso color rojo (10R 3/6) y otra superior conglomerática de cuarzo y cuarcitas que se define como un depósito de *mud-flow* (Molina y Armenteros, *op. cit.*). La edad asignada a estos materiales es de Plio-Pleistoceno, y siguiendo una terminología convencional pueden asociarse por sus facies con lo que genéricamente se ha venido denominando como «rañas».

En la vertiente meridional del Alto Gredos es donde se localizan los mejores ejemplos de abanicos torrenciales presentes en el Sistema Central, tanto por su entidad como por su continuidad en el funcionamiento. Se trata de los abanicos que depositaron las gargantas meridionales (Santa María-Lóbreaga, Chilla, Alardos-Tejea, Minchones y Guatalmino) en su salida, ya para unirse a este río, a la pequeña depresión del Tiétar inferior.

Todos estos abanicos forman una serie que se inicia en el Pleistoceno inferior y siguen funcionando hasta el Holoceno. La cronología, no obstante, queda aún sujeta a revisiones por estudios más detallados que pudieran esclarecer la posible edad plio-pleistoceno de la secuencia más antigua.

La litología es, en todos los casos, conglomerática con abundancia de grandes bloques y una matriz samo-sefítica, a veces samo-pelítica, que suele formar niveles centimétricos más persistentes en los episodios más modernos.

Otro gran conjunto de formaciones de este tipo se reparten a través de las depresiones interiores (Tiétar, Amblés, Corneja, Guadyerbas, etc.), dando glacis de piedemonte en la zona de transición entre las laderas de dichas depresiones y las llanuras de aterrazamiento que forman los respectivos cursos fluviales. En su mayoría se trata de materiales de granulometría samo-pelítica, formados a expensas de la arenización de los granitoides, y que pueden presentar signos de removilización eólica (caso muy notable en el Guadyerbas). La cronología de estos depósitos debe hacerse en relación con la de las terrazas que da inicio o fosiliza, por ello se centran en dos generaciones: una antigua, pleistocena, y otra moderna, Pleistoceno superior-Holoceno u Holoceno. Excepción a este tipo de materiales descritos se presenta tanto en el valle alto del Lozoya como en la cuenca del Gata; allí los materiales del sustrato posibilitan la presencia de glacis con materiales conglomeráticos, y en Gata, dada la relación con el sistema de terrazas, mejor desarrollado, se datan como Pleistoceno medio y Pleistoceno superior en los mapas geológicos, serie MAGNA, de la zona.

Finalmente, aparece todo un conjunto de conos y abanicos torrenciales que presentan materiales conglomeráticos en general, con mayor o menor proporción de matriz dependiendo del área madre. La dimensión es pequeña y la edad variable, aunque generalmente son asociables a dos generaciones; una antigua, pleistocena (a veces, por su relación con sistemas de aterrazamiento, puede precisarse algo más dándoles como un Pleistoceno superior) y otra moderna, holocena.

## 2.7. Navas

A través de todo el Sistema Central, aparecen una serie de depresiones locales de escasa extensión y resultantes del antiguo vaciado de materiales alterados del sustrato en zonas intensamente fracturadas. Posteriormente, durante el Cuaternario reciente, dichas depresiones han actuado como pequeñas cubetas de sedimentación, donde se concentra material mixto aluvial-coluvial. Son, pues, zonas de material fino samo-pelítico, con procesos de enchar-



**Foto 2. Depresiones «tipo Nava», con material aluvial-coluvial en la rampa del Berrueco (Guadarrama meridional).**

**Photo 2. A little depression (called «Nava», in the local terminology) with a mixed alluvial-coluvial deposits on the «El Berrueco» ramp (meridional Guadarrama).**

camiento, dando suelos y comunidades vegetales, hidromorfos y, en casos, seudogleyzaciones y/o evolución o convergencia con las turberas (foto 2).

### **2.8. Canchales, pedreras, conos de bloques**

En las áreas culminantes de las principales sierras (Somosierra, Guadarrama, Gredos, Peña de Francia, Gata) se producen una serie de depósitos gravitacionales crioclásticos, formados por grandes bloques que, bien tapizan la ladera (canchales y pedreras), bien se estructuran según corredores y se sitúan al pie de la elevación, formando taludes con morfología de cono (conos de bloques; quizá habrían de denominarse rocosos, sin embargo, éste se suele reservar para otro tipo de formas).

En general, estas formaciones se asocian con los procesos periglaciares y su funcionamiento es muy irregular; unos están estabilizados, otros son claramente funcionales, otro no son fáciles de clasificar, pues aunque parecían estabilizados, hay indicios de haber funcionado muy recientemente por lo que su estabilidad es dudosa.

### **2.9. Otros depósitos y procesos de interés**

Dada su distribución y, por ello, la dificultad cartográfica, no se representan aquí todos los depósitos asociados de periglacialismo. Citemos, sin embargo, la presencia de procesos solifluidales generalizados en cotas superiores a los 1.700-1.900 m (según las zonas) y allí donde el material del sustrato y la pendiente es propicia. Igualmente deben citarse suelos estructurados (*gaps*, enlosados, surcos y círculos de piedra, césped almohadillado, etc.) e hidrolacólitos, que se sitúan igualmente por encima de los 1.200, 1.700 y 1.900 m, según las zonas. En todos los casos se trata de procesos funcionales, si bien la eficacia y el grado de herencia es variable en cada caso (Pedraza *et al.*, 1987) (foto 3).





Foto 3. Círculos de piedra, de tendencia poligonal, en la garganta de las Pozas (Gredos Central).

Photo 3. Sorted stone circles (like, sorted polygons) on the «Garganta de las Pozas» valley (Central Gredos).

### 3. BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA, M.; MENÉNDEZ AMOR, J., y VIDAL BOX, C. (1957): Guadarrama, Massif de Peñalara et variations El Escorial-Manzanares el Real. *Livert-Guide de l'excursion C<sub>3</sub> et C<sub>4</sub>*. V. Congrès Internat. del INQUA.
- BASCONES, L.; MARTÍN, D., y CORRETEGÉ, L. G. (1982): Memoria y cartografía geológica a E. 1:50.000 de la Hoja n.º 621 (Coria). Serie MAGNA. IGME.
- BASCONES, L.; MARTÍN, D., y UGIDOS, J. M. (1983): Memoria y cartografía geológica a E. 1:50.000 de la Hoja n.º 623 (Malpartida de Plasencia). Serie MAGNA. IGME.
- BASCONES, L., y MARTÍN, D. (1984): Memoria y cartografía geológica a E. 1:50.000 de la Hoja n.º 622 (Torrejuncillo). Serie MAGNA. IGME.
- BASCONES, L.; MARTÍN, D., y UGIDOS, J. M. (1984): Memoria y cartografía geológica a E. 1:50.000 de la Hoja n.º 597 (Montehermoso). Serie MAGNA. IGME.
- BUTZER y FLANZLE (1959): Observations on pre-Würm glaciations of the Iberian Peninsula. *Z. f. Geomorphologie N. F. B.3, 1*, pp. 85-87.
- CENTENO, J. de D. (1982): *Síntesis y clasificación geomorfológica de la Sierra de Guadarrama*. Tesis de Licenciatura. 127 pp. Fac. CC. Geológicas. U. Complutense de Madrid (Inédita).
- FRANZLE (1959): Glaciale un Periglaciale. Formbildung im östlichen Kastilischen scheidegebirge (Zentralspanien). *Bonner Geogr. Abh. Hef. 26*. Bonn. (Traducido en Estudios Geográficos, 151-152, 1978).
- GARZÓN, M. G. (1980): *Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral. Fac. CC. Geológicas. U. Complutense de Madrid. 425 pp. (Inédita).
- HERNÁNDEZ PACHECO, F., y VIDAL BOX, C. (1934): El glaciario cuaternario de la Serrota. *Publicaciones de la Junta de Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas*. Comis. Inves. Geogr., Geol. y Prehist. Museo Nacional de Ciencias Naturales. 1, 59 pp. Madrid.

- HERNÁNDEZ PACHECO, F., (1957): Gredos. *Livret-Guide de l'excursion C1*. V Congress Internat. INQUA. I.G.M.E.: Hojas a E. 1:50.000, n.º 596, 597, 598, 621, 622, 623. Serie Magna. Madrid (Inéditas).
- MOLINA, E. y ARMENTEROS, E. (1986): Formas periglaciares actuales en la Paramera de Avila: hipótesis sobre su génesis. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* 80, pp. 49-56.
- OBERMAIER, H., y CARANDEL, J. (1917): Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales*. Serie Geológica. Junta para la Ampliación de Estudios e Investigaciones Científica, 19. 94 pp. Madrid.
- PEDRAZA, J. (1978): *Estudio Geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral. U. Complutense de Madrid. 540 pp. (Inédita).
- PEDRAZA, J., y LÓPEZ, J. (1980): *Gredos: Geología y Glaciarismo*. Obra social y cultural de la Caja Central de Ahorros y Préstamos de Avila. 31 pp. Avila.
- PEDRAZA, J., y FERNÁNDEZ, M. P. (1981): Cuaternario del mapa geológico de Bohoyo. En, *Mapa Geológico escala 1/50.000, serie MAGNA de Bohoyo*, n.º 577, I.G.M.E.
- PEDRAZA, J., CENTENO, J., ACASO, E., y RUBIO, J. C. (1987): Círculos de piedra e hidrolacólitos actuales en el Sistema Central español. *Actas de la VII Reunión sobre el Cuaternario AEQUA*, pp. 187-190. Santander.
- RUBIO, J. C. (1984): *La morfología glaciar de la Sierra de la Nava. Macizo de Gredos*. Tesis de Licenciatura. Fac. de CC. Geológicas. Universidad Complut. de Madrid. 183 pp. (Inédita).
- RUIZ ZAPATA, B., y ACASO DETELL (1982): Contribución al estudio del cuadro vegetal y climático durante el Cuaternario reciente en el Macizo Central de Gredos. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 79, pp. 299-307.
- SCHMIEDER, O. (1953): La Sierra de Gredos. *Estudios Geográficos*, 52, pp. 425-440, y 53, pp. 629-653 (Traducción de Die Sierra de Gredos. Mitt. Geogr. Gesellschaft. 10, 1. München, 1915).
- SCHWENZNER, J. E. (1943): La morfología de la región montañosa central de la Meseta española. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 14, pp. 132-147. (Traducción de Zür Morphologie der Zentralspanische Hochlandes, en Geographische Abhandlungen. 10. Stuttgart, 1936.)
- SOLE SABARIS, L. (1954): España: Geografía física. Tomo I de Geografía de España y Portugal (M. Terán, Director. Ed. Montaner y Simon. 500 pp. Barcelona.
- UGIDOS, J. M.; GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.; BASCONES, L., y MARTÍN, D. (1984): Memoria y cartografía geológica a E. 1:50.000 de la Hoja n.º 596 (Moraleja). Serie MAGNA. IGME.
- UGIDOS, J. M.; GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.; BASCONES, L., y MARTÍN, D. (1984): Memoria y cartografía geológica a E. 1:50.000 de la Hoja n.º 598 (Plasencia). Serie MAGNA. IGME.

# Depresión del Tajo

## A. Pérez-González

Departamento de Geodinámica  
Facultad de Ciencias Geológicas  
Universidad Complutense  
28040 Madrid.

## P. Cabra

Instituto Geológico y Minero de España  
Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid

## E. Ancochea

Departamento de Petrología y Geoquímica  
Facultad de Ciencias Geológicas  
Universidad Complutense  
28040 Madrid

## RESUMEN

La Depresión del Tajo o Submeseta meridional es la segunda en extensión de las cuencas interiores de la Meseta Ibérica. Es una cuenca terciaria intracratónica, construida después de la etapa comprensiva alpina ocurrida durante el Cretácico superior. La deposición terciaria más reciente es de edad villafranchense, y señala el final de la colmatación y el comienzo de nuevos procesos morfogenéticos, hace unos 2-2,5 m. a., que van a llevar a la cuenca a su configuración actual. Con las «costras calizas de estructura laminar bandeada y multiacintada» que cierran el ciclo plioceno, se inicia esa nueva etapa con la formación del piedemonte de la Raña y la generación de las primeras terrazas fluviales que son, por otra parte, los depósitos más característicos de la Depresión. Los modelos evolutivos de estas formas fluviales son varios y están controlados, además de por el clima, por la topografía, la litología del sustrato y la tectónica. Otras formaciones características son los abanicos aluviales, los glaciares de cobertera y cubiertos, las acumulaciones eólicas de arena y arcilla, los travertinos y tobos, las playas salinas y las rocas volcánicas del Campo de Calatrava. Los encostramientos y costras calizas también están bien representados en la Depresión.

El modelo de disección y los depósitos asociados forman un paisaje complejo que hoy está razonablemente conocido, pero donde todavía quedan importantes lagunas, en especial en lo referente a la cronología y al significado paleoclimático de esos depósitos y formas.

## ABSTRACT

*The Tagus depression or southern Submeseta is the second in extension of the lower basins of the Iberian meseta. It is an intracratonic tertiary basin that was formed after the alpine compressive that occurred during the upper Cretaceous. The most recent tertiary deposition is from the Villafranchian, which signals the end of the silting and the start of new morphogenetic processes about 2-2,5 m.y. ago; these led to the present configuration of the basin. With the «limestone crusts with a banded and multibelted laminar structure» that mark the end of this Pliocene cycle, this new phase was begun with the formation of La Raña piedmont and the generation of the first river terraces that, moreover, are the most conspicuous deposits of the depression. There are several evolutionary models of these fluvial forms; they are governed by the topography, the lithology of the substrate and tectonics as well as by the climate. Other characteristic formations are alluvial fans, glaciares, aeolian accumulations of sand and clay, travertines and tuffs and the volcanic rocks of El Campo de Calatrava. Crustings and limestone crusts are also well represented in the Depression.*

*The dissection modelling and associated deposits form a complex landscape that is fairly well known; however, much is still to be learnt, above all regarding the chronology and paleoclimatic significance of these deposits and forms.*

## 1. MARCO GEOGRAFICO-GEOLOGICO

La Depresión de Castilla la Nueva o del Tajo, también conocida como Meseta Sur o Submeseta inferior, es una amplia depresión interior de la Meseta Ibérica, con una altura media de 600-700 m. La Meseta Sur, de planta más o menos triangular, está limitada al NE. y SE., respectivamente, por la rama occidental de la Cordillera Ibérica y el Sistema Central. El lado meridional y suroriental está delimitado por los relieves de Montes de Toledo y Sierra Morena, que enlazan estos últimos con la plataforma tabular mesozoica de Campo de Montiel y la Cordillera Bética.

Una característica de esta cuenca es su compartimentación en dominios morfoestructurales que han tenido una distinta evolución en el tiempo, condicionando además a los procesos externos que durante el Cuaternario la han modelado.

La Submeseta inferior es una cuenca terciaria intracratónica formada por el hundimiento y fracturación del zócalo hercínico después de la etapa comprensiva alpina ocurrida hace unos 80 m.a., durante el Cretácico superior, y está rellena por depósitos terciarios de origen continental.

El rejuego de fallas, en su mayoría tardihercínicas, han determinado en el zócalo umbrales y depresiones que han controlado los espesores y distribución de las unidades litológicas terciarias que rellenan la Depresión. Estos controles han sido también eficaces durante el Cuaternario, ya que el juego de bloques y las líneas de fractura que los limitan han condicionado direcciones preferentes de los ríos mayores y zonas de levantamiento o subsidencia con influencia, sobre todo, en los procesos erosivos y deposicionales de los sistemas fluviales.

El relleno terciario, es por tanto, complejo y está sujeto a la variedad litológica del marco y a los medios deposicionales que se identifican en la Depresión que son preferentemente fluviales con episodios de carácter palustre o lacustre, particularmente, en el Mioceno medio y superior con la sedimentación de las calizas lacustres del Páramo. La deposición es eminentemente detrítica, aunque hay importantes masas de evaporitas en los sectores centrales de la Cuenca de Madrid.

Distintas fases tectónicas se han reconocido en la región, siendo la más importante la situada en el Oligoceno superior. Fases tardías pliocenas distensivas también han tenido un importante papel en la configuración actual de la Cuenca.

El límite plio-pleistoceno no parece fácil de establecer, ya que el primer problema existente es que no está fijada la edad de colmatación de la Cuenca que, sin embargo, se sabe que alcanza al Villafranquiense por los registros fósiles del Valle del Júcar. Convencionalmente, se ha situado el límite en el episodio morfoestratigráfico de la Raña, pero es posible que ésta sea algo más antigua (unos 2 m. a.) y no lo represente. Aquí cabe distinguir el límite formal del evento Olduvai, con el cambio morfogenético que se observa en la Meseta y que comienza después de los ciclotemas sedimento-edáficos carbonatados que cierran la sedimentación terciaria, hace unos 2-2,5 m. a.

## 2. LOS DEPOSITOS CUATERNARIOS

Se va a referir este apartado a aquellos depósitos mejor expuestos en la Depresión y que han sido cartografiados. Existen otros como la Terra-Rossa y los productos de decalcificación que ocupan los fondos de dolina en el Páramo de la Alcarria o en la Llanura manchega y de los cuales los escasos datos que se conocen son debidos a Vaudour (1974, 1979). También en la Depresión hay productos de alteración que tapizan las laderas y algunos de ellos han sido generados por acciones periglaciares (Asensio y González, 1974; González y Asensio, 1977). Un punto singular que merece un análisis más completo lo constituyen los depósitos cuaternarios de Redueña, al Norte de Madrid. Es el único lugar de la Depresión donde existe una deposición continua pleistocena datada faunísticamente que junto con algunos depósitos y faunas de cueva, podrían ayudar a completar el cuadro cronológico y ambiental del Cuaternario, siempre que se hicieran las correlaciones necesarias con los procesos y materiales del exterior o del entorno.

Las carbonataciones, bien edáficas (horizontes K de los suelos), y las costras calizas de génesis más compleja, son acumulaciones distribuidas por toda la Depresión aunque con importancia desigual. Tienen interés en algunas superficies de terrazas fluviales (Henares, Júcar, etc.) y son notables por su extensión y espesor sobre las superficies de erosión de la Alcarria, la Mesa de Ocaña y la Llanura manchega, por ejemplo. Se las ha señalado con el signo correspondiente en el mapa 1:1.000.000.

Desde un punto de vista climático la Meseta inferior sufre una tendencia hacia la aridez desde el plio-pleistoceno en que parece que las condiciones eran algo más cálidas y húmedas. El clima, sin embargo, ha sido alternante bajo condiciones mediterráneas y en tiempos más recientes, del Pleistoceno superior, se reconocen recrudescimientos climáticos, marcados por algunos procesos, depósitos y faunas.

Las formaciones cuaternarias aquí tratadas más *in extenso* son las que siguen:

- Depósitos fluviales de terrazas.
- Depósitos lacustres.
- Dunas de arena y arcilla.
- Depósitos de glacis, piedemonte y conos.
- Travertinos y tobas.
- Rocas volcánicas del Campo de Calatrava.

### 2.1. Depósitos fluviales

Las terrazas y las llanuras aluviales son, sin duda, los sedimentos que ocupan mayor extensión areal en la Depresión. Los sistemas fluviales del Tajo, Guadiana y Júcar han sido motivo de preocupación constante de los investigadores en los últimos veinte años (Vaudour, 1969; Pedraza, 1976; Alférez, 1977; Lázaro, 1977; Santonja *et al.*, 1980; Pérez González, 1982, Gallardo *et al.*, 1987, etc.) y hoy, hay un conocimiento razonable de los modelos de disección de los valles, de sus depósitos, suelos y del contenido de sus faunas e industrias líticas.

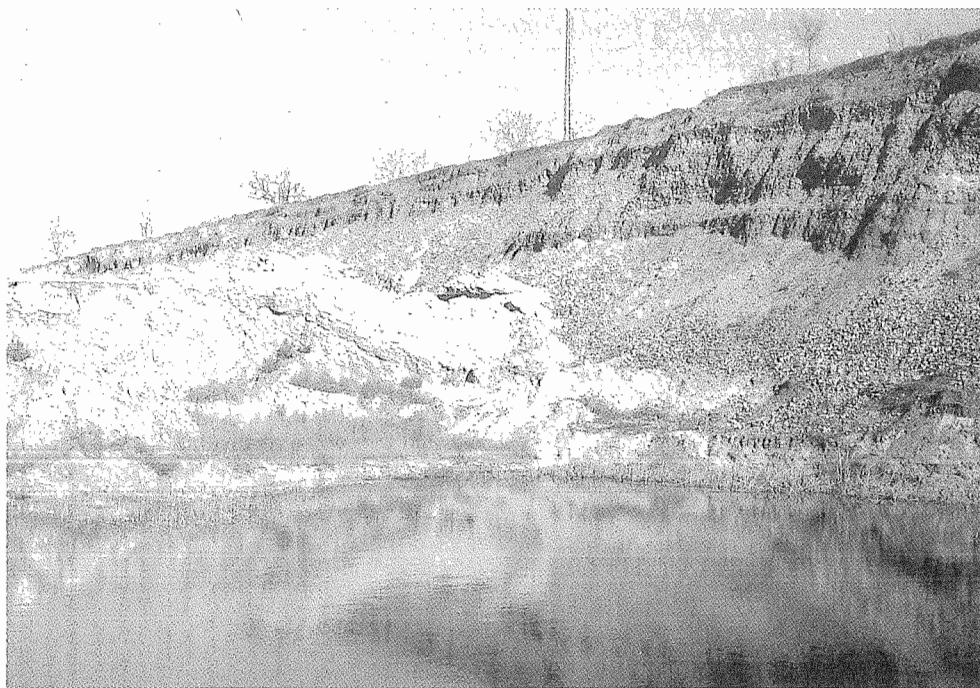
Una primera consideración a decir es que la geometría y número de terrazas en los valles están condicionadas no sólo por el factor climático, sino también por la tectónica y en ocasiones por la calidad litológica del sustrato. Esto conlleva a que los modelos de evolución de los valles sean diversos. Intentando simplificar se pueden agrupar en los siguientes tipos:

- Sistemas de terrazas escalonadas y colgadas unas con respecto a otras. Por lo general, presentan un número elevado de plataformas aluviales y un caso relevante es el Río Henares con más de 20 terrazas, estando situada la más alta a +210 m sobre el cauce actual. Otros valles significativos son el Jarama, Manzanares, Torote, Guadarrama, el Tajo aguas abajo de Toledo, etc. Esta geometría es la genuina de la región situada al NE. de la Cuenca de Madrid.

- Sistema de terrazas escalonadas, pero donde las medias inferiores y bajas están solapadas o forman terrazas complejas con inversión de las mismas en largos tramos de los valles fluviales. Tal es el modelo del Río Manzanares aguas abajo de Madrid, del Alberche en su salida a la Depresión y del Jarama-Tajo en su recorrido por el centro de la Depresión (Foto 1).

Si en el primer caso es evidente un control tectónico por elevación de un bloque de la cuenca, en este segundo es palpable el control del sustrato, ya que estas geometrías (en el Manzanares y Jarama-Tajo) coinciden con los afloramientos evaporíticos de la Cuenca de Madrid, aunque los autores están de acuerdo igualmente, en un cierto control tectónico en estas áreas.

- Un número reducido de terrazas con extensos aluvionamientos provocados por canales distribuidores, en las planas regiones de la Llanura manchega. Los ríos Guadiana y Júcar (este último durante el Pleistoceno inferior) están sujetos a esta dinámica por causas de subsidencia tectónica y otros controles topográficos, litológicos, estructurales y posiblemente climáticos, de tal manera que el modelo evolutivo fluvial está afectado por numerosos ajustes durante el Cuaternario, con pérdida de redes, abandono de valles, etc.



**Foto 1. Terrazas complejas del Río Jarama en la Llanura aluvial de Arganda, Madrid.**

**Photo 1. Complex terraces of the River Jarama on the alluvial plain of Arganda, Madrid.**

Esta variabilidad evolutiva tiene su correspondencia en la diversidad de las litofacies y elementos arquitecturales de los depósitos fluviales; sin embargo, dominan las facies de gravas estratificadas frente a las arenas y los fangos. Los espesores no suelen ser mayores de 4,5 ó 6 m, a excepción del caso segundo, donde se miden por decenas de metro. En cuanto a los suelos solamente indicar que una secuencia de procesos edáficos representativa es la sugerida por Gallardo *et al.* (1987) en la región de Madrid, que es la que sigue: Argiluviación → Segregación de sexquióxidos → Calcificación → Planosolización.

Aproximaciones cronológicas son posibles de establecer gracias al hallazgo de faunas e industrias en las terrazas medias y bajas (ver los artículos de Aguirre y Santonja, en esta Memoria), aunque las correlaciones entre uno y otros sectores son difíciles de precisar por causa de la diversidad de los modelos erosivo-deposicionales de los valles fluviales.

## 2.2. Depósitos lacustres

Controles topográficos, estructurales y climáticos condicionan la presencia de cuencas interiores cerradas en cuyos fondos tienen lugar deposiciones de materiales detríticos y sedimentación de productos salinos.

Estas formas y depósitos asociados salpican la región, pero hay una mayor densidad de ellos en los sectores meridionales comprendidos entre Campo de Calatrava y los Llanos de Albacete.

La posición geomorfológica de estas depresiones, con lagunas perennes o semiperennes y encharcamientos temporales, obedecen a factores tales como (Pérez-González, 1982): a) líneas de contacto entre formaciones sedimentarias, y como caso específico, controles por cambio lateral de facies (Vaudour, 1979; Goy *et al.*, 1989), como ocurre, por ejemplo, en la Región de Madrid; b) fondos impermeables de dolinas; c) llanuras aluviales, y d) zonas interdunares abiertas o cerradas. La alimentación acuosa de estos fondos se produce por: a) acuíferos superficiales, que son los responsables principales del lixiviado de las rocas del entorno y suministran, por tanto, los iones presentes en las salmueras de las lagunas (Peña y Márfil, 1986); b) escorrentía superficial que aporta, por lo general, materiales detríticos finos, y c) aguas pluviales de precipitación directa al vaso.

De estos depósitos los más interesantes son los que se originan en las lagunas salinas (playa-lakes o sabkha continental) que han sido estudiados en los últimos años por Ordóñez *et al.*, 1973; Peña *et al.*, 1975, etc. Un trabajo síntesis del mayor interés es el citado de Peña y Marfil, 1986. Distinguen dos subambientes principales: a) zona interna del lago salino, y b) zona externa del lago salino, y en ocasiones también subambientes de *dry mudflat* bordeando las lagunas, y de *springs*.

Estos últimos autores señalan que la costra salina anual que cubre las lagunas se apoya sobre barros sapropélicos negros con espesores a veces de más de 15 cm, que a su vez reposan sobre fangos con frecuentes cristales lenticulares de yeso. Una secuencia mineralógica anual de una costra salina es la observada en el centro de la laguna de Tirez (fig. 1), situada al NO. de Alcázar de San Juan, aunque no parece posible dar una composición mineralógica vertical

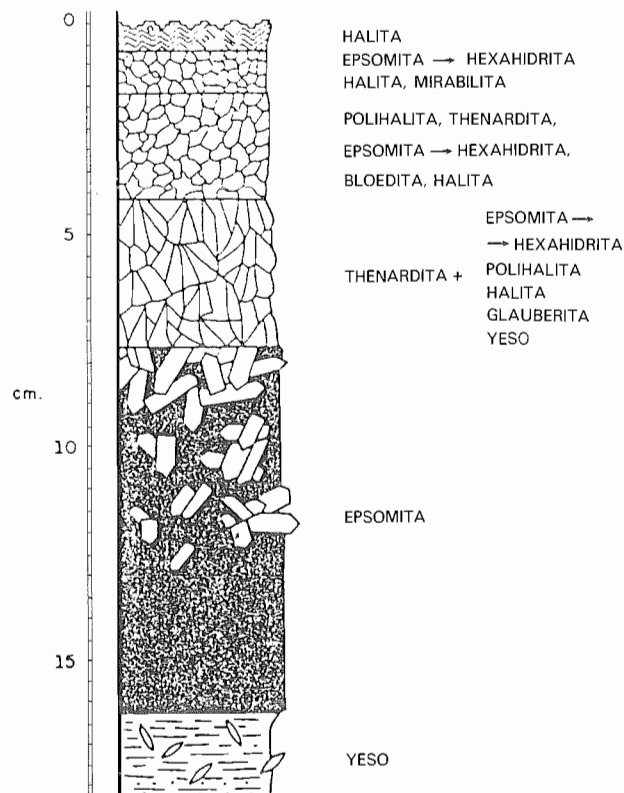


Fig. 1. Secuencia mineralógica anual en el centro de la laguna de Tirez. Estas costras salinas pueden alcanzar más de 10 cm de espesor, donde las facies sulfatadas son las principales, según Peña y Marfil 1986.

**Fig. 1. Annual mineralogical sequence at the centre of the Tirez lake. These saline crusts may reach more than 10 cm in thickness with a predominance of sulphated facies. After Peña and Marfil, 1986.**

tipo, debido a la variabilidad hidroquímica de las salmueras en las distintas lagunas y por las interrupciones a lo largo del ciclo de evaporación-precipitación.

En estas playas salinas se han reconocido numerosas estructuras, tales como costras salinas, grietas de desecación, crestas de sal, *tepees*, estructuras circulares, *ripples*, dunas de sal, etc.

### 2.3. Dunas de arena y arcilla

Ocupan los sectores centrales y orientales de la llanura manchega y han sido descritas por primera vez por Aleixandre *et al.* (1977); Pérez-González, 1982; Pérez-González *et al.*, 1983, y Piles y Pérez-González, 1989.

Las acumulaciones más importantes y significativas se encuentran en el sector oriental concentradas en dos bandas sensiblemente paralelas de dirección Este-Oeste, y separadas entre sí unos cuatro kilómetros. La banda más septentrional (Casas de Benítez), alcanzan los 7,5 km de largo y 500 ó 600 m de ancho. La meridional (Casas de los Pinos-Casas de Haro) tiene una longitud de 40 km y su anchura puede ser mayor de 1.000 m. En estas zonas se han reconocido como formas principales dunas elongadas upsiloides y dunas parabólicas en forma de V, construidas por vientos efectivos del O., pero hay retoques en los brazos dunares de vientos de componente del SE. Estas dunas, que pueden alcanzar los 5-10 m de altura, la fracción de limo más arcilla no sobrepasa el 5 ó 6 por 100, son, por lo tanto, dunas arenosas con una moda principal en el intervalo de arena media (0,5-0,250 mm), y están



**Foto 2. Dunas arenosas irregulares en la Llanura manchega oriental.**

**Photo 2. Irregular sandy sunes on the eastern plain of la Mancha.**

moderadamente o moderadamente bien clasificadas. Su composición mineralógica (turmalina-circón-estauroлита) denota claramente que la procedencia del material es local y corresponde a los depósitos del «Sistema aluvial del Río Júcar», sobre los cuales, además, se apoyan (foto 2).

En las áreas centrales de la llanura manchega, y en concreto en la «Llanura aluvial de San Juan», se encuentra un campo de dunas cuya característica más conspicua es la presencia de dunas de arcilla, pero también se reconocen



dunas y mantos arenosos en posiciones diversas (fig. 2). Los depósitos mejor conservados y desarrollados se sitúan desde la estación de Río Zancara a la confluencia del mismo con el Cigüela, con una longitud entonces de unos 30 km y una anchura máxima de 7 km. Las dunas en la mayoría de las ocasiones no sobrepasan los 3-4 m, aunque pueden alcanzar los 9-10 m de altura. Son del tipo ovoide, parabólicas, «transversas» y «longitudinales». Otras de forma semicircular contornean a sotavento playas salinas. Los vientos efectivos constructores de estas dunas son del O., NO. y SO.

Las dunas de arcilla (*clay dunes*), tienen porcentajes de limo más arcilla comprendidos el 15 y el 85 por 100, sin un claro dominio de una fracción sobre otra, considerando globalmente estos depósitos. En la fracción arenosa la moda

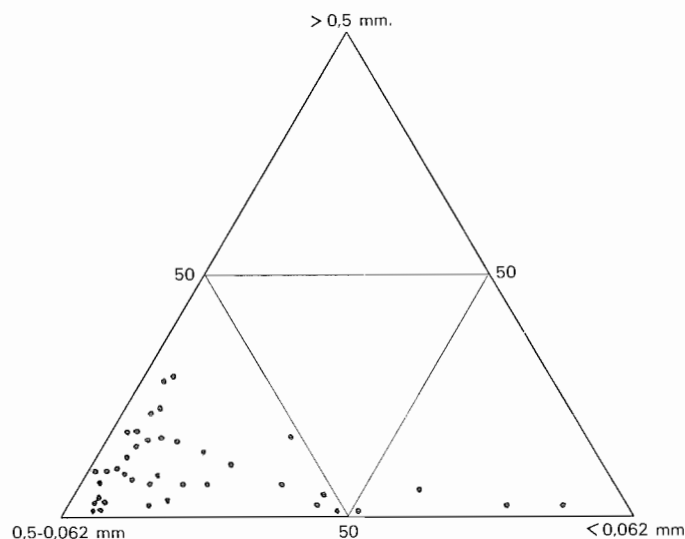


Fig. 2. Composición granulométrica de los depósitos de origen eólico de la Llanura manchega, según Pérez-González, 1982.

Fig. 2. Granulometric composition of the deposits of aeolian origin of the plain of la Mancha. After Pérez-González, 1982

está en la arena media, y más raramente en la arena fina (0,250-0,125 mm). Las dunas arenosas presentan características granulométricas y de clasificación semejantes a las del apartado primero. Mineralógicamente, todos estos depósitos tienen como asociación principal la de turmalina-circón.

Las dunas arcillosas provienen de la deflación de las playas salinas y las arenosas de los materiales fluviales de la Llanura aluvial de San Juan.

Otros depósitos eólicos de naturaleza fina son los limos arenosos de textura semejante al *loess* (*loess-like*) que se encuentran formando acumulaciones de espesores variados y ocupando ámbitos geográficos y morfológicos muy distintos. Estos productos eólicos han sido señalados en la zona de Madrid por Riba (1957), en el valle del Tajo por Benayas y Riba (1961) y más recientemente por González *et al.* (1983). También han sido citados cubriendo la Mesa de Ocaña y adosados a las estribaciones más orientales de Montes de Toledo (Pérez-González, 1982).

## 2.4. Depósitos de glacis, piedemonte y conos

Son, junto con las terrazas y fondos de valle aluviales, los depósitos mejor representados en la Depresión meridional. De entre ellos es posible que los glacis con cobertura y cubiertos sean los de menor entidad, aunque hay zonas donde son dominantes, como en las márgenes del Río Tajo, aguas arriba de Aranjuez, los construidos sobre las facies arcósicas de la Cuenca de Madrid o los glacis de la vertiente izquierda del Río Henares. Por lo general, los depósitos de glacis son poco potentes (entre 0,50 y 2-3 m), y textural y composicionalmente variados, dependiendo

lógicamente de sus zonas de aporte: calizas, yesíferas, arcósicas, etc. Estos glaciares y sus depósitos pueden escalonarse en un sistema de glaciares, tres, cuatro o más, y por lo regular forman parte de la morfología disimétrica de los valles: un flanco con aterrazamientos fluviales, el otro con glaciares cubiertos o desnudos. Se articulan, finalmente, con las superficies divisorias de los valles fluviales o se encuentran adosados a los relieves dominantes de las mesas y páramo calizo.

La formación principal de piedemonte es la unidad morfoestratigráfica de la Raña y además otros depósitos que en posición culminante reposan sobre las series terminales terciarias en el interfluvio Júcar-Cabriel.

La Raña está principalmente ubicada al pie de la terminación oriental del Sistema Central y en la vertiente de Montes de Toledo, que cae a la cuenca occidental del Tajo. Otras zonas son las marginales de Montes de Toledo-Sierra Morena, en la llanura manchega occidental. La Raña es un piedemonte de origen fluvial, que se establece una vez colmatadas las cuencas terciarias, durante el Neógeno superior, posiblemente como resultado de un cambio climático y un desajuste tectónico generalizado en el centro de España, y es anterior a la primera terraza de los cursos fluviales actuales. La edad debe estar próxima a los 2 m.a. (Pérez-González, 1982; Pérez-González y Gallardo, 1987). Sus materiales son detríticos gruesos (gravas y cantos), con matriz arenosa escasa, y es, por lo tanto, un depósito granosoportado, donde se reconocen elementos arquitecturales (Miall, 1985) del tipo CH (canales) y GB (barras de gravas y formas de lecho), mayoritariamente. La Raña puede estar organizada en distintas plataformas aluviales encajadas unas en otras. Soporta suelos evolucionados desde los pardos fersialíticos a los ferruginosos (Gallardo *et al.*, 1897), con un *solum* muy espeso. En el interfluvio Júcar-Cabriel se encuentra una extensa superficie, con inclinación hacia el Sur o Suroeste, que es conocida con el nombre de Plataforma de Casa Simarro-Aluviones de Casas Ibáñez (Cabra *et al.*, 1985). Esta unidad morfoestratigráfica culmina al Plioceno superior y está formada por elementos fluviales de gravas cuarcíticas y calizas con estructuras internas de estratificación cruzada de surco y muy a menudo se observan cicatrices erosivas y estructuras de erosión y relleno, bien sobre los términos finales de la sedimentación pliocena o sobre la «costra laminar bandeada y multiacintada», de la que se hablará inmediatamente. Su potencia es muy irregular y en el mejor de los casos no sobrepasa los 5 m. Los suelos son del tipo rojo fersialítico, con argilanes espesos y continuos. Su edad puede ser semejante a la de la Raña, pero éste es un asunto que todavía hay que precisar.

Una unidad anterior a la Raña, y que cierra el ciclo sedimentario terciario de la Depresión, son las «costras calizas de estructura laminar bandeada y multiacintada» (Vaudor, 1979; Pérez-González, 1982). Se presentan en posiciones morfológicas diversas sobre las Mesas del interior de la Depresión, como la de Ocaña, o adosadas a los relieves marginales, constituyendo glaciares cubiertos, como puede observarse al pie de Campo de Montiel. Es, como señala Portero *et al.* (1986), una costra zonal, formada por repetición múltiple de ciclotemas sedimentario-edáficos de escala centimétrica, en los cuales las algas y los hongos han intervenido en la fijación y redistribución del material fino al final de cada ciclo de deposición. Esta costra caliza está asociada también a la superficie de erosión S<sub>1</sub> de Molina (1975), en la llanura manchega occidental.

Los abanicos aluviales de mayor desarrollo están implantados en la vertiente meridional de Gredos u orlan Campo de Montiel o los relieves paleozoicos orientales de Montes de Toledo. Sus radios mayores pueden alcanzar hasta 18 km, como es el caso del abanico aluvial del Alto Guadiana, otras formas mayores son los depósitos del Río Jardín, en los llanos de Albacete, o los abanicos adosados a los relieves mesozoicos de la Cordillera de Monte Aragón. Texturalmente, son por lo regular gravas y cantos poligénicos con escasa fracción arenosa, y presentan, los más antiguos, encostramientos masivos y costras calizas generadas en fases distintas, lo que denota un funcionamiento intermitente a lo largo de un período de tiempo dilatado. Estos abanicos, particularmente los que tienen su cuenca vertiente en Campo de Montiel, son extremadamente planos y resulta muy difícil delimitar sus zonas distales y las relaciones de coalescencia con los abanicos laterales. La edad de estas formas erosivas-deposicionales abarca desde el Pleistoceno inferior hasta la actualidad y estas últimas están representadas por pequeños conos de radio mayor hectométrico, situados casi siempre en los fondos de valle. Sus espesores son discretos y no deben sobrepasar en las zonas de mayor potencia los 10-15 m.

## 2.5. Travertinos y tobas

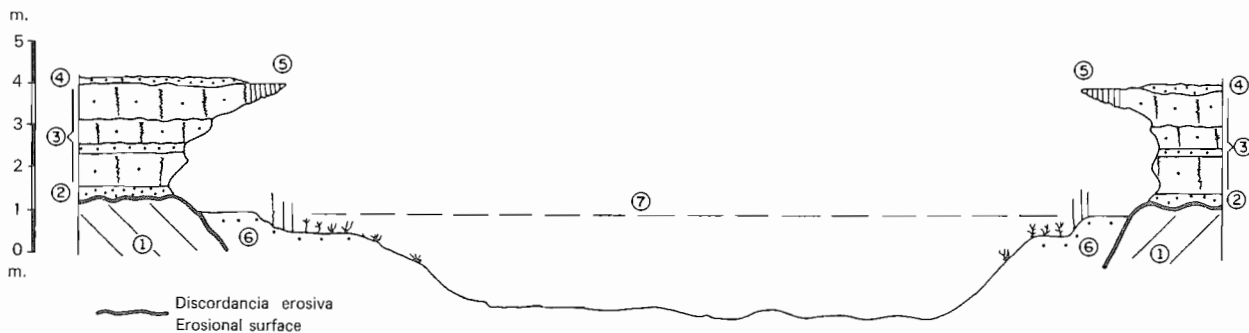
Estas formaciones se encuentran siempre relacionadas o adyacentes a paisajes calizos. Estos edificios y depósitos se localizan, sobre todo, en el borde occidental de la Cordillera Ibérica, a lo largo del Río Tajuña en su recorrido

por la Alcarria (Ordóñez *et al.*, 1981 y 1986 a) y en Campo de Montiel. Morfológicamente constituyen dos tipos de depósitos principales: a) terrazas travertínicas y b) facies tobáceas y edificios travertínicos de barrera.

Un análisis sistemático de estos edificios y formaciones se está llevando a cabo desde hace unos años por Ordóñez, González y García del Cura (ver apartado de Bibliografía), aunque hay algunos antecedentes anteriores (Menéndez Amor, 1970; Gladfelter, 1971 y 1972; Pérez-González y Virgili, 1974) referidos a terrazas travertínicas del alto Henares y de la región de Cifuentes, Alcantud y Priego, en las provincias de Guadalajara y Cuenca. Ordóñez *et al.* (1987), y Pérez-González y Virgili (*o.c.*) distinguen varios episodios genéticos colgados a diferentes alturas sobre los fondos de valle actual en estos sectores. Unas veces están formados por conjuntos «bioconstruidos» y otras, donde la presencia de elementos detríticos fluviales es importante, por gravas y facies calcareníticas constituidas por restos y fragmentos de toba.

La potencia de estas formaciones carbonáticas puede ser superior a los 20 m y cronológicamente parecen situarse desde el Pleistoceno inferior al Holoceno subactual.

Los edificios travertínicos de barrera (Ordóñez *et al.*, 1985, 1986 b; González Martín, *et al.*, 1987) tienen una representación conspicua en las Lagunas de Ruidera (fig. 3), en pleno Campo de Montiel.



**Fig. 3.** Corte transversal de la Laguna Tinajas (NE.-SO.). 1) Formación travertínica antigua. 2) Limos tobáceos basales: terraza travertínicas reciente. 3) Facies mixtas (biogénicas y detríticas) intermedias: terraza travertínica. 4) Limos tobáceos del techo de la terraza. 5) Facies tobáceas de musgos parietales. 6) Limos carbonáticos de precipitación actual. 7) Altura lámina de agua (julio 1984). Según González *et al.*, 1987.

**Fig. 3.** Transversal section of the Tinajas Lake (NE.-SW.) 1) Ancient travertine formation. 2) Basal tuff silts; a recent travertine terrace, 3) intermediate mixed (biogenic and detritic) facies: travertine terrace. 4) Tuff silts of the roof of the terrace. 5) Tuff facies of parietal mosses. 6) Carbonatic silts of currently precipitating. 7) Height of water layer (July, 1984). After González *et al.*, 1987.

Los autores, anteriormente citados, encuentran colgadas tobas y barreras travertínicas de una etapa anterior, relictos de un paisaje lacustre del Pleistoceno superior, hasta que en tiempos más recientes (Holoceno-actual) vuelve a reorganizarse un sistema lagunar con acumulaciones travertínicas y depósitos tobáceos.

### 3. ROCAS VOLCANICAS

El vulcanismo de la región volcánica central española o de Campos de Calatrava es un vulcanismo puntual y disperso, constituido por más de 200 aparatos volcánicos de pequeño tamaño y estructura relativamente sencilla, que se distribuyen por un área de unos 5.000 km<sup>2</sup> (Ancochea, 1982).

Composicionalmente se trata de rocas básicas o ultrabásicas, de alcalinas a ultraalcalinas y, localmente, ultrapotásicas. Los tipos rocosos esenciales son basaltos, basanitas, nefelinitas olivínicas, melilitas olivínicas y leucititas olivínicas.

Los mecanismos eruptivos fundamentales han sido estrombolianos, hidromagmáticos o mezcla de ambos. En el primer caso se han originado conos volcánicos y coladas de extensiones diversas; en el segundo, se han formado

depressiones calderiformes de tipo maar. El pequeño tamaño, tanto de unos edificios como de los otros, unido al mencionado carácter disperso de la actividad, hacen muy difícil, cuando no imposible, el establecimiento de una cronología relativa de vulcanismo. Dificultad ésta acrecentada, en algunos casos, por la inexistencia de depósitos no volcánicos coetáneos que permitan extrapolar su edad.

La actividad volcánica se desarrolla esencialmente en dos fases. La primera, de carácter ultrapotásico y extensión restringida, tiene lugar en el Mioceno superior (8,7-6,4 m. a.) (Ancochea *et al.*, 1979). La segunda, la más importante, durante el Plioceno y Pleistoceno inferior, concentrándose esencialmente entre 3,7 y 1,7 m. a.

En el mapa a E. 1:1.000.000, no se han representado los afloramientos correspondientes a la primera fase (Miocena). En cuanto a los de la segunda no se puede, en general, especificar mucho más que una edad plioceno-pleistoceno inferior. Son pocos los casos en los que, bien por poseer una posición morfoestratigráfica más clara o bien por conocer su edad radiométrica, se puede precisar más su cronología. Dentro de los mejor situados cronológicamente se han separado los de edad clara del Pleistoceno inferior, manteniendo los de edad pliocena dentro del grupo general.

#### 4. BIBLIOGRAFIA

- ALEIXANDRE, T.; PINILLA, A., y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1987): Características mineralógicas de las dunas continentales de la Llanura machega. *Actas III Reunión G. T. Cuaternario*, pp. 281-289. Inst. Geog. Aplicada.
- ANCOCHEA, E. (1982): *Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España central*. Ed. Univ. Complutense, 675 pp.
- ANCOCHEA, E.; GIULIANI, A.; VILLA, I. (1979): Edades radiométricas K-Ar del vulcanismo de la Región Central Española. *Estudios geol.* 35, 131-135.
- ASENSIO, I., y GONZÁLEZ, J. A. (1974): Presencia de materiales detríticos ordenados (grezes litées) en el Valle del Tajuña. *Estudios geol.*, 30, pp. 69-73.
- BENAYAS, J., y RIBA, O. (1961): Caracterización de un depósito cuaternario de tipo loess en Toledo II. *Reunión de Sedimentología, Sevilla*, pp. 135-153.
- CABRA, P.; DÍAZ, A.; ENRILE, A.; LÓPEZ, F., y PÉREZ-GONZÁLEZ (1985): Cartografía geológica a E. 1:50.000 de la Hoja de Quintanar del Rey (717, 24028). MAGNA, I.G.M.E.
- GALLARDO, J.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A., y BENAYAS, J. (1987): Paleosuelos de los piedemonte villafranquienses y de las terrazas pleistocenas de la región del Valle del Henares-Alto Jarama. *Boletín Geológico y Minero*, 98, pp. 27-39.
- GLADFELTER, B. G. (1971): *Meseta and Campiña landforms in central Spain*. The Univ. of Chicago. Depart. of Geography. Research paper 130, pp. 3-204.
- GLADFELTER, B. G. (1972): Pleistocene terraces of the Alto Henares (Guadalajara) Spain. *Quaternary Research*, 2, 473-486.
- GONZÁLEZ, J. A.; LÓPEZ DE AZCONA, C., y ASENSIO, I. (1983): Formaciones eólicas cuaternarias en el Valle del Río Tajo. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 5, pp. 605-630.
- GONZÁLEZ, J. A., y ASENSIO, I. (1977): Contribution à l'étude des actions périglaciaires dans le bord SO. du Système Iberique. *Colloque sur le Periglaciaire d'Altitude du Domain Méditerranéu et Abords*. Strassbourg, pp. 177-185.
- GONZÁLEZ, J. A.; ORDOÑEZ, S., y GARCÍA, M. A. (1987): Evolución geomorfológica de las Lagunas de Ruidera (Albacete-Ciudad Real). *Estudios geol.*, 43, pp. 227-239.
- GOY, J. L.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A., y ZAZO, C. (1989): Cuaternario y geomorfología de la Hoja Geológica de Madrid (559) a E. 1:50.000. MAGNA, I.G.M.E.
- LÁZARO, I. (1977): Estudio geomorfológico de la cuenca del Río Guadalix (Evolución neógeno-cuaternario). *Estudios Geol.*, 33, pp. 101-117.
- MENÉNDEZ AMOR, J. (1970): Estudio paleobotánico de algunos travertinos españoles. *Estudios Geol.*, 26, pp. 25-28.
- MOLINA, E. (1975): Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Traba. Neógeno-Cuaternario*, 3, 106 pp. C.S.I.C.
- ORDOÑEZ, S.; GARCÍA, M. A., y MARFIL, R. (1973): Sedimentación actual: la laguna de Pétrola (Albacete). *Estudios Geol.*, 29, pp. 367-372.

- ORDOÑEZ, S.; GONZÁLEZ, J. A., y GARCÍA, M. A. (1981): Carbonatos fluviales paraactuales en el valle del Río Tajuña. *Actas V Reun. Grup. Esp. Trab. Cuatern.* Sevilla, pp. 280-293.
- ORDOÑEZ, S.; GONZÁLEZ, J. A., y GARCÍA, A. (1985): Ruidera pools: a travertine dams sustems on the upper Guadiana river (Central Spain). A sedimentological approach. *6th European Regional Meeting I. A. S. Lérida. Abstracts & Poster Abstracts*, 628-631.
- ORDOÑEZ, S.; GONZÁLEZ, J. A., y GARCÍA, M. A. (1986 a): Petrographie et morphologie des édifices tuffeux du centre de l'Espagne. *Mediterranéé*, 1-2, pp. 52-60.
- ORDOÑEZ, S.; GONZÁLEZ, J. A., y GARCÍA, M. A. (1986 b): Sedimentación carbonática actual y paractual en las Lagunas de Ruidera. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 4, pp. 229-255.
- ORDOÑEZ, S.; GONZÁLEZ, J. A., y GARCÍA, M. A. (1987): Formaciones travertínicas y tobáceas en el Valle del Tajo (sector Cifuentes-Trillo): estudio geomorfológico, petrológico y sedimentológico. *Cuaternario y Geomorfología*, 1, pp. 231-246.
- PEDRAZA, J. (1976): Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del Río Alberche (Sistema Central Español). La Depresión de Alcalá del Fresno-Almorox. *Boletín Geológico y Minero*, 87, pp. 1-12.
- PEÑA, J. A. de la; MARFIL, R.; ALVAREZ, C., y BERMEJO, P. (1975): Geochemistry of the recent saline sedimentation in the ponds of «La Mancha» (Spain) IXth. Int. Cong. of Sedimentology, Nice, 2, pp. 45-49.
- PEÑA, J. A. de la; MARFIL, R. (1986): La sedimentación salina actual en las lagunas de la Mancha: una síntesis. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10, pp. 235-270.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A., y VIRGILI, C. (1974): Las terrazas travertínicas de Priego (Cuenca). *I Centenario R. S. Española Hit. Nat.*, 1, pp. 347-356.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1982): *Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Edit. de la Universidad Complutense. 787 pp.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; ALEIXANDRE, T.; PINILLA, A., y GALLARDO, J. (1983): El paisaje eólico de la Llanura aluvial de San Juan. *Cuadernos de Laboratorio Xeológico de Laxe*, 5, pp. 631-656.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A., y GALLARDO, J. (1987): La Raña al Sur de Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. *Geogaceta*, 2, pp. 29-32.
- PILES, E. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1989): Cartografía Geológica y Memoria de la Hoja de Villarta de San Juan (738) a E. 1:50.000. MAGNA, I.G.M.E.
- PORTERO, J. M.; RAMÍREZ, J. I., y ANCOCHEA, E. (1985): Cartografía geológica a E. 1:50.000 de la Hoja de Piedrabuena (759, 18-30). MAGNA, I.G.M.E.
- RIBA, O. (1957): Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. *V Congr. Intern. I.N.Q.U.A., Livret Guide de l'excursion C-2*, 53 pp.
- SANTONJA, M.; LÓPEZ, N., y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (Edts) (1980): Ocupaciones achelenses en el Valle del Jarama. *Arqueología y Paleoecología*, 1, pp. 15-352, Dip. Prov. Madrid.
- VADOUR, J. (1969): Données nouvelles et hypothèses sur le Quaternarie de la región de Madrid. *Mediterranéé*, 8, pp. 79-92.
- VADOUR, J. (1974): Recherches sur la Terra-Rossa de la Alcarria (Nouvelle Caatille). *Memoires et Documents, nouv. serie*, 15. *Phenomenes karstiques*, 2, pp. 49-69.
- VADOUR, J. (1979): *La región de Madrid*. Ed., Ophrys. pp. 5-390.

# Montes de Toledo y Extremadura

**A. Martín-Serrano**

IGME.

Ríos Rosas, 23.

28003 Madrid

**E. Molina**

Departamento de Geología

Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca

37008 Salamanca

## RESUMEN

Los Montes de Toledo, la Penillanura extremeña y la Depresión del Guadiana constituyen una región morfoestructural con cabecera en los propios Montes de Toledo, que presenta una distribución de sedimentos cuaternarios desigual y basada en el sistema de drenaje de sus dos colectores principales: el Tago y, sobre todo, el Guadiana.

La Raña, ubicada convencionalmente en el tránsito Neógeno-Cuaternario, es la formación sedimentaria de mayor extensión y significación regional. Estos extensos mantos de conglomerados cuarcíticos de poco espesor, carácter fluvial, rasgos edáficos peculiares y significación controvertida, se sitúan en una orla de piedemonte que bordea las zonas montañosas orientales, y en apéndices alargados y discontinuos que se prolongan por la penillanura cacereña y la Depresión del Guadiana.

Los depósitos de ladera también están muy extendidos. Son coluviones con matriz que articulan las vertientes montañosas con las rañas, o bien pedrizas de materiales cuarcíticos sueltos emplazados sobre aquéllos y consecuencia de la gelifración en las etapas frías pleistocenas.

En los Montes de Toledo se superponen generaciones de conos aluviales con litofacies parecidas a la Raña, que relacionan a ésta con las terrazas y los aluviones de los actuales cursos fluviales. Sobre el Terciario extremeño el Río Guadiana desarrolla un amplísimo valle fluvial, y a ambos lados un sistema de terrazas, constituido por plataformas de cantos cuarcíticos rodados, arenas y limos arcillosos que se escalonan en dos o tres niveles principales no demasiado elevados sobre el cauce (menos de + 20 m) y algún otro superior con rasgos litológicos comunes a las rañas.

## ABSTRACT

*The Montes de Toledo, the peniplain of Extremadura and the Guadiana Depression form a morphostructural regional that starts at the Montes de Toledo. It exhibits an unequal distribution of quaternary sediments and is based on the drainage system of its two main collectors: the Tagus and, above all, the Guadiana.*

*La Raña, conventionally located at the Neogene-Quaternary transition, is the sedimentary formation with the greatest extension and regional significance. These extensive nappes of thin quartz conglomerates, with a fluvial nature, peculiar soil characteristics and a debated significance, are located on a piedmont rim surrounding the eastern mountainous zones in the form of elongated and discontinuous appendices that extend throughout the peniplain of Cáceres and the Guadiana depression.*

*The hillside deposits are also very extensive. They consist of coluvions with matrices that append the mountain sides to the Rañas or pebbles of quartzite composition; these are loose and emplaced over the former and are the result of ice-breakage (gelifraction) during colder Pleistocene periods.*

*In the Montes de Toledo, there is a superposition of generations of alluvial fans with lithofacies similar to la Raña that join this to the terraces and the present alluvions of the current river beds. Over the Tertiary in Extremadura the River Guadiana has developed a very broad river valley; on both sides there is a terrace system comprising two platforms of quartzite pebbles, sand and clayey silts that are stepped in two or three main levels (less than + 20 m) and some larger ones with lithologies common to the rañas.*

Conos de deyección, estrechos aluviones encajados en el sustrato hercínico, materiales de decantación en pequeñas cuencas endorreicas ligadas a la Raña, derrames de derrubios de ésta y aluviones removilizados heredados de viejas alteraciones son otros depósitos recientes. Tienen limitada extensión superficial, pero especial significación regional.

*Alluvial cones, tight alluvions encased in the Hercynian substrate, decantation rocks in small endorreic basins associated with the Raña, subsidences of erosions of the latter and remobilized alluvions inherited from old alterations are other recent deposits. They have a limited surface extension but are of special regional importance.*

## 1. LOS MONTES DE TOLEDO

### 1.1. El marco geográfico y geológico

El conjunto de sierras fragmentadas y discontinuas del antiguo sistema Oretano, hoy día conocidas por los Montes de Toledo, es una unidad morfológica con dos zonas fundamentales: Las Villuercas y los Montes de Toledo propiamente dichos. Esta región elevada (Rocigalgo, 1.447 m; Cervaes, 1.443 m) presenta límites bien definidos por el N. con la meseta granítica toledana, al E. con la Mancha y al O. con la penillanura cacereña, y difuso por el S., con el Campo de Calatrava.

Todos esos relieves, comprendidos entre los ríos Tajo y Guadiana, son el resultado de un largo proceso de erosión diferencial sobre las series paleozoicas y prepaleozoicas enmarcadas en la Zona Centroibérica y plegadas por la orogenia hercínica. El rumbo general N. 120° está muy bien señalado por la cuarcita armoricana, tanto en los sinclinales, con paleozoico, como en las estructuras antiformales con núcleo cámbrico y precámbrico aflorante.

La proliferación de sedimentos recientes se debe casi en exclusiva a la Raña, con cuyo emplazamiento se considera convencionalmente el inicio del Cuaternario. El resto son depósitos de ladera de edad incierta y conos, terrazas y aluviones actuales y subactuales. Por las analogías litostratigráficas de la Raña y las inmediatas acumulaciones de abanicos y terrazas, no hay más criterio de separación entre ellos que el estrictamente morfológico. Este método indiscutible en sectores occidentales no es tan válido en la orla oriental, ya que no existe una gran disección. Esta circunstancia, añadida a la tradicional ubicación de la Raña en el tránsito Neógeno-Cuaternario, es la responsable de incluir toda la formación de piedemonte en una unidad cartográfica con una ambigua edad plio-cuaternaria.

### 1.2. Los depósitos cuaternarios

#### 1.2.1. La Raña

Estas acumulaciones, de señalada expresión morfológica, son el rasgo paisajístico más significativo de la región, pues de ella es de donde procede tanto el topónimo como la definición geológica de la Raña. Inicialmente, Gómez de Llarena (1916), después Oheme (1935) y Hernández Pacheco (1949), y más recientemente, Molina (1975), Muñoz (1976) y Espejo (1978) son las principales aportaciones a una problemática regional polémica.

Las rañas (denominación de los autores antiguos) están topográficamente sobre los aterrazamientos fluviales y constituyen amplias plataformas llanas que cubren casi todos los valles apalachianos definidos sobre las estructuras hercínicas (foto 1). En su periferia se esparcen en una orla que al E. se diluye al contactar con la llanura manchega. mientras que al O. se transforma en espectaculares mesetas colgadas más de un centenar de metros sobre los ríos actuales. En pleno corazón de los Montes de Toledo (Retuerta del Bullaque, San Pablo de los Montes, Los Naval-





Foto 1. La Depresión de Retuerta del Bullaque.

Photo 1. The Retuerta del Bullaque Basin.

cillos...) el piedemonte de la Raña arranca a cotas próximas a los 800 m, pero desde allí son progresivamente descendentes, especialmente hacia Occidente (600 m en Cañamero y Castañar de Ibor, al N. y S. del macizo de las Villuercas).

La extensión superficial de los afloramientos, variable en función del grado de disección, alcanza su máxima expresión (entre 20 y 30 km<sup>2</sup>) en Anchuras, Cañamero, Retuerta, Navahermosa, Los Yébenes... Su pendiente, muy suave y dirigida a las grandes redes de drenaje actual, es del orden del 1,2 a 0,8 por 100 en las cabeceras o valles interiores y del 0,3 a 0,4 por 100 fuera del núcleo montañoso (Saceruela, Sirnela, Navahermosa...), donde ha descendido sensiblemente. Son mantos de carácter conglomerático formados por abanicos coalescentes planos que rellenan superficialmente las depresiones apalachianas internas y llanuras aluviales en la orla periférica (foto 2).

Pese a su gran extensión, la Raña, que fosiliza un ligero paleorrelieve al que se asocia un alteración caolinizante, presenta casi siempre espesor muy escaso.

Litológicamente son gravas y cantos esencialmente cuarcíticos, cuyo tamaño calibrado e índice de desgaste varían en función de la distalidad, y su matriz areno-arcillosa rojiza o amarillenta abundante y ligadas a rasgos edáficos, tiene estrecha relación con el sustrato alterado.

Presenta rasgos sedimentológicos de ordenamiento interno con estructuras típicamente fluviales que pasan desde los torrenciales de su cabecera a los sistemas tipo *braided* de áreas medias o medio-distales.

Rasgo común a todas las rañas es la superposición de suelos hidromórficos que tienen como característica superficial más llamativa la presencia de un horizonte decolorado y una gravilla con pátina ferruginosa. Los perfiles desarrollados pertenecen al orden de los ultisoles, de características próximas a las de los oxisoles, que indican la influencia de episodios climáticos cálidos y húmedos (Espejo, 1978). Los procesos de alteración han sido importantes y afectan no sólo a los materiales finos del sedimento, en los que se denota un predominio caolínico de la fracción arcillosa que se pierde con el transcurso del Cuaternario, sino también a los elementos más gruesos que manifiestan fenómenos de rubefacción y arenización. Los cantos de cuarcita pierden su cemento silíceo y se impregnan de óxidos de hierro adquiriendo corteza de alteración y/o decoloraciones y poca consistencia. Por otra parte, la segre-



**Foto 2.** La Raña en la cabecera del Río Bullaque. Al fondo, la Sierra de San Pablo de los Montes, con sus vertientes repletas de pedrizas.

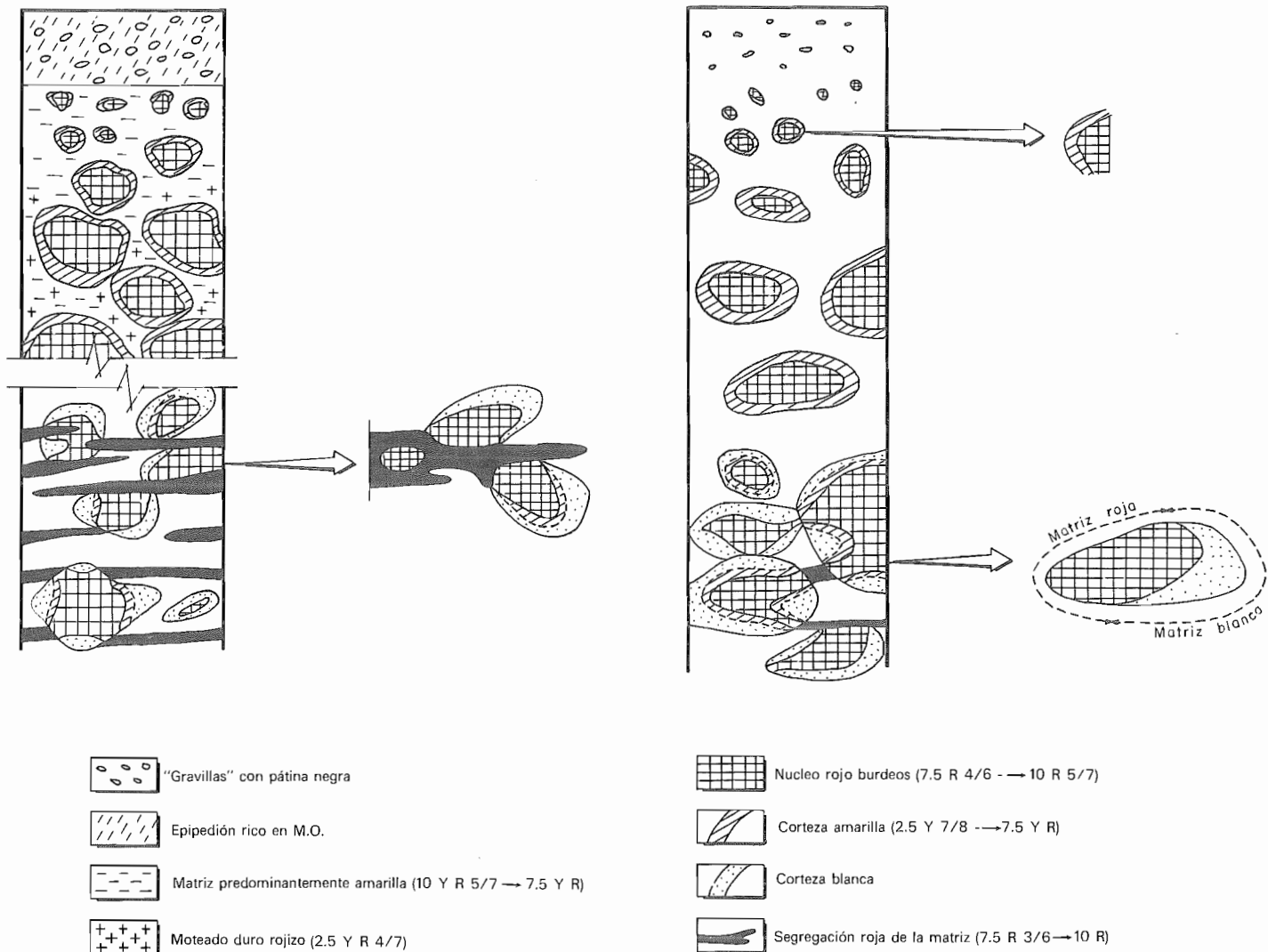
**Photo 2.** *The Raña at the head of the River Bullaque; at background, the Sierra de San Pablo de los Montes, with its slopes covered with stones.*

gación de óxidos de hierro da lugar al abigarramiento de color y a la cohesión e incluso en condiciones de lavado lateral intenso, propicia la formación de corazas ferruginosas (fig. 1).

Aunque durante mucho tiempo las rañas se han interpretado como consecuencia de coladas de «sheet-floods» (Hernández-Pacheco, 1944) en base a un pretendido carácter fanglomerático, la idea actual, que es la de los primitivos investigadores, es que poseen una condición fluvial; para unos fluviotorrencial (Muñoz, 1976), para otros definidas por un sistema de canales tipo *braided* (Molina, 1975). Además se ha puntualizado que los depósitos tipo raña próximos a las vertientes fueron accionados por mecanismos de soliflucción y acción gravitatoria. Gehrenkenper (1979) establece procesos de soliflucción en la periferia de las sierras, transporte torrencial en el sector medio de los abanicos y escorrentía más equilibrada en las zonas distales de los mismos. Desde luego en ningún caso deben considerarse como formaciones de ladera, sino como aluvionamientos más o menos proximales, de ahí su consideración de piedemonte.

Se ha insistido en las hipótesis paleoclimáticas iniciales, es decir, las que se refieren a que estas acumulaciones se desarrollan bajo unas condiciones áridas o semiáridas (Vidal Box, 1944), que se originan bajo un régimen pluviométrico anormal con precipitaciones desiguales e impetuosas (Hernández-Pacheco, 1949). Sin embargo, la tendencia actual es suponer un clima estacional no necesariamente árido (Molina, 1975). También hay opiniones que señalan una ruptura coincidente con el primer pluvial villafranquiense correlacionable con la primera crisis climática fresca e incluso rigurosamente fría en las montañas (Muñoz, 1976).

Está bastante generalizada la idea de que el emplazamiento de las rañas se ha visto favorecido por movimientos epirogénicos, en general con el basculamiento de la Meseta al O. (Aguirre *et al.*, 1976), y en particular con el levantamiento de los Montes de Toledo (Solé, 1952). En ello se implica a fases tectónicas miopliocenas, post-astienses o villafranquienses. El mayor problema que encuentra esta hipótesis, a pesar de que se ha señalado que los afloramientos de las rañas definen bordes tectónicos (Martín Escorza, 1977) es que los rasgos neotectónicos o morfotectónicos ligados a ellas no son muy frecuentes.



**Fig. 1. Los procesos edáficos en la Raña de Anchuras: segregación de colores en cantos y matriz según Espejo (1978).**

**Fig. 1. Soil processes at the Raña de Anchuras: segregation of colours in pebbles, boulders and matrix, after Espejo (1978).**

### 1.2.2. Depósitos de ladera

La orla de depósitos coluvionares de los Montes de Toledo, tan representativa como las rañas, está constituida por pedrizas y coluviones con matriz. Las «pedrizas» de sus zonas más elevadas es el rasgo más espectacular de los mismos, aunque el mayor volumen de sedimento lo constituyen los «coluviones con matriz» que soportan esas pedrizas y están en íntima relación tanto morfológica como litoestratigráfica con la Raña, por lo que constituye una formación de ladera correlativa a ella.

Este sedimento, de espesor siempre superior al de la pedriza, está constituido por clastos de cuarcita angulosos y de pizarra semialterados, y abundante matriz arcillo-arenosa de color ocre-amarillento o rojizo con rasgos de hidromorfismo. Tapizan todas las laderas, pasando gradualmente a los abanicos aluviales de las rañas, y como ellas, tienen estrecha relación con el sustrato alterado del que se nutren. Sin embargo, hay quienes creen ver en estos depósitos un origen periglacial, consecuencia del crioclastismo y la soliflucción (Muñoz y Asensio, 1975). No obstante,

la opinión más generalizada es que estos coluviones se asocian a una intensa alteración finiterciaria ligada a ambientes húmedos y cálidos cuyos efectos se prolongan durante el Cuaternario.

Las «pedrizas» se emplazan sobre los «coluviones con matriz» en las laderas más inclinadas, al pie de los crestones de cuarcita y en las cabeceras de las incisiones de los arroyos actuales encajados en la Raña. Tienen distribución irregular, escaso espesor y gran movilidad, y en consecuencia proporcionan abundante material de transporte a los cursos fluviales.

Constituyen acumulaciones de fragmentos cuarcíticos sueltos, angulosos, heterométricos con centilos próximos al metro cúbico, y sin matriz (foto 3).

Se interpretan consecuencia de la gelifracción de un pasado más frío que el actual.

Referencia especial hay que hacer a los derrames de las plataformas colgadas de las rañas, a veces muy espectaculares, pero que no han sido representadas por razones de clasificación cartográfica.



**Foto 3. Ladera tapizada de pedrizas en Hontanar (Toledo).**

**Photo 3. Slope covered with stones in Hontanar.**

### 1.2.3. Conos y abanicos aluviales

En el corazón de los Montes de Toledo algunas generaciones de abanicos y conos articulan el piedemonte de la Raña con los cursos fluviales actuales. Como la disección es mínima la diferenciación morfológica es siempre dificultosa y muchos de ellos han sido incluidos en la Raña. Los mejores ejemplos se encuentran en las depresiones de Retuerta y de los Yébenes, y representan un período de tránsito entre las grandes secuencias de abanicos aluviales antiguos y el sistema de drenaje actual.

Son conos aluviales con su cabecera próxima al colector actual, que tienen un canal de desagüe largo y su cuenca de recepción alejada, por lo que su forma cartográfica suele ser muy alargada. Es el comienzo de jerarquización de la red donde los conceptos cono y terraza fluvial se confunden. Litoestratigráficamente, se trata siempre de acumu-

laciones conglomeráticas, muchas de ellas producto de removilizaciones de la Raña. Son materiales muy semejantes a los de dicha formación, pero menos compactos y con rasgos edáficos y mineralógicos diferenciados, muy próximos a los de los aluviones actuales.

#### 1.2.4. *Depósitos fluviales*

En la mitad meridional de los Montes de Toledo las terrazas fluviales constituyen extensas superficies de muy escaso espesor. Es el caso del Río Bullaque, a su paso por la Depresión de El Robledo, donde es posible separar hasta tres escalones en 20 metros de desnivel en relación al *thalweg* actual.

Los materiales que las constituyen, conglomeráticos, rodados y cuarcíticos, son en su mayoría heredados de la Raña y de los abanicos aluviales antiguos de las cabeceras.

Los fenómenos de encharcamiento son muy frecuentes debido a que el nivel freático está muy próximo a la superficie todo el año, y, en consecuencia, presentan en mayor o menor grado cementaciones por óxidos de hierro y manganeso, confiriendo al depósito una cierta compactación y ocasionalmente losas conglomeráticas (Redondo y Molina, 1980).

Los aluviales son materiales sueltos y de carácter detrítico grueso, conglomerático, de cuarcitas fundamentalmente. Son escasas las barras arenosas y aún más los recubrimientos detríticos finos (limos). Corresponden a depósitos de ríos tipo *braided* con buena pendiente y régimen estacional que alcanzan un gran desarrollo en los ríos Bullaque y Bañuelos.

#### 1.2.5. *Depósitos de decantación en áreas endorreicas*

Por las dificultades de drenaje de las zonas más planas de la Raña, y probablemente por fenómenos de lavado de los horizontes arenosos superficiales en profundidad, se definen pequeñas cubetas circulares, donde se originan encharcamientos temporales con sedimentación por decantación de material detrítico fino arrastrado por las aguas de escorrentía superficial (limos de color gris negruzco). Por su dimensión son muy pocas las representadas en el mapa.

## **2. LA PENILLANURA EXTREMEÑA Y LA DEPRESION DEL GUADIANA**

### **2.1. El marco geográfico y geológico**

La región central de Extremadura se asienta sobre las estructuras alargadas producto de varias fases de deformación hercínicas y prehercínicas del Macizo Hespérico. La penillanura extremeña está desarrollada sobre la Zona Centro-Ibérica de dicho macizo y tiene como elemento más característico el complejo esquisto-grauwáquico que, atravesado por plutones graníticos, aparece en amplios anticlinorios, mientras que los estrechos sinclinales paleozoicos señalan las elevaciones montañosas. Las bandas de rocas metamórficas precámbricas, paleozoicas y los granitoides de la Zona de Ossa-Morena afloran en los bordes occidentales de la Depresión del Guadiana.

La superficie general de la penillanura cacereña, que tiene como antecedente inmediato la etapa de peneplanización neógena y la Raña (Gómez Amelia, 1985) se sitúa sobre los 400 m de altitud. La incisión lineal de la actual red hidrográfica es tan fuerte que durante el Cuaternario se ha fraccionado la penillanura y desmantelado gran parte de las rañas. A pesar del fortísimo encajamiento del Río Almonte o del propio Tajo no hay gran retroceso de vertientes. Se conservan amplios espacios sin degradar, donde perduran, además de la Raña, suelos de probable génesis precuaternaria. Los relieves residuales se articulan con la altiplanicie mediante vertientes muy regulares, donde abunda el material rañoide.

En Cíjara, la entrada del Río Guadiana en Extremadura, está dominada por las altas plataformas de las rañas (600-500 m), colgadas a más de 200 m sobre su cauce. Precisamente las rañas y los aluviones de ese río, y los del Zújar, son los únicos depósitos recientes sobre la vasta y desnuda penillanura de la llamada «Siberia extremeña»,

sólo interrumpida por dichas gargantas fluviales y por algunas alineaciones montañosas cuarcíticas que marcan la transición al Campo de Calatrava y al Valle de Alcudia (fig. 2).

La Depresión del Guadiana es un accidente relleno de materiales terciarios de forma triangular, que se alarga desde las Villuercas hasta la frontera portuguesa e interrumpe la penillanura extremeña. Su vértice oriental, dominado por las rañas y por extensas plataformas aluviales de los ríos Ruecas y Gargáligas, está en suave transición orográfica con la penillanura. El resto de la Depresión lo constituyen dos amplísimos valles, separados por el estrechamiento de Mérida, donde el Guadiana se empotra en granodioritas. En ambos sectores el predominio de las dilatadas y

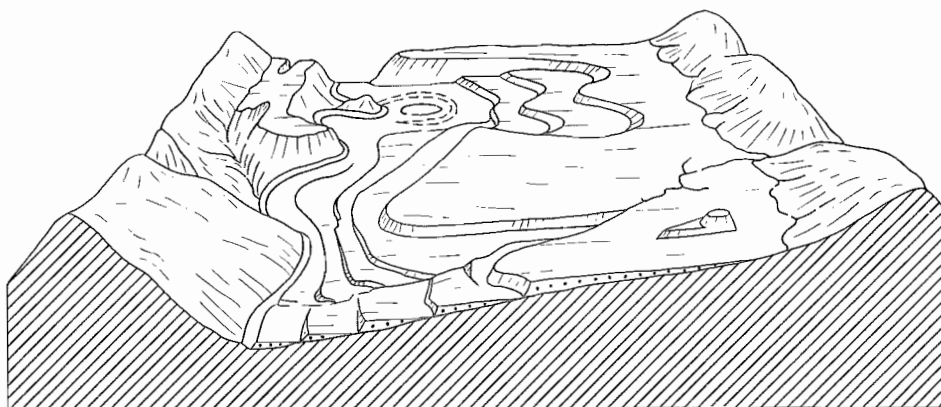


Fig. 2. La garganta del Guadiana, cerca de Puebla de Don Rodrigo (basado en Hernández Pacheco y Cabañas, 1952).

Fig. 2. The garganta del Guadiana close to Puebla de Don Rodrigo (based on Hernández Pacheco and Cabañas, 1952).

monótonas llanuras aluviales es interrumpido por algún aislado cerro cuarcítico testigo de la penillanura que destaca hasta 150 m sobre ella. La Depresión ofrece una altitud comprendida entre los 200-250 m, mientras que el borde de la altiplanicie supone los 300 m. y la altura media de la penillanura los 350-400 m. En el Oeste, a las escalonadas plataformas aluviales se asocian cerros testigos de materiales terciarios con cumbre plana de hasta 100 m de desnivel, mientras que el Río Guadiana, caudaloso y divagante, presenta una llanura aluvial muy amplia y una escasísima pendiente, cercana al 0,6 por 1.000 (250 m en Villanueva de la Serena, 195 m en Mérida y 155 m en Badajoz).

### 2.2.1. Los depósitos cuaternarios

#### 2.2.1. La Raña

Las estribaciones meridionales de Miravete y las septentrionales de la Sierra de San Pedro en Aliseda son los únicos lugares en que la penillanura cacereña conserva parte de su cubierta sedimentaria, la Raña. Son afloramientos discontinuos que se adosan y articulan suavemente a las barras de cuarcita armoricana. El primer caso es una banda alargada con cabecera en Las Villuercas, a unos 700-640 m de altitud. Hacia el O., donde se diluyen rápidamente, disminuyen de cota, alcanzando 392 m al pie de la Sierra de Solana, es decir, un desnivel volcado al curso actual del Tajo. Más al E. también se citan rañas en Portezuelo y Cañaverál hundidas (?) en la depresión del Río Guadancial (Gómez Amelia, 1985) e incluso una pequeña mancha cerca de Alcántara. Los rasgos que presentan los afloramientos en Jaraicejo, los más extensos, no varían de los que describen en los Montes de Toledo. Son cantos, raramente bloques, de cuarcitas y areniscas, redondeados y con matriz arcillosa y arenosa ocre, apoyados sobre un sustrato alterado. Poseen rasgos fluviales acusados, tipo *braided*, y características edáficas (iluviación de arcilla e hidromorfismo) propias de su condición de Raña. Su espesor, no más de 5-10 m, es relativamente pequeño en comparación con áreas más montañosas como en Castañar de Ibor, donde alcanzan los 50 m.

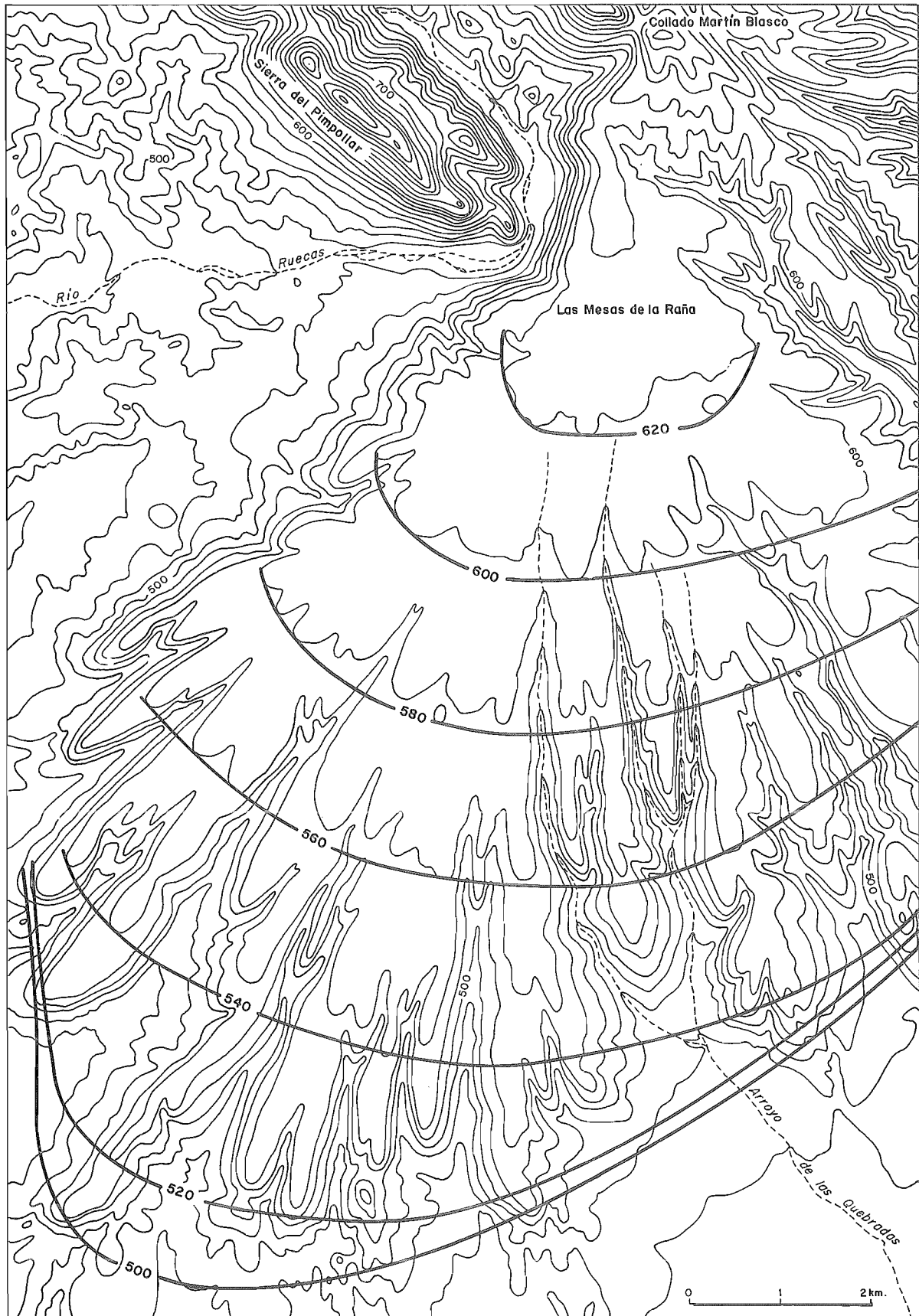


Fig. 3. Isohipas de la Raña del Río Rucas, al Sur de Guadalupe, según Gehrenkenper (1978).

Fig. 3. Isohypes of the Raña of the River Rucas to the South of Guadalupe, after Gehrenkenper (1978).

Las rañas de Aliseda, con potencias próximas a los 30 m, es un conjunto de pequeñas mesas conservadas en la cabecera del Río Zapatón, a unos 340 m de altitud, sin continuidad hacia Occidente, que es hacia donde se abre la morfoestructura de la Sierra de San Pedro.

En la cabecera de la Depresión del Guadiana la Raña constituye extensas plataformas triangulares y digitadas con pendiente general del 5-8 por 1.000 dirigida al S. (fig. 3). Es un sistema de grandes abanicos coalescentes que conservan su morfología inicial, instalados sobre los 600-800 m a partir de un accidente OSO.-ENE. que corta la morfoestructura de Las Villuercas. Constituyen acumulaciones conglomeráticas que pueden rebasar los 30 m de espesor apoyados sobre un material fino arenoso y arcilloso con cuerpos conglomeráticos cuarcíticos canalizados atribuido al Neógeno.

En el tramo medio de la Depresión la representación de la Raña es exigua y problemática, pues se pierde la continuidad y, por tanto, las referencias topográficas, y además no existen relieves cuarcíticos inmediatos, por lo que los depósitos con material de procedencia granítica no presentan bien la tipología conocida.

En todo el borde meridional de la Sierra de San Pedro vuelve a estar bien representada entre los 300 y los 400 m de cota absoluta, y sobre material neógeno arcilloso cubierto por una gran aureola de derrubios. Tiene una topografía plana ligeramente inclinada al S. (10 por 1.000) y una potencia no superior a los 6 m, aunque se han citado en la periferia de los relieves espesores de 40 m (Hernández Pacheco, 1949). De sus rasgos estratigráficos, comunes en otros lugares, señalan los centiles próximos a los 20 cm, y el espectro litológico, con el 94-98 por 100 de cuarcita y el resto de cuarzo; los clastos son esféricos y discoidales, con índices de desgaste que indican un transporte relativamente largo y netamente fluvial (Santos y Casas, 1980).

En el borde meridional de la Depresión, aunque la Raña está poco definida, se citan dos episodios con procedencias y altitud diferentes y de rasgos estratigráficos poco característicos. Puede estar representada en la Sierra de Alange, al S. de Mérida y a 300-350 m de altitud.

La evolución E.-O. de las rañas en la Depresión presenta tres rasgos fundamentales: descenso altimétrico desde los 625-550 m de Cañamero hasta los 400-300 m de la Sierra de San Pedro, disminución de espesor y rasgos sedimentológicos cada vez más maduros, más netamente fluviales. De ahí su relación con la red fluvial actual y la hipótesis de que durante su emplazamiento el Guadiana vertía ya al Atlántico (Hernández-Pacheco, 1949).

### 2.2.2. *Depósitos coluviales*

Los depósitos de vertiente, aunque ocupan una extensión considerable, nunca adquieren la espectacularidad de los Montes de Toledo, donde el relieve es más importante. Son formaciones superficiales de elevada pendiente, que constituyen aureolas alargadas de no más de un kilómetro de ancho en torno a las sierras cuarcíticas. Se articulan con los fondos de valle, terrazas o rañas mediante glacis de vertiente de pendiente cóncava.

El volumen mayor de sedimento acumulado en torno a esas elevaciones (2 a 10 m) corresponde a bloques y cantos de cuarcita, esquistos y pizarras semialteradas con fuerte heterometría y desgaste nulo. Presentan también abundante matriz limoarenosa de color amarillento o rojizo, rasgos de hidromorfismo y horizonte húmico. La abundante matriz, que da lugar a ocasionales deslizamientos, se interpreta asociada a procesos de alteración generalizados durante el final del Neógeno y se piensa que incluso gran parte sean de esa edad. No obstante, hay quien opina que tienen un origen periglacial y que son consecuencia del crioclastismos y de la solifluxión.

Las pedrizas incluidas cartográficamente con el resto de los coluviones están constituidas exclusivamente por cantos y bloques angulosos de cuarcitas y areniscas sin matriz alguna. Se emplazan en las vertientes más empinadas, constituyendo formas cartográficas triangulares que destacan por su característico color gris y por la falta de vegetación. Están relacionados con la cuarcita armoricana y situadas en las cabeceras de las incisiones realizadas por los arroyos actuales. El depósito, de varios metros de espesor y una gran movilidad, se interpreta como consecuencia de la gelifración de un período más frío que el actual.

Aunque no señalados cartográficamente, tienen especial importancia los derrames de materiales sobre las cuestas de la Raña y de las terrazas fluviales. Son aureolas superficiales de materiales procedentes de la degradación de tales depósitos y, por tanto, presentan rasgos heredados de ellos.



### 2.2.3. Depósitos fluviales

Esta vasta depresión interior está drenada por un importante sistema fluvial, que tiene de colector más importante el Río Guadiana, y como área fuente principal, los Montes de Toledo. La evolución de esta red hidrográfica durante el Cuaternario ha dado lugar a una buena representación sedimentaria: un magnífico sistema de terrazas y los amplísimos aluviales recientes, que contrastan con el entorno próximo, donde la rigidez del macizo herpérico ha impedido la divagación de los cursos. El Zújar y el Guadiana, desde el portillo de Cíjara, en sus más de 50 km de recorrido por el zócalo extremeño, tallan profundas gargantas donde los aluviones son escasos y no hay lugar para las terrazas. Rebasada Orellana la Vieja, se entra en el Terciario. Allí, en la confluencia de los ríos Guadiana y Gargálicas, se ha labrado una extensa llanura de 5 a 15 km de anchura de la que destacan algunos relieves tabulares coronados por materiales aluvionares correspondientes a terrazas antiguas. Hacia el Oeste, y hasta el estrechamiento de Mérida, los principales aportes fluviales, excepto el Zújar, se sitúan en la ribera derecha del Guadiana, es decir, Ruecas, Alcollarín y Búrdalo. Esta distribución asimétrica desplaza hacia el borde meridional el curso del Guadiana, que, ancho y con escaso fondo, se descompone en múltiples brazos entrecruzados. Los aluviones de los cauces están constituidos por cantos de cuarcita bien redondeados (10-12 cm de Ø), y en menor proporción, de pizarra y granito. Son casi más frecuentes las arenas de color claro con láminas de mica y estratificación cruzada. La llanura de inundación, que se eleva 3 m sobre el cauce, presenta lentejones de conglomerados sin cementar con cantos gruesos (15 cm de Ø) de cuarcita (80 por 100), arenisca, pizarra y granito, bien rodados, alargados y elipsoidales; hay también limos arenosos pardos con micas. La citada planicie está surcada por cauces abandonados, con depósitos de cantos, excepcionalmente llenos de agua, pero que sólo son funcionales en épocas de avenida.

Toda la ribera derecha del valle limitada entre los ríos Gargálicas y Búrdalo presenta un problema cartográfico de difícil solución, pues las terrazas más bajas, al no presentar ruptura morfológica apreciable, se confunden con la planicie aluvial. Por otra parte, los diferentes grados de disección entre unos y otros cursos determinan que lo que para unos es llanura inundable, para otros es una terraza inalcanzable en cualquier avenida. Por estas razones, todos los aluviales y terrazas más bajas son incluido bajo una misma unidad cartográfica, pues su separación a esta escala es imposible. Tan sólo al sur de Madrigalejo pueden separarse algunos de los niveles de terraza más altos (+ 70 y + 100 m) de rasgos estratigráficos parecidos a las rañas. En la otra ribera se señalan dos niveles principales (+ 20 y + 5-10 m) que afloran en retazos sepultados por las arenas eolizadas de Mengabril. En ella se observa cierta heterometría en sus cantos (10 cm. de Ø), matriz arcillosa, lentejones arenosos finos con laminaciones cruzadas y colores grisáceos.

En la cabecera de toda esta planicie al S. de Guadalupe existe un grupo de niveles que constituyen la transición entre los abanicos superiores de la Raña y el sistema fluvial actual, que drena el extremo oriental de la Depresión por medio del Río Gargálicas. Gehrenkemper (1978) cita niveles de aterrazamientos asociados a ese curso (+ 85-90 m, + 50-70 m, y + 12-20 m), al río Salvadillo (+ 130-135 m, + 80 m, + 45-50 m y + 10-15 m) y en alguno de ellos establece separaciones entre las plataformas en cabecera y las de los tramos más bajos, pues presentan diferencias de cotas notables (hasta seis niveles cerca de Castilblanco). En muchos lugares los niveles más antiguos (+ 140-150 m y + 180 m) constituyen superficies erosivas. En general, son acumulaciones de poco espesor (< 5 m) con rasgos litológicos parecidos a la Raña.

En el estrechamiento de Mérida la terraza más baja (10 m) está bien señalada desde la confluencia con el Matachel. Por encima, otros dos niveles (+ 20 y 45 m), y aún más elevada, otra plataforma a más de 65 m, que puede ser atribuida a la Raña. La llanura de inundación está generalizada no sólo en el Guadiana, sino también en todos sus afluentes. El cauce de ese río es ancho, con lechos de gravas y arenas de más de 15 m de espesor, observables en las explotaciones de áridos.

Entre Mérida y Badajoz, el Guadiana discurre por una llanura de inundación (+ 3 m) de más de 10 km de anchura, surcada por canales de desagüe, constituida por arenas finas bien clasificadas y limos arcillosos de carácter smectítico de color pardo. En la ribera meridional se sitúan dos niveles de terrazas principales: el más bajo (+ 10-20 m) de anchura reducida (1 km) y potencia cercana a los 10 m, que presenta lechos de materia orgánica en muro; el más alto (+ 45 - + 60 m) constituye un cordón paralelo al río de unos 3,5 km de anchura, tienen una potencia de 30 m. En uno y otro caso son depósitos conglomeráticos cuarcíticos (25 cm de Ø), arenas y gravas de color rojo-pardo.

En la orilla septentrional, el sistema de terrazas mejor desarrollado es el de la confluencia de los ríos Gevora y Zapatón, donde se señalan dos niveles principales a + 5 y + 12 m constituidos por conglomerados de cuarcita (80-90 por 100, 23 cm de Ø) con matriz areno-arcillosa rojiza y limos a techo.

#### 2.2.4. *Abanicos, conos y glacis*

Los depósitos más frecuentes y de mayor desarrollo cartográfico son pequeños abanicos ocasionalmente incluidos en secuencias que articulan la Raña con el sistema fluvial actual, tal y como se describe en la cabecera del Río Bullaque. Se pueden encontrar al pie de la Sierra de San Pedro y del Puerto de Miravete.

#### 2.2.5. *Arenas eólicas*

Estos sedimentos se localizan en la ribera izquierda del Guadiana, entre la desembocadura del Zújar y el estrechamiento de Mérida, sobre los dos niveles de terrazas (foto 4), constituyendo un manto de relativa potencia (incluso existen formas dunares en Don Benito) que las fosiliza parcialmente.

Las arenas muy puras (2 por 100 de arcilla) tienen muy buena granoselección, con presencia de granos eolizados. Su potencia, irregular, puede alcanzar los 100 m en la zona de Mengabril, donde fueron definidas (Herranz *et al.*, 1973).



**Foto 4.** Terraza baja del Guadiana en Don Benito. Los 50 cm superiores están eolizados.  
**Photo 4.** Low terrace of the Guadiana de Don Benito. The upper 50 cm are wind-beaten.

### 3. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M., y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur española. *Trab. sobre Neógeno-Cuaternario*, 5, pp. 7-29.
- ESPEJO, R. (1978): Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo raña del sector Cañamero. Horcajo de los Montes. *Tesis E.T.S.I.A.*, 469 pp.
- GEHRENKENPER, J. (1978): Rañas and Reliefgeneration des Montes de Toledo in Zentralspanien. *Berliner Geographische Abhandlungen*, 29, 68 pp.
- GÓMEZ AMELIA, D. (1985): La penillanura cacereña. Estudio geomorfológico. *Dto. de Geografía. Fac. Filosofía y Letras. Publ. Univ. de Extremadura*, 397 pp.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916): Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo. *Trab. Mus. cienc. Nat. Serie Geológica*, 15, pp. 1-74.
- HERNÁNDEZ-PACHECHO, F. (1949): Las Rañas de las sierras centrales de Extremadura. *Comp. Rendu du 26 Congrès International de Géographie. Lisbonne*, pp. 87-109.
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A.; PELÁEZ, J. R., y VILAS, L. (1973): Características geológicas, hidrogeológicas e hidroquímicas de los alrededores de Villanueva de la Serena y Don Benito (Badajoz). *C.S.I.C. Inst. Est. Extrem. Dep. Geol. Econ.*, 93 pp.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977): Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de las relaciones de la Raña y tectónica pliocena en la Meseta Central española. *Tecniterrae*, 20, pp. 8-22.
- MOLINA, E. (1975): Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real) (1975). *Traba. sobre Neog. y Cuat.*, 3, 106 pp.
- MUÑOZ, J. (1976): Los Montes de Toledo. *Instituto de Geografía Juan Sebastián Elcano. C.S.I.C.*, 500 pp.
- MUÑOZ, J., y ASENSIO, I. (1975): Los depósitos de raña en el borde nordoccidental de los Montes de Toledo. *Est. Geogr.*, 36, pp. 779-806.
- OEHME, R. (1942): Die Rañas, eine spanische schuttlandschaft. *Zeit Für Geomorphologie*, 9, pp. 25-42.
- REDONDO, E., y MOLINA, E. (1980): Bosquejo morfológico de la cuenca del Río Bullaque. *Bol. geol. y Min.*, 41-3, pp. 472-480.
- SANTOS, J. A., y CASAS, J. (1980): Estudio sedimentológico del Terciario continental en el borde de la cuenca del Guadiana, al N. de Badajoz. *Tecniterrae*, 37, pp. 7-21.
- SOLE, L. (1952): Geografía de España y Portugal. Geografía Física, i. *Ed. Montaner y Simón*, 497 pp.
- VIDAL BOX, C. (1944): La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes-Islas. *Las Ciencias*, 9, pp. 82-111.

# Sierra Morena

## J. Rodríguez Vidal

Departamento de Geología. Museo de Mineralogía  
Universidad de Sevilla  
41004 Palos de la Frontera

## F. Díaz del Olmo

Departamento de Geografía Física  
y Análisis Geográfico Regional  
Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Sevilla  
41002 Sevilla

### RESUMEN

Los eventos acaecidos al final del Neógeno y durante el Cuaternario, aunque no han sido tan importantes como en otras regiones peninsulares, sí han sido lo suficiente como para dejar su impronta morfogenética en amplias superficies de este sector meridional del Macizo Ibérico.

Los tipos de depósitos y procesos que se han identificado cartográficamente son *depósitos carbonatados*, en los que se diferencian carbonatos lagunares, como facies terminal neógena, y una epigénesis calcárea que afecta al sustrato cristalino, sobre la que se verifica una pedogénesis fersialítica; *rañas* cuarcíticas, erosivas respecto al sustrato, que orlan relieves residuales; *terrazas aluviales* del Río Guadiana y afluentes de éste y del Guadalquivir, y *depósitos de vertiente* al pie de los relieves cuarcíticos o de terra-rossas removilizadas. Las plataformas travertínicas, ligadas a surgencias kársticas, son de edad reciente (6.000-3.000 B.P.).

La tectónica cuaternaria no parece haber sido importante, detectándose ciertos movimientos en la zona de tránsito entre Sierra Morena y la Depresión del Guadalquivir.

### ABSTRACT

*The events that happened at the end of the Neogene and during the Quaternary period, although not as important as in other regions of the Iberic Peninsula, left its morphogeneric mark on large areas of the meridional sector of the Hercynian Massif.*

*The types of deposits and processes that have been identified by mapping are: carbonated deposits, of which we can distinguish carbonated lagunal deposits, as neogenic terminal facies, and a calcareous epigenesis that affects the cristaline substratum over which a fersiallitic pedogenesis is found; quartzous rañas, erosive regarding the substratum, that border the residual relief; alluvial terraces of the Guadalquivir river; and slope deposits at the base of the quartzous reliefs or of removed terra-rossas. The travertinic platforms united to karstic spring are relatively recent (6.000-3.000 B.P.).*

*The Quaternary tectonic don't seem important, only occurring some movements in the zone of transit between Sierra Morena and the Guadalquivir Basin.*

## 1. INTRODUCCION

El sector más meridional del Macizo Hespérico se corresponde con la Sierra Morena. El conjunto geológico de la misma, de constitución básicamente precámbrica y paleozoica, muestra las diversidades generales que se reconocen en los distintos dominios paleogeográficos reconocidos en el zócalo ibérico. Tres son las manifestaciones más notables: las series del Paleozoico superior, con vulcanitas de la zona Surportuguesa; la Precámbrica y Cámbrica inferior dominante, con pórfidos, pizarras y calizas de Ossa-Morena, y el conjunto Ordovícico-Devónico de pizarras y cuarcitas de los afloramientos luso-alcudianos.

Mención aparte debe hacerse de las estructuras tectónicas e intrusiones graníticas reconocidas en este ámbito. Sobresalen en número y desarrollo espacial los sistemas de pliegues de rumbo NO-SE, en una clara prolongación de las deformaciones de los ámbitos centrales y septentrionales del macizo. No obstante, sobrepuesta a dicha orientación se reconocen múltiples estructuras menores, especialmente de fracturas de orientación ortogonal NE-SO, que desarticulan y compartimentan la unidad del zócalo.

La evolución geológica de todo el bloque ofrece una variada gama de metamorfomismos, culminando la determinación de área cratonizada que debe preponderar en la identificación de Sierra Morena.

La gran extensión que ocupan los materiales paleozoicos en Sierra Morena y la enorme complejidad de sus estructuras tectónicas han centrado la casi totalidad de los estudios geológicos en estas líneas preferentes de investigación. Sin embargo, los eventos acaecidos al final del Neógeno y durante el Cuaternario han sido lo suficientemente importantes como para dejar su impronta morfogenética en amplias superficies de este sector meridional del Macizo Ibérico, aunque no con la intensidad suficiente como para variar la configuración general del relieve.

Los tipos de depósitos que se han identificado son los siguientes:

- Depósitos carbonatados y alteraciones.
- Rañas.
- Terrazas aluviales.
- Depósitos de vertiente.

## 2. LOS DEPOSITOS CUATERNARIOS

### 2.1. Depósitos carbonatados y alteraciones

La ausencia de dataciones absolutas impide por ahora establecer una cronología precisa, incluso en ocasiones de tipo relativo. Los últimos efectos de la morfogénesis neógena vienen identificados por la presencia de depósitos

carbonatados. Dos manifestaciones mayores pueden diferenciarse: *carbonatos lagunares* y *epigénesis calcárea* (fotos 1 y 2).

Los *carbonatos lagunares* representan la facies terminal de la sedimentación neógena, tanto en la Cuenca del Guadiana como en otras áreas más restringidas (Bienvenida). Están constituidos por unos dos metros de niveles masivos con partículas intraclásticas, ooidales y peletoidales y niveles laminados con láminas alternantes claras y oscuras. Los niveles clásticos-ooidales responden a etapas de erosión en zonas marginales y al subsiguiente re trabajado de los fragmentos; los niveles laminados se depositaron en épocas de menor energía ambiental y bajo láminas de agua permanente, como atestiguan los restos de caráceas y filamentos algales en estructura estromatolítica.

La *calcitización* de los sustratos cristalinos, esquistosos y pizarrosos, se presenta a modo de «grillage». La secuencia general de los perfiles muestra un nivel carbonatado con varias manifestaciones de encostramiento: *compactos*, de textura micrítica; en ambos casos hay manifestaciones de pedoturbación. *Concreciones* de textura micrítica y fase inicial de aragonito.

Esta calcitización corresponde a una alteración epigénica del sustrato, que se pone de manifiesto por medio de un reemplazamiento isovolumétrico de los minerales del zócalo por la calcita, mostrándose en la masa carbonatada restos del basamento no completamente alterado. Dicha epigénesis se efectúa por dos caminos: directamente o bien a través de una fase argílica de naturaleza esmectítica o paligorskítica.

Geomorfológicamente, entendemos que dicha superficie epigenizada se asocia a un modelo de aplanamiento por *backwearing* que termina mordiendo los relieves residuales del zócalo hercínico que emergen por encima de la misma.



Foto 1. Epigénesis calcárea sobre esquistos en la Tierra de Barros meridional.  
Photo 1. Calcareous epigenesis into schists at southern of Tierra de Barros.

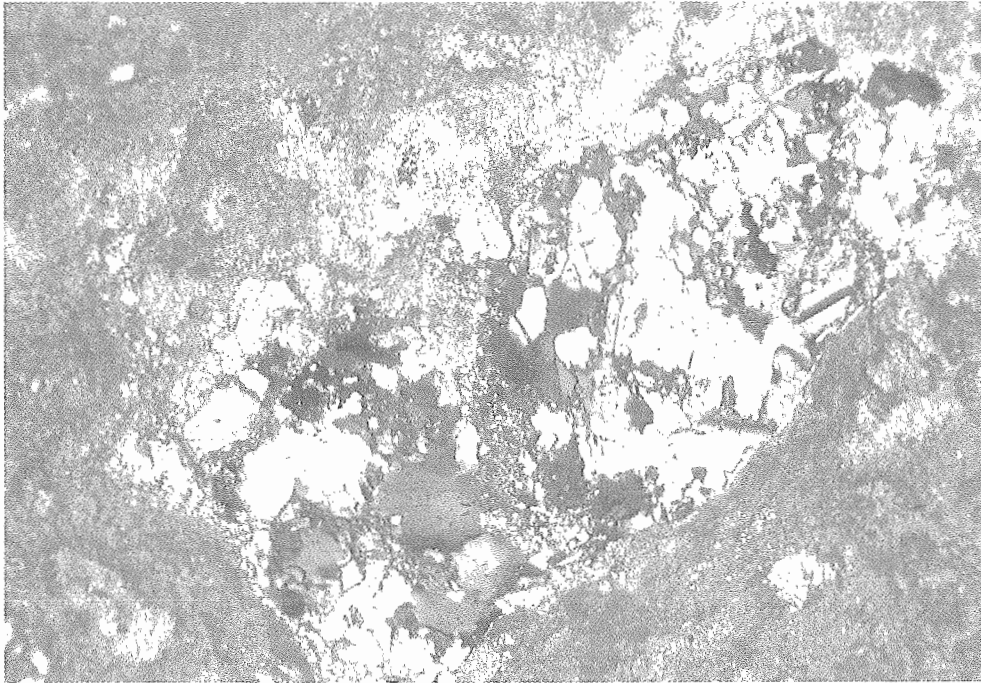


Foto 2. Detalle en lámina delgada (nícoles cruzados) de la fase de epigenización directa, micrita sustituyendo al cuarzo, de la foto 1.

Photo 2. Detail of the calcitization of quartz (mineralogical section). Replacement with conservation of original volumes.

Con posterioridad se desarrolla una pedogénesis fersialítica localizada actualmente en la Tierra de Barros (Badajoz) y elaborada a expensas de los encostramientos calizos. Estos suelos pardos fersialíticos sirven para definir una extensa superficie de aplanamiento inclinada a razón de un 0,3 por 100 desde el S., en Fuente de Cantos y Montemolín, con 550 m de altitud, hasta Almendral y Santa Marta al N., en el borde de la Cuenca de Badajoz, con 350 m.

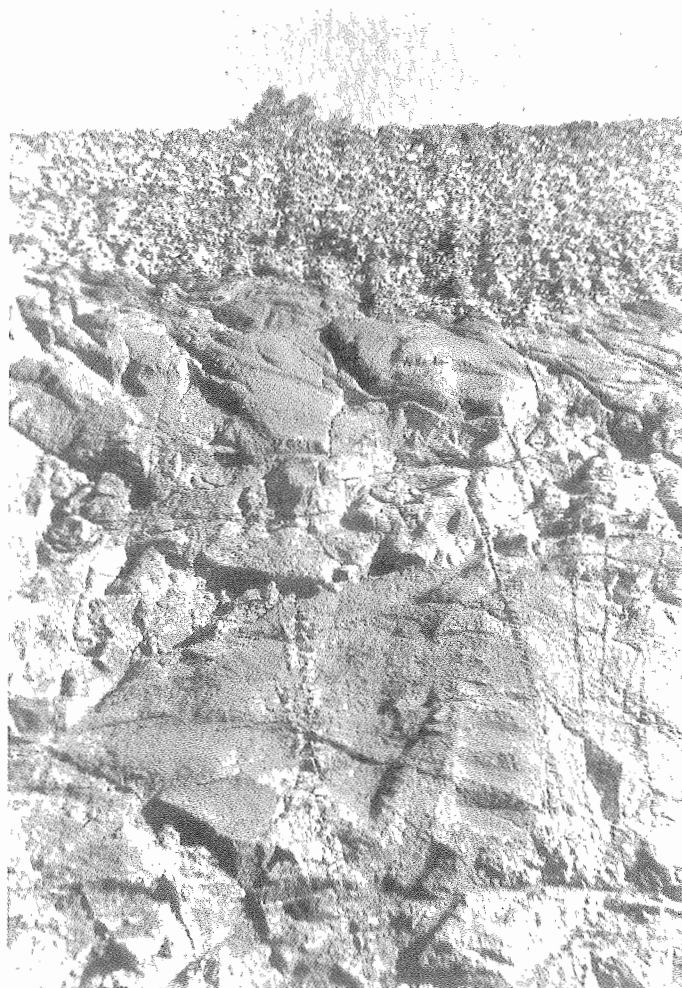
Sobre las superficies que recortan los relieves de la zona de Ossa-Morena pueden hallarse restos de *terra-rossa in situ*, en perfiles decapitados o ligeramente removilizadas, dependiendo de la topografía local, que provienen de las fases karstogénicas finineógenas o plio-pleistocenas conformadoras de superficies de corrosión y pequeñas poljes.

## 2.2. Raña

Aunque no se haya establecido hasta la actualidad una correlación precisa entre los suelos fersialíticos y los depósitos de raña (foto 3), es posible que esta acumulación sea sensiblemente posterior y su composición litológica proceda en parte del desmantelamiento de la edafización previa.

En el borde meridional de la Cuenca de Badajoz-Tierra de Barros se han podido diferenciar, en detalle, dos episodios acumulativos. Al pie de la sierra cuarcítica de Hornachos se advierte, además, un nivel de alteración versicolor que ocupa una posición infrayacente a los detríticos de la raña. Su carácter más definitorio es la existencia de un suelo planosólico, truncado en sus horizontes superiores.

El episodio antiguo procede del S. y tiene un dilatado recorrido, con una pendiente de 1,5 a 2 por ‰, bordes suavizados y un espesor de hasta 2 m, correspondiendo a la geometría de los afloramientos cartografiados. El nivel más reciente, de menor recorrido, se adapta al contorno de los relieves estructurales del zócalo, por lo que sus inclinaciones son mayores y la pendiente variable en orientación. En su frente, el borde es suavizado, aunque a veces la red fluvial excava escarpes netos; en la raíz, la acumulación enlaza con un *pediment* de escaso recorrido o es cubierto por coluviones posteriores.



**Foto 3.** Alterita granítica del batolito de Santa Elena (Jaén) cubierta por 2 m de depósito de raña.

**Photo 3.** Weathering granitic products of Santa Elena (Jaén) covered by 2 m of raña deposits.

En síntesis, estas rañas extremeñas tienen carácter erosivo respecto del sustrato y están relacionadas con los relieves residuales cuarcíticos.

Es conveniente diferenciar estas rañas de las que orlan el edificio de Sierra Morena, en su vertiente meridional. Conforme lo que se ha denominado, en el sector occidental de la Depresión del Guadalquivir, el *alto nivel aluvial*, de rasgos típicamente fluviales y correspondientes a una antigua red de ríos entrelazados con morfologías de terrazas y plataforma acumulativa, que mordían el margen elevado con alteraciones ferruginosas. En el sector oriental, la alteración sobre el zócalo, bajo la raña, presenta una ferruginización junto a una marcada caolinización.

Hay razones geomorfológicas que apuntan, para la cronología de esta raña meridional, hacia una época algo más reciente que las septentrionales, del borde de la Cuenca del Guadiana.

### **2.3. Terrazas aluviales**

La evolución cuaternaria de la red fluvial en Sierra Morena ha estado ligada a la de los ríos principales que la limitan, Guadiana al N. y Guadalquivir al S. La escasa importancia de sus afluentes no ha favorecido un ostensible desarrollo



de niveles de terraza que más bien se centran en los de época reciente; es decir, en sus niveles inferiores. No obstante, la inflexión que realiza hacia el S. el trazado del Guadiana, en el límite fronterizo con Portugal, hace que este río salga de la cuenca terciaria de Badajoz y penetre en los relieves hercínicos, donde ha depositado varios niveles de terrazas que se encuentran hasta una cota relativa de 50 m. De las tres terrazas del Guadiana hasta ahora reconocidas, la que mejor representación cartográfica posee es la superior, a +30-50 m. Presenta una gran extensión superficial y un espesor de hasta 30 m. Su morfología es la de amplias plataformas aisladas en el relieve, aunque el conjunto de los afloramientos sea paralelo al cauce actual del río.

#### 2.4. Depósitos de vertiente

Los depósitos de vertiente, aunque abundantes, son de escaso recorrido, lo que dificulta su representación cartográfica. Básicamente se circunscriben al pie de los relieves cuarcíticos, recubriendo a veces la raña y aprovechando su morfología previa para desarrollarse. Están constituidos por cantos y bloques angulosos de cuarcita que reposan con una pendiente elevada y cuya génesis, aunque reciente, no siempre implica su funcionalidad.

Mención aparte debe hacerse de los coluviones de *terra-rossas*, ubicados en las vertientes de los relieves de calizas paleozoicas, ya que estos depósitos proceden de una dilatada poligénesis kárstica, posteriormente erosionados y movilizados en vertiente.

Asociados igualmente a los relieves de caliza y a sus vertientes, se encuentran plataformas travertínicas ligadas a surgencias kársticas. El afloramiento más continuo corresponde al eje Zufre-Aracena (Huelva), donde se han estudiado edificios de hasta 50 m de potencia, con facies filamentosas, brechoides, limosas y de tipo *crayeux*. La dinámica constructiva se relaciona con sucesivos episodios de cascadas moderadas y colmataciones laminares. Su reducida superficie de afloramiento ha impedido, de igual manera, una adecuada representación cartográfica.

A partir de restos antropológicos y arqueológicos, insertos en estos depósitos, se apunta una edad Holoceno reciente (entre 6.000 y 3.000 B.P.).

### 3. TECTONICA

La tectónica cuaternaria no parece haber sido importante si consideramos las escasas deformaciones que se aprecian en los depósitos de esa edad. Las dislocaciones más ostensibles parecen localizarse en el borde meridional del Macizo, en su tránsito a la Depresión del Guadalquivir, donde el rejuego reciente de antiguas directrices hercínicas ha provocado la deformación de algunos depósitos de raña.

### 4. BIBLIOGRAFIA

- ARMENTEROS, I.; DABRIO, C.; ALONSO, G.; JORQUERA, A., y VILLALOBOS, M. (1986): Laminación y bioturbación en carbonatos lagunares: interpretación genética (Cuenca del Guadiana, Badajoz). *Estudios Geológicos*, 42, pp. 271-280.
- VILLALOBOS, M.; JORQUERA, A., y APALATEGUI, O. (1985): El Terciario continental y Cuaternario del sector meridional de la Cuenca del Guadiana. *Actas VII Reunión del «Grupo de Ossa-Morena»*, pp. 21-22, Villafranca de los Barros (Badajoz).
- CHAPUT, J. L. (1971): Aspects morphologiques du Sud-Est de la Sierra Morena (Espagne). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 2, 13, fasc. 1 pp. 55-56.
- DELGADO QUESADA, M. (1971): Esquema geológico de la Hoja núm. 878 de Azuaga (Badajoz) *Bol. Geol. y Min.*, 82 (3-4), pp. 277-286.
- DÍAZ DEL OLMO, F. (1982): Geomorfología de Sierra Morena. *Estudio del interfluvio de las Cuencas fluviales Viar-Rivera de Hueznar*. Tesis doctoral (inédita). Universidad de Sevilla, 503 pp.
- DÍAZ DEL OLMO, F., y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1983): Observaciones sobre la geomorfología del batalito de Sta. Olalla del Cala (Huelva, Badajoz y Sevilla). *Bol. Geol. y Min.* 94 (3), pp. 179-186.

- DÍAZ DEL OLMO, F., y PAQUET, H. (1987): Presencia e interpretación de alteraciones epigénicas en Tierra de Barros (Badajoz, España). *Actas VII Reunión sobre el Cuaternario*, pp. 77-79. Santander.
- DOESER, H. L. van (1974): A geomorphological map of a part of the lower, Guadiana Basin, the area south of the river Matachel to the Guadajira. *Publ. uit het Geogr. Inst. der Rijksuniversiteit, Utrecht*, ser. 8, 55, 20 pp.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J.; VILLALOBOS, M.; JORQUERA, A., y DÍAZ DEL OLMO, F. (1988): Geomorfología del sector meridional de la Cuenca del Guadiana. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 1 (1-2), pp. 157-164.
- VIGUER, C., (1974): *Le néogène de l'Andalousse nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du Bassin du Guadalquivir*. Th. d'Etat Univ. Bordeaux I, 450 pp.
- VIGUER, C., y THIBAUT, C. (1973): Nouveaux elements de datation des formations de Piemont de la Sierra Morena á l'ouest de Sevilla. *Estudios geológicos*, 29, pp. 351-356.

# Area Bética y Levante

**J. L. Goy y C. Zazo**

Departamento de Geodinámica.  
Facultad de Ciencias Geológicas.  
Universidad Complutense. Ciudad Universitaria  
28040 Madrid

**J. Baena**

ENADIMSA  
Doctor Esquerdo, 138  
28007 Madrid

## RESUMEN

La neotectónica influye notablemente en estas áreas tanto en la repartición de los volúmenes como en la distribución de los depósitos cuaternarios.

En el área bética, una vez iniciado el Cuaternario, se produce un cambio de régimen tectónico, pasándose de una fase distensiva a una comprensiva con dirección de acortamiento NNO -SSE. Numerosas fallas rejuegan en esta etapa como accidentes de desgarre dextros y/o senestros: estos importantes sistemas de fracturas han influido notablemente en el dispositivo morfológico, trazado de la red fluvial y costero, así como en el desarrollo de los depósitos cuaternarios.

En la zona de Levante, los datos que hasta el momento se tienen apoyan por una fase distensiva que se prolonga desde el Mioceno hasta la actualidad. Ella es la responsable de la existencia de grandes áreas de subsidencia en las zonas litorales que continúan bajo este régimen en nuestros días, fundamentalmente en la región de Valencia.

El paso Plio-Pleistoceno se lleva a cabo de una forma gradual, sin que este límite suponga un cambio brusco en la geodinámica del área. En general, en las zonas litorales el Plioceno superior se caracteriza por una regresión generalizada que deja como testigos depósitos marinos muy someros cuya paleolínea de costa no se alejaba mucho de la actual, y depósitos de lagoón (Cádiz, Málaga, Almería, Alicante). En las restantes áreas, o hacia el interior de las anteriormente citadas durante esta época se depositaban calizas lacustres y se desarrollaban sistemas de abanicos aluviales.

## ABSTRACT

*Neotectonics influences notably in these areas both in the division of volumes and the distribution of the Quaternary deposits.*

*In the Betic area, numerous faults rework during the Quaternary as left and right strikes-slip faults, these important systems of fractures have influenced notably in the distribution of the morphologic device, outline of the fluvial and coastal system, as well as in the development of the Quaternary deposit.*

*In the Levante area, the data existing up to the moment support a distensive phase that extend from the Miocene to the present. This is responsible of the existence of great subsidence areas in the littoral zones that continue under this littoral zones that continue under this regimen in present essentially in the Valencia area.*

*In general in the littoral zones, the Upper Pliocene is characterized by a generalized regression leaving as witness very shallow marine deposits whose paleocoastline did not move away very much from the present one; and lagoon deposits (Cádiz, Málaga, Almería, Alicante).*

*In the rest of the areas, or landwards from the mentioned above, during this period lacustrine limestones were deposited and systems of alluvial fans were developed.*

Entre los depósitos cuaternarios destacan las terrazas fluviales asociadas al Guadalquivir, Júcar y Turia. El resto de los ríos o ramblas lo que forman son abanicos aluviales, que en el área mediterránea se caracterizan por estar fuertemente encostrados.

Los depósitos eólicos adquieren gran desarrollo en el litoral, los más antiguos (Plioceno superior-Pleistoceno inferior) afloran en la costa de Alicante (Norte de Santa Pola). De gran importancia desde el punto de vista estratigráfico son los cordones dunares oolíticos asociados a las playas tirrenienses y que se extienden desde Jávea al Cabo de Gata, en muchos casos constituyen los cordones de cierre de importantes lagoons, como es el caso del Mar Menor. No obstante, el complejo dunar más importante y variado es el sistema holoceno de la costa de Huelva, en particular el del área de Doñana.

Testigos de antiguas posiciones del nivel del mar, representados por terrazas marinas, flechas litorales, etc., aparecen a lo largo de la costa. No obstante, el litoral de Almería constituye un área privilegiada. Ocho líneas de costa se distinguen en el Cuaternario, cuatro de las cuales contienen *Strombus bubonius* (Tirrenienses), las tres más antiguas han sido datadas con  $^{230}\text{Th}/\text{U}^{234}$  y las medidas de los resultados son: 180 Ka, 128 Ka y 95 Ka.

Los depósitos holocenos están representados, en general, por flechas litorales (Huelva, Cádiz, Almería, Valencia); y el máximo de la transgresión flandriense se sitúa hacia los 7.000 años B.P. (datos de  $^{14}\text{C}$ ).

Los materiales turbosos adquieren gran desarrollo en las típicas albuferas de Valencia y Castellón, donde han sido ampliamente explotados. En general, estas turbas, según datos de sondeos, alternan con depósitos marinos y continentales.

Los depósitos lacustres adquieren también gran desarrollo en la cuenca de Guadix-Baza, cuyo último tramo de relleno de la cuenca lo constituyen calizas y tobas lacustres de edad Pleistoceno medio y gran parte inicial del superior.

Por último, cabe destacar los depósitos morrénicos de Sierra Nevada, que constituye el reducto glaciar más meridional de Europa. Dentro de este complejo glaciar pueden distinguirse claramente dos conjuntos morrénicos correspondientes a diferentes etapas del Pleistoceno superior.

*Among the Quaternary deposits the fluvial terraces associated to the Guadalquivir, Júcar and Turia stand out. The rest of the rivers or «ramblas» form alluvial fans characterized in the Mediterranean area because they are strongly incrustated.*

*The eolic deposits are widely very developed in the littoral, the most ancient ones (Upper Pliocene-Lower Pleistocene) outcrop on the coast of Alicante (Northwards of Santa Pola). Of great importance from the stratigraphic point of view are the oolitic dune ridges associated to the Tyrrhenian beaches that are extended from Jávea to the Cabo de Gata, in many cases constituting the closing bars of important lagoons as in the case of the Mar Menor. However the most important and varied dunar complex is the Holocene System of the coast of Huelva, particularly the one of the area of Doñana.*

*Witness of ancient positions of sea-level represented by marine terraces, littoral spit-bars, etc., appear all along the coast. However, the littoral of Almería constitutes a privileged area. Eight coast-lines are distinguished in the Quaternary, four of which bear *Strombus bubonius* (Tyrrhenian) the three most ancient ones have been dated with  $^{230}\text{Th}/\text{U}^{234}$  and the mean results are: 180 Ka, 128 Ka and 95 Ka.*

*The Holocene deposits are generally represented by littoral spit-bars (Huelva, Cádiz, Almería, Valencia); the maximum flandrian transgressive is located around 7.000 years B.P. ( $^{14}\text{C}$  data).*

*The peat deposits are very developed in the typical lagoons of Valencia and Castellón, where they have been amply exploited. Generally, these peats according to prospecting data alternate with continental and marine deposits.*

*The lacustrine deposits are very developed in the Guadix-Baza Basin, whose last filling span of the basin is constit by limestones and lacustrine tuffs of Middle Pleistocene age and the initial stage of the Upper Pleistocene.*

*At last, we may stand out the deposits of tills of Sierra Nevada that constitute the most southern glacier remains of Europe. Within glacier complex we can clearly distinguish two till groups corresponding to different stages of the Upper Pleistocene.*

## 1. INTRODUCCION

Forman las Cordilleras Béticas un conjunto montañoso que prologándose sobre 600 km, se extiende desde el Estrecho de Gibraltar (provincia de Cádiz) hasta el Cabo de La Nao (provincia de Alicante), sin incluir las Islas Baleares que constituyen la prolongación en el mar del mismo dominio estructural.

Dentro de las Cordilleras Béticas se distinguen una serie de unidades tectónicas que, a su vez, guardan una cierta correspondencia con las diferentes unidades morfotectónicas distinguidas en las mismas.

Dominio	Unidad tectónica	Unidad morfotectónica
Zonas Internas	Béticas { malaguides Alpujárrides Nevado-Filábrides	Cordillera Penibética = Bética s.s
	Dorsal Bética o Rondaide «Mantos alóctonos del Campo de Gibraltar»	
Zonas Externas	Depresiones neógenas	Depresión Penibética = Sillón Bético
	Subbetico Prebético	Cordillera Subbética

### 1.1. Neotectónica en las Cordilleras Béticas

Si bien la tectogénesis de la Cordillera Bética se extiende durante un largo período, es indudable que los últimos movimientos registrados en este área han tenido una gran influencia en la repartición de los volúmenes y en la distribución de los depósitos.

A partir del Mioceno superior, en toda la Cordillera Bética se produce un régimen tectónico de tipo compresivo debido al empuje de la placa africana sobre la europea, con una dirección de acortamiento que ha variado a lo largo del tiempo desde NO-SE (Tortonense), N-S (Tortonense superior-Plioceno) y NNO-SSE (Plioceno superior-Holoceno). En este marco geodinámico se desarrolla un vulcanismo de edad miocena, pliocena y cuaternaria.

Las principales fracturas que existen en las Cordilleras Béticas pueden ser agrupadas en tres sistemas fundamentales: las N70°-100°E, las N120°-150°E y las N10°-50°E. Todas ellas afectan, en mayor o menor grado, a los materiales cuaternarios, condicionando en muchos casos el desarrollo espacial y tipo de los depósitos.

*Sistemas N70°-100°E.*—Son las fracturas de mayor recorrido y más importantes de las Cordilleras Béticas. Comprende este sistema los siguientes accidentes mayores: «Alineación al N del Guadalquivir» (falla del Guadalquivir), «Línea de contacto Bética-Subbética», «Zona de falla Cádiz-Alicante», con claro reflejo en la depresión de Guadix-Baza y Granada, en donde su recorrido está jalonado por fuentes termales y deformaciones numerosas en los materiales neógenos y cuaternarios.

«Fallas de las Alpujarras». Paralela a ellas existe una falla normal importante al pie de la Sierra de Gádor, cuyo funcionamiento a lo largo del Cuaternario se produce a impulsos y a distinta velocidad, como se deduce del dispositivo (encajamiento, superposición) de los sistemas de abanicos aluviales que se desarrollan al pie del relieve.

*Sistemas N120°-150°E.*—Funcionan, en general, como fallas dextrales, tal es el caso del accidente de San Miguel y de los paralelos al mismo que se observan entre la desembocadura del Río Segura y el Mar Menor. Asociados al funcionamiento de ellos durante el Pleistoceno, se desarrolla un sistema de lagunas litorales (La Mata, Torrevieja, Mar Menor).

A este grupo pertenece también la «Red de fallas del Alquíán» (Almería), que en superficie se observan como fallas normales que afectan a los glaciares y controlan los paleocantilados de los niveles marinos tirrenienses (Pleistoceno medio-superior).

*Sistemas N10°-50°E.*—En muchos casos funcionan como senestrosas y controlan en gran medida el trazado actual de la costa. Así, el litoral entre Estepona y Gibraltar, Torremolinos-Málaga, presenta dicha dirección. En el caso de la costa entre Vera-Mojácar, el trazado de la misma corresponde al paso del «Accidente de Palomares» (N10°E); lo mismo sucede en el sector comprendido entre Alicante y Guardamar, en donde una red de fallas normales, de dirección aproximada N-S, no sólo controla el trazado de la costa, sino que a lo largo de todo el Cuaternario ha condicionado el dispositivo (encajamiento) de los diferentes niveles marinos.

Dentro de Almería, el paso del «Accidente de Carboneras» (N45°E) provoca bruscas inflexiones en la línea de costa, debido al movimiento senestroso de las fallas; este desplazamiento en la horizontal afecta también a todos los niveles tirrenienses. Su actividad actual, en la que se observan fenómenos de desplazamiento, drenaje en Z y desviación levógira, aspectos típicos de las fallas de desgarre. Una ligera componente vertical se observa en el movimiento de dicho «Accidente», ello determina el dispositivo de encajamiento en unos casos y de superposición en otros de los abanicos aluviales cuaternarios.

El gran «Accidente de Alhama de Murcia» (N30°-55°E) pertenece también a este sistema y su trazado es seguido por el valle del Guadalentín, desde Lorca hasta Murcia.

## 2. EL LIMITE PLIO-PLEISTOCENO

### 2.1. Zonas costeras

En toda la Región Bética durante el Plioceno superior se produce una regresión generalizada de tal forma que el mar sólo cubre las áreas litorales siguiendo un contorno casi paralelo al trazado actual de la costa y adentrándose muy poco hacia el interior.

Esta regresión generalizada se continúa a lo largo del Cuaternario, período durante el cual sólo se producen ligeras oscilaciones, positivas y negativas, que en ningún caso llegan a sobrepasar los límites de los depósitos marinos del Plioceno superior.

Próximos a la costa se sitúan los materiales correspondientes a depósitos marinos de mar somero, constituidos en general por conglomerados ricos en *Ostreidos* y *Glycymeris*, que en la zona de Murcia y Alicante contienen también *Strombus coronatus*. No obstante, según los datos de la microfauna, nunca se supera la biozona de *Globorotalia*

*crassaformis*. Otras facies típicas de este área son las de laggon que se observan en el litoral de Cádiz, Almería y Alicante.

Hacia el interior se depositan calizas lacustres en el área de Cádiz y Alicante; ellas se situarían en el emplazamiento de algunos lagos que siempre estuvieron desconectados del mar.

Por su parte, los materiales cuaternarios están también constituidos por conglomerados marinos muy similares a los anteriormente descritos; sin embargo, la fauna que contienen varía un poco; desaparición del *S. coronatus* y presencia casi constante de *Chlamys glabra*. Asimismo, se dan las facies de lagoon (Bahía de Cádiz), en donde pasan lateralmente a depósitos continentales que contienen *Mammuthus meridionalis*.

## 2.2. Zonas del interior

En ellas se desarrollan fundamentalmente abanicos aluviales o glacis al pie de los relieves y no se observa ningún cambio brusco entre los correspondientes a los del Plioceno superior y los propiamente cuaternarios.

En general, podemos decir que el paso Plio-Pleistoceno se lleva a cabo de una forma gradual, sin que este límite suponga un cambio brusco en la geodinámica de este área.

## 3. LOS DEPOSITOS CUATERNARIOS

### 3.1. Depósitos morrénicos (till)

Sierra Nevada constituye el reducto glaciar más meridional de Europa. Por su altitud y orientación, este glaciarismo debe considerarse de montañas secas; ello explica la reducida dimensión de los valles sometidos al influjo morfológico de las masas heladas (foto 1).

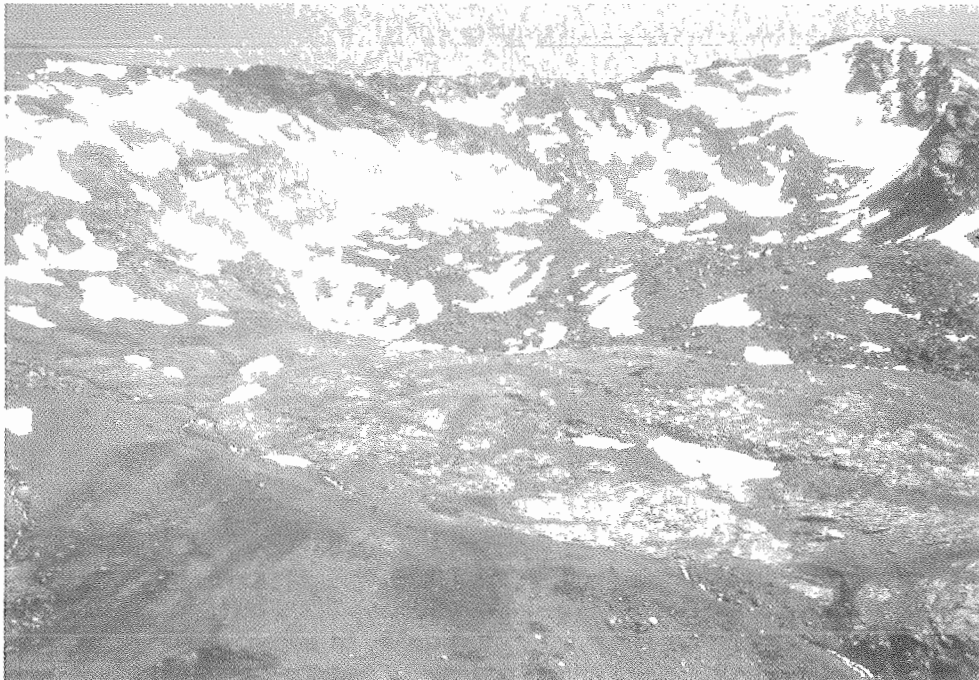


Foto 1. Relieve glaciar en el alto valle del Río Dílar (Sierra Nevada). Circo de la cuerda de la Dehesa. Obsérvense los diferentes arcos morrénicos en negro.

Photo 1. Glaciar elevation in the high valley of the Dílar River (Sierra Nevada). Circus of the Cuerda de la Dehesa. Observe the different till arcs in black.

Los heleros de la vertiente mediterránea del área Veleta-Mulhacén (unidades de Veleta, Río Seco, Mulhacén) presentan una morfología glaciaria, tanto en formas de erosión como de depósito. Todos los aparatos emitieron lenguas que en el mejor de los casos alcanzaron los 4 km de longitud, situándose sus depósitos morrénicos a unos 2.350 m.

La importancia morfológica de la actividad glaciaria, especialmente en el área meridional del Veleta-Mulhacén, se debe, en buena medida, a los efectos de una sobrealimentación nival por acción eólica. Los vientos de Poniente producían un barrido en las lomas expuestas a barlovento, mientras que en las áreas expuestas a sotavento con orientación mediterránea lo que se producía era una acumulación. Aun en la actualidad los principales neveros de fusión tardía se ubican al Sureste y deben su existencia a los mismos fenómenos.

Dentro del complejo glaciario pueden distinguirse claramente dos conjuntos morrénicos correspondientes a diferentes etapas dentro del Pleistoceno superior. Al más antiguo se asimilan las morrenas abandonadas en las márgenes externas de los surcos glaciares. El más reciente es datado como del Tardiglaciario y su morfología más significativa son los glaciares escasos. La existencia de materiales y formas erosivas correspondientes a una glaciación más antigua son aún muy discutidos.

### 3.2. Depósitos lacustres

En la depresión de Guadix-Baza el último tramo de relleno de la cuenca lo constituyen calizas y tobas lacustres de edad pleistoceno medio y parte inicial del superior, en base al yacimiento de la Solana del Zamborino, con *Paleoloxodon antiquus* e industria Achelense superior.

Posteriormente, la cuenca pasa a ser exorreica al producirse el encajamiento de la red fluvial actual, que en este área están representados fundamentalmente por depósitos de glaciares.

A la laguna del Hondo, que constituye la zona más deprimida de la depresión de Elche (Alicante), llegan esporádicamente los materiales limosos distales correspondientes a los abanicos aluviales holocenos que tienen en ella su nivel de base.

A esta misma edad corresponden los depósitos arcillo-arenosos negros de la Laguna de la Janda (Cádiz), que se presentan encajados en las terrazas recientes del Río Almodóvar.

### 3.3. Depósitos fluviales (terrazas y llanuras aluviales)

#### 3.3.1. Vertiente atlántica

Sin lugar a dudas, el río que ha dejado un mayor número de depósitos es el Guadalquivir, que recorre desde su nacimiento, en la Sierra de Cazorla (provincia de Jaén), hasta su desembocadura (provincia de Sevilla-Cádiz) la Depresión del Guadalquivir.

Sus terrazas están ampliamente desarrolladas en su margen izquierda, presentando siete replanos morfológicos perfectamente distinguibles. Particular desarrollo adquiere el nivel más alto y más antiguo (Pleistoceno inferior), que se caracteriza por estar perfectamente encostrado. En la transversal de Palma del Río a Ecija se observa este nivel con una anchura de 24 km, mientras que al sur de Córdoba se encuentra desmantelado.

En los niveles más antiguos se encuentra industria tipo Pebble culture, que, por supuesto, no llega a desaparecer en los niveles medios, aunque ya éstos contienen industria achelense. Los numerosos restos faunísticos encontrados en los depósitos aluviales del Guadalquivir están generalmente asociados con dichas terrazas medias; entre ellos cabe destacar la presencia de *Paleoloxodon antiquus* (Terraza de la Rinconada, Sevilla). En los niveles más bajos aparece industria musteriense.

La existencia de tan escaso número de niveles en comparación con otros ríos de la Península parece obedecer al hecho de encontrarse varios niveles superpuestos, como lo demuestra la desacomodada potencia que alcanzan sus depósitos.



Por otra parte, el estudio de algunos afloramientos «fluvio-marinos» próximos al litoral demuestran que el Río Guadalquivir desembocaba al inicio del Cuaternario formando un amplio delta, con dos brazos fundamentales, uno que seguiría aproximadamente la desembocadura actual, próxima a Sanlúcar de Barrameda (foto 2), y otro que lo haría en las actuales marismas del Guadalete.

Los depósitos fluvio-marinos con niveles conglomeráticos ricos en cuarcita, y con fauna de *Anancus* sp. y *Mammuthus* en la cantera de la Florida (Puerto de Santa María), sugieren que el Río Guadalquivir desembocaba en este punto



**Foto 2. Materiales fluviales del Río Guadalquivir (Pleistoceno inferior). «Arenas Rojas» con *Box aurus*: Sanlúcar de Barrameda.**

**Photo 2. Fluvial deposits of Guadalquivir River (Lower Pleistocene). «Red sands» with *Box aurus*. Sanlúcar de Barrameda.**

a través de un brazo que recorría el Caño de Casablanca (Este de Trebujena)-Llanos de Caulina-La Cartuja de Jerez-Puerto de Santa María. En ese momento el Guadalete, como máximo, era un afluente que se unía al Guadalquivir en el tramo de La Cartuja.

### 3.3.2. Vertiente mediterránea

Aunque son numerosos los ríos y ramblas que desembocan en la misma, las terrazas que dejan estos cauces no son importantes desde el punto de vista de afloramiento, así dos de los cauces más importantes, como son el del Segura y el del Guadalentín, lo que presentan es en realidad una amplia llanura aluvial, sin que se observe en sus márgenes niveles aluviales antiguos colgados; ello es debido fundamentalmente al carácter neotectónico de dichos valles.

Ya en la provincia de Valencia destaca por el número de terrazas el Río Turia; él, junto con el Júcar (foto 3), han contribuido al relleno paulatino de la Albufera de Valencia, habiendo cambiado la desembocadura de ambos durante el Cuaternario reciente.

Ocho niveles de terraza se distinguen en el Río Turia. La terraza más antigua, a + 65 m, muy tectonizada, corresponde al Pleistoceno inferior, dos niveles en el Pleistoceno medio (+50 m y +35 m), tres en el Pleistoceno superior (+25



**Foto 3.** Llanura aluvial del Río Júcar en su desembocadura, próximo a Cullera (Valencia).  
**Photo 3.** Alluvial plain of River Júcar at its mouth, next to Cullera (Valencia).

m, +15-12 m y +10-8 m) y dos en el Holoceno (+5 m y +2 m). Es indudable que esta cronología es relativa y se ha hecho en base a criterios geomorfológicos regionales.

### 3.4. Depósitos de turberas

Aunque los depósitos de turberas más antiguos aparecen en el litoral bético, sin duda son más continuos los que se sitúan en las costas de Valencia y Castellón. La mayor parte de ellos son del tipo parálico, es decir, aquellos que estaban muy ligados a ambientes salobres, como lo demuestra la presencia del foraminífero *Trichphyalus aguayoy*.

En la zona atlántica se sitúa la turbera de Las Madres (Huelva), en contacto con la llanura aluvial del Tinto-Odiel; ésta se formó posteriormente al máximo de la transgresión flandriense (Holoceno), una vez que la desembocadura de un antiguo arroyo fue cerrada por la creación de cordones dunares. Los datos polínicos y de  $^{14}\text{C}$  indican que la formación de estos depósitos se llevaría a cabo entre la primera mitad del período atlántico y mitad del subatlántico.

En la provincia de Granada, y dentro de la Depresión Dúrcal-Padul, la permanencia constante de hundimientos a lo largo del Cuaternario de este área ha provocado la acumulación de más de 100 m de turba en la turbera no parálica del Padul. Del estudio polínico se deduce que al menos desde los -72 m a 0 m están incluidos el Pleistoceno medio, superior y holoceno. Los primeros 11 m han sido datados por  $^{14}\text{C}$ , localizándose el período atlántico a -15 m.

En los litorales de Valencia y Castellón se localizan numerosas turberas asociadas a antiguas o recientes albuferas. Los estudios polínicos y de medida isotópicas se han centrado fundamentalmente sobre la turbera de Torreblanca (Castellón) y el marjal de Pego (Valencia).

El sondeo más profundo corresponde a Pego y los datos obtenidos indican (sondeo de 52 m) la existencia de tres niveles de turba intercalados con depósitos marinos y continentales cuaternarios. El nivel más antiguo se sitúa a -20 m y la edad con  $^{14}\text{C}$  ha resultado de 40.000 años; como se sabe, esta cifra se sale de los límites de fiabilidad del método; no obstante, no deja de ser indicativa. El segundo nivel se sitúa a unos -12 m, tendría  $7.790 \pm 110$  años B.P. Por último, un nivel más reciente se desarrolla entre la cota 0 y -2 m.

En la Albufera de Valencia se observan capas de turba casi continuas entre Sueca y Cullera. No obstante, y a pesar de su importancia, nunca han sido realizados en ellas medidas isotópicas ni estudios polínicos en secuencias continuas.

Ya en la provincia de Castellón aparece la turbera de Torreblanca, donde se han realizado numerosos estudios. Los sondeos realizados dan entre  $-4,5$  y  $-1$  m una capa de turba, que ha sido ampliamente explotada, cuya edad va desde los  $6.280 \pm 85$  años B.P. hasta los 1.670 años B.P., es decir, mitad del período atlántico —Subboreal— y primera mitad del período subatlántico.

### 3.5. Arenas eólicas

Todos los depósitos eólicos aparecen en la zona litoral y, en general, corresponden morfológicamente a dunas y mantos eólicos, aunque en la zona de Almería también se observan pavimentos de cantos.

Desde el punto de vista estratigráfico la secuencia más completa se observa en Santa Pola y Los Arenales del Sol (Alicante). Los depósitos de lagoon del Plioceno superior pasan lateralmente y a techo a una secuencia dunar constituida por cuatro generaciones de dunas muy consolidadas separadas por suelos rojos. Este conjunto, que es el más antiguo del área bética, lo consideramos del Pleistoceno inferior-medio. Su extensión impide la representación cartográfica.

El siguiente sistema dunar, también muy importante en cuanto a la estratigrafía se refiere, está constituido por las «dunas oolíticas» que de forma más o menos continua afloran desde Jávea (Alicante) hasta San José (Almería), y que siempre van asociadas a las playas tirrenienses que contienen *Strombus bubonius* (Pleistoceno superior). Constituyen, en muchos casos, cordones de cierre de antiguas lagunas, como, por ejemplo, el Mar Menor.

Litológicamente, el depósito consiste en oolitos de pequeño tamaño. Las dimensiones más frecuentes se sitúan entre 150 y 200  $\mu$ . Todos ellos tienen poco espesor de córtex en relación con el núcleo, siendo el primero de naturaleza argonítica.

Más o menos contemporáneas a estas formaciones dunares, en el litoral atlántico se desarrollan asociadas a las playas marinas Ouljienses (Pleistoceno superior) las dunas de Trafalgar, Barbate y el Aculadero (Cádiz).

Pero sin lugar a dudas es el Coto de Doñana (Huelva-Sevilla) donde se observa el conjunto del holoceno más impresionante, no sólo de España, sino de Europa. Independientemente de su extensión, existe una gran variedad de formas: barjanas, dunas parabólicas y transversales, todas ellas acumuladas a favor de los vientos procedentes del SO.

De la misma edad son los cordones eólicos que cierran la Albufera de Valencia y la desembocadura del Río Segura (dunas de Guardamar).

### 3.6. Depósitos coluviales

Se presentan asociados a los relieves; por consiguiente, en el área que nos ocupa éstos son muy abundantes; su litología, como es normal, deriva de la del macizo al que se adosa.

En algunos casos sirven como criterios para demostrar la reactivación reciente de antiguas fallas, tal es el caso de los coluviones que se adosan al relieve norte del Torcal de Antequera (Málaga), y los que se observan adosados a la Sierra de Gata. En ambos casos las estructuras sedimentarias del depósito reflejan un claro basculamiento en contrapendiente, que afecta, en el primer caso, a coluviones del Pleistoceno medio-superior, y en el segundo, a los del Pleistoceno superior u Holoceno (La Puntica, Norte de Carboneras-Almería) al paso del «Accidente de Carboneras».

### 3.7. Depósitos de glacis, piedemonte, abanicos y conos

#### 3.7.1. Abanicos aluviales

Uno de los sistemas más completos y más interesantes desde el punto de vista estratigráfico, dada su relación con los niveles marinos cuaternarios, son los que se desarrollan en el Campo de Dalías (Almería).

Siete generaciones de abanicos se forman al pie de la Sierra de Gádor (foto 4). Los más antiguos suprayacen directamente sobre los materiales deltaicos del Plioceno superior en la zona de Adra; la siguiente generación está separada de la anterior por el nivel marino cuaternario más antiguo de la zona. A partir del Pleistoceno medio interrumpe la relación marino-continental debido al funcionamiento de un eje de flexura E-O que hace bascular la zona litoral hacia el Norte, lo que obliga a la deposición de las facies distales de los abanicos en un surco de dirección E-O (Balanegra-Roquetas), coincidente con el eje de flexura, sin conseguir alcanzar la costa.



**Foto 4. Sistemas de abanicos aluviales encajados que se desarrollan al pie de la Sierra Alhamilla (Cueva de los Ubedas, Almería).**

**Photo 4. Encased alluvial fan systems developed at the base of Sierra de Alhamilla (Cueva de los Ubedas, Almería).**

Otra secuencia interesante la constituye el sistema de abanicos aluviales que se desarrollan al pie de las Sierras de Colmenar-Crevillente, ocupando sus depósitos la casi totalidad de la Depresión de Elche. Diez generaciones de abanicos aluviales cuaternarios han sido distinguidos; los cinco más antiguos se presentan encajados los unos en los otros, y su litología está constituida por limos arenosos rojos con cantos calizos y una fuerte costra detrítica tipo «dalle» a techo. Ellos entrarían en la denominada Formación Sucina del Levante español, sin embargo, la cronología no coincidiría con la dada para la misma, ya que para nosotros ésta no sólo sería la base del Pleistoceno inferior, sino que correspondería al Pleistoceno inferior y parte del medio.

Muy posiblemente las facies distales de los abanicos de la 1, 2, 3 generación, están representados por los limos rojos que se localizan en la Sierra de Santa Pola y Arenales del Sol (Alicante), en donde pasan por cambios laterales de facies a la terraza marina cuaternaria más antigua de la zona. La posición actual de esas facies distales es consecuencia de una «pulsación tectónica» acaecida a finales del Pleistoceno inferior en la Depresión de Elche.

### 3.7.2. *Abanicos deltaicos*

Los más significativos y con mejor expresión morfológica son los que se desarrollan en la desembocadura de algunas ramblas mediterráneas; entre ellas cabe destacar las del Río Adra y Almanzora, en la provincia de Almería (con varios niveles encajados), Río Palancia (Valencia) y Río Mijares (Castellón), estos dos últimos presentan las secuencias en solape; con menor expresión morfológica, pero constituyendo una amplia secuencia cuaternaria, se sitúan los abanicos deltaicos de la Cuenca de Cope (Murcia). En ella se observa como depósitos claramente continentales,

pero de pequeño espesor, alternan con cuñas marinas progradantes con clara influencia continental. El número de ciclos cuaternarios de este tipo observados en este conjunto es de ocho o nueve y, en general, se presentan superpuestos o en solape.

### 3.8. Travertinos

Estas formaciones son muy frecuentes en la zona comprendida entre Enguera y Montesa; y al O. de la Font d'Encarros en la vertiente septentrional de la Sierra de Gallinera (Valencia). Constituyen estos depósitos masas calcáreas porosas de tonos blancos o amarillentos que contienen restos de vegetación y fauna de moluscos dulceacuícolas.

Los estudios polínicos indican que en la época de su formación el paisaje era de bosque no muy cerrado en el que dominaba el pino sobre el roble; lo referente a las herbáceas destacan las *Cyperaceas* en relación con las gramíneas.

La fauna de moluscos no aportan muchos datos para establecer la edad de estos depósitos, ya que las especies encontradas son frecuentes, tanto en el Pleistoceno como en el Holoceno; por consiguiente, la cronología de los mismos se ha establecido teniendo en cuenta criterios morfológicos en relación con los encajamientos y depósitos fluviales que presentan intercalados materiales de este tipo.

### 3.9. Depósitos marinos (terrazas y flechas)

Los restos de antiguos niveles marinos se distribuyen de forma desigual a lo largo del litoral bético, constituyendo no obstante, una zona privilegiada para el estudio de los mismos, dado el abundante número de secuencias marinas emergidas.

Por las características geodinámicas de este sector (situación geográfica en el área límite de placas europea y africana; zona en comprensión durante el Cuaternario), todos los niveles marinos se presentan afectados por fracturas y flexuras, lo que motiva la diferente altura entre los máximos transgresivos de una misma línea de costa y, por consiguiente, la dificultad para hacer correlaciones.

La característica general en todas las playas antiguas es la ausencia de fauna fría, aspecto éste que sirve para diferenciar en otros países próximos (Marruecos, Italia, Francia) el Plioceno superior del Cuaternario. Tan sólo la ausencia de algunas especies como el *Strombus coronatus* en los litorales de Murcia y Alicante nos puede indicar que ya nos hallamos en el Cuaternario. A veces lo que sucede es una mayor presencia de determinadas especies como *Chlamys glabra* en los litorales atlánticos, con el mismo significado que el anterior.

Sin embargo, lo que sí está muy representado en nuestras costas mediterráneas es el «ciclo tirreniense» caracterizado por la presencia de fauna cálida y su elemento más significativo el *Strombus bubonius*. Este ciclo en las costas atlánticas presenta también fauna cálida, pero aquí la especie que lo caracteriza es *Patella safiana* y el ciclo marino recibe el nombre de Ouljiense, dada su mayor similitud con las característica marroquíes.

#### 3.9.1. Costas atlánticas

El mayor número de terrazas marinas se observa en el litoral de Cádiz, con cuatro niveles en el Pleistoceno y dos en el Holoceno. Las playas correspondientes al ciclo Ouljiense han sido datadas (Th/U) en 100.000 años y de la disposición altimétrica de los paleoacantilados se deduce que el área del Estrecho se levanta en relación con sus bordes, tanto mediterráneos como atlánticos, al igual que sucede en las costas africanas.

En el litoral de Huelva los niveles mejor representados son los holocenos que, en general, constituyen sistemas de flechas litorales que cierran áreas de *lagoon* (marismas); las más significativas son las flechas del Río Piedras, Punta Umbría y Doñana. La formación de las mismas, según los datos de  $^{14}\text{C}$ , sucedería hacia los 5.000 años B.P.

### 3.9.2. Costas mediterráneas

La secuencia más completa se observa en los litorales de Almería, Murcia y Alicante. En la región de Valencia sólo aflora una playa en el Cerro de Cullera, a la cota de 0,5 m cuya cronología es dudosa, aunque se la tiende a asociar con el ciclo Tirreniense.

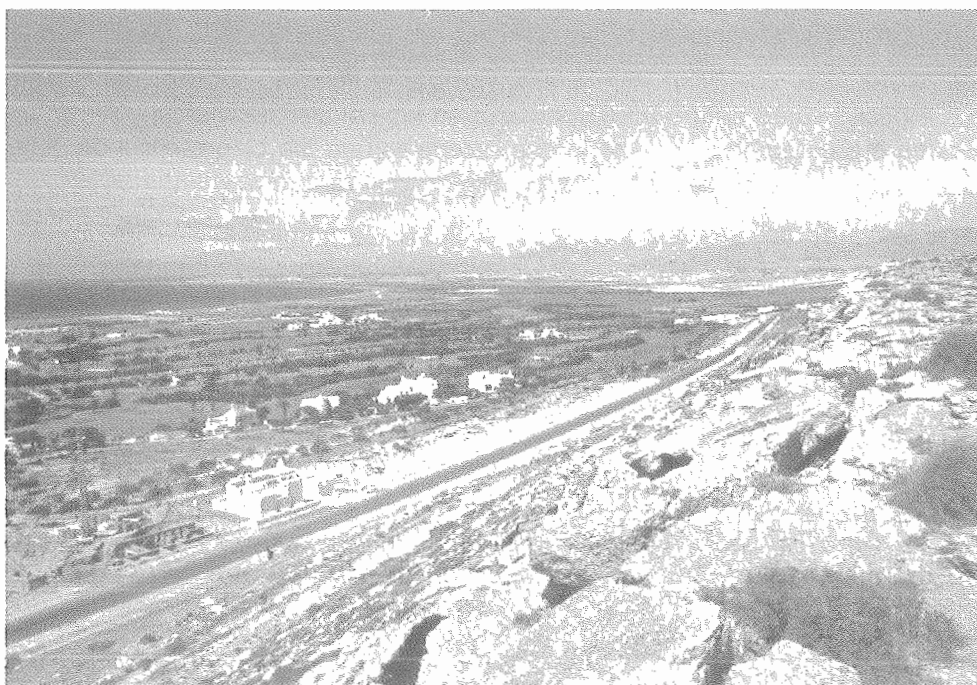
En el Campo de Dalías (Almería) (foto 5) se observa la secuencia de playas marinas más completa, con ocho niveles encajados los unos en los otros. Cuatro de ellos contienen *Strombus bubonius*; unas cincuenta medidas de Th/U han sido efectuadas, dando una media de edad de 180.000, 128.000 y 95.000 años para los tres niveles tirrenienses más antiguos. La playa más reciente da resultados contradictorios debido a problemas geoquímicos; no obstante, por datos estratigráficos nosotros la situaríamos hacia el final del último período glacial.

Independientemente de la reincorporación de la fauna a playas más recientes, lo que es evidente es que el *Strombus bubonius* llega al Mediterráneo antes del último interglacial como en general se ha discutido, y que muy posiblemente haya emigrado del mismo con posteridad a lo generalmente supuesto.

Otra de las áreas privilegiadas para el estudio de los niveles marinos la constituye la zona de La Marina y Santa Pola, en el litoral de Alicante.

La construcción de mapas de isobatas (Almería-Murcia-Alicante), teniendo en cuenta la altura y edad de los niveles Tirrenienses, revela que la máxima elevación se produce en la costa sur de Almería, el máximo hundimiento en el Mar Menor, y de nuevo una elevación se observa en el litoral de Alicante, próximo a la alineación de Crevillente (zona de contacto Béticas internas y externas).

Con relación a flechas litorales, la secuencia más completa se observa en el área de Roquetas (Almería). El inicio de formación sería inmediatamente después del máximo Flandriense hacia los 7.000 años, teniendo en cuenta medias de  $^{14}\text{C}$ .



**Foto 5.** En primer término acantilado fósil labrado sobre los materiales marinos pliocenos y del Pleistoceno medio. A su pie se desarrollan las terrazas marinas tirrenienses (Bahía de Guardias Viejas).

**Photo 5.** In first term, fossil cliff worked on Pliocene and Middle Pleistocene marine deposits. At the base Tyrrhenian marine terraces are developed.

Un sistema de flechas litorales holoceno se desarrolla ampliamente en la Costa de Huelva (foto 5) formado a favor de una deriva litoral generalizada hacia el SE.



Foto 6. Flecha del Rompido (Huelva).

Photo 6. El Rompido Spit bar.

#### 4. BIBLIOGRAFIA

- DUMAS, B. (1977): *Le Levant espagnol. La genèse du relief*. Thèse d'Etat, Univ. París, XII.
- GARCÍA DUEÑAS, V.; DE MIGUEL, F.; SANZ DE GALDEANO, C.; VIDAL, F. (1983): Neotectónica y sismicidad en las Cordilleras Béticas. Una revisión de los resultados. *Primeras Jornadas sobre Neotectónica y su aplicación al análisis de riesgos de emplazamientos cuarcíticos e industriales*, Madrid nov.-dic., 1983. J.E.N.
- GÓMEZ ORTIZ, A. (1987): Consideraciones sobre el valor geomorfológico del glaciario mediterráneo en el área Veleta-Mulhacén (Sierra Nevada, Granada). *Actas VII Reun. sobre el Cuaternario*, Santander, 1987, pp. 167-170.
- GOY, J. L. (1987): *Estudio geomorfológico del Cuaternario del litoral valenciano*. Tesis doctoral. Univ. Complutense, Madrid.
- GOY, J. L.; ZAZO, C. (1980): International Quaternary Map of Europe, núm. 9 (Madrid). *Bund. fur Geowissenschaften und Rohstoffe*. Hannover.
- LHENAFF, R. (1977): *Recherches geomorphologiques sur les Cordilleres Bétiques centro-occidentales (Espagne)*. Thèse d'Etat, Univ. París. Sorbonne.
- MARTÍNEZ, J. (1986): *Geomorfología de los depósitos cuaternarios de la zona N-NE de la provincia de Valencia*. Tesis doctoral. Univ. Complutense, Madrid.
- MENANTEAU, L. (1982): *Les marismas du Guadalquivir. Exemple de transformation d'un paysage alluvial au cours du Quaternaire récent*. Thèse 3<sup>em</sup> cycle, Univ. París, XI.
- MONTENAT, Ch. (1973): *Les formations néogènes et quaternaires du levant espagnol*. Thèse d'Etat, Univ. París. Orsay.
- MONTENAT, Ch.; OTT D'ESTEVON, Ph.; MASSE, P. (1987): Tectonic-Sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. C.R.E.P. Elf-Aquitaine*, 2, pp. 1-21.
- RUBIO CAMPOS, J. C.: *Geomorfología del sector occidental de Sierra Nevada. Barrancos de los ríos Dúrcal, Dilar, Monachil y San Juan. contribución cartográfica* (inédito).
- ZAZO, C. (1980): *El Cuaternario marino-continental y el límite Plio-Pleistoceno en el litoral de Cádiz*. Tesis doctoral, Univ. Complutense, Madrid.
- ZAZO C.; GOY, J. L. (1979): International Quaternary Map of Europa, Sh. núm. 13 (Rabat). *Bund fur Geowissenschaften und Rohstoffe*.
- ZAZO, C. (Edit.) (1987): *Late Quaternary sea-level in Spain*. *Trab. sobre Neógeno-cuaternario*, 10, 304 pp.

# Islas Baleares

P. del Olmo

C.G.S.

San Roque, 3. Majadahonda (Madrid)

## RESUMEN

Durante el Cuaternario, las Islas Baleares presentan una configuración muy similar a la actual, con erosión de los relieves montañosos y deposición de sedimentos continentales en las laderas y zonas deprimidas y marinos en el litoral.

Los principales depósitos continentales pleistocenos son coluviales encostrados con morfología de glacis, y conglomerados, limolitas, arcillas y suelos calcimorfos depositados por abanicos aluviales. En el litoral se sedimentan varios niveles de terrazas marinas y dunas eólicas cementadas. Localmente hay depósitos de marismas.

Los sedimentos holocenos son abundantes y variados. Hay sedimentos aluviales y coluviales en las áreas interiores, así como desarrollo de extensas superficies de «terra-rossa» sobre los materiales calcáreos mesozoicos y terciarios. En las costas hay depósitos de playa y dunas eólicas.

## ABSTRACT

*The Balearic Islands present, during Quaternary times, a similar configuration to the actual, with erosion and karst processes in the Northern and Eastern Ranges and sedimentation of continental deposits in the Central Plains and marine deposits in the coastline.*

*The main Pleistocene continental sediments are colluvial-cruste deposits with pediment morphology, and conglomerate-silt-clay-calcrete sequences deposited by alluvial fans. Near the coastline there are several levels of marine terraces, and eolic consolidated dunes. Locally marsh deposits are found.*

*The Holocene sediments are abundants and various: alluvial an colluvial deposits in the innerlands, broad lime-surfaces covered by «terra-rossa», and beach-deposits and eolic dunes in the shore line.*



## **1. INTRODUCCION**

Durante el Cuaternario, el archipiélago balear adquiere la configuración actual, depositándose en los márgenes de las islas sedimentos marinos litorales y de bahía, mientras que en la parte central de las mismas se originan fosas, más o menos subsidentes, en las que se acumulan sedimentos continentales que proceden de la desmantelación de las distintas sierras y relieves existentes en las islas.

De los numerosos autores que han estudiado los sedimentos del Cuaternario de Baleares son de destacar: La Marmora (1834) que estudia los sedimentos continentales de la parte central de Mallorca; Haime (1955), que estudia los sedimentos marinos; Hermite (1978), quien en su tesis doctoral estudia las terrazas marinas del Pleistoceno; Lozano (1884) estudia las formaciones dunares; Gignoux (1913) considera de origen eólico las formaciones dunares denominadas «marés»; Falot (1922) hace referencia en su tesis doctoral al Cuaternario continental de la Isla de Mallorca.

Más recientemente Sole Sabaris (1962) publica una síntesis del Cuaternario marino de Baleares relacionándolo con el de las costas mediterráneas de la Península; Roselló (1964) en su tesis doctoral estudia las terrazas marinas del Pleistoceno; Ver (1972) realiza un estudio detallado de los sedimentos continentales del Llano de Palma. Finalmente cabe destacar a Cuerda (1975), quien realiza un magnífico trabajo en el que recopila todos los estudios anteriores y da una descripción litológica de los distintos afloramientos del Cuaternario en Baleares, pormenorizando su contenido en fauna fósil.

## **2. PLEISTOCENO**

Está ampliamente representado mediante depósitos fluviales, eólicos y de ladera, así como por depósitos de playa y albufera.

### **2.1. Pleistoceno continental**

Ocupa la mayor parte del área comprendida entre la Bahía de Palma y la Bahía de Alcudia (Isla de Mallorca), aunque aparece recubierto casi en toda la zona por sedimentos del Cuaternario más reciente.

En la parte central de Mallorca y en numerosos puntos de Ibiza y Formentera afloran depósitos de origen coluvial más o menos encostrados que se atribuyen al Pleistoceno inferior.

### 2.1.1. *Coluviales encostrados. Glacis*

En la Isla de Mallorca, únicamente se localizan en su parte central (proximidades del Macizo de Randa), aunque se conservan algunos retazos preservados de la erosión en las sierras de Levante y Norte.

En las islas de Ibiza y Formentera, esta formación aflora ampliamente tapizando las laderas de los relieves estructurados, llegando a enlazar con una superficie de erosión que da lugar a zonas llanas más bajas.

Están constituidos por gravas angulosas y subredondeadas muy heterométricas y de naturaleza calcárea, empastadas en una matriz de limos arenosos con ocasionales niveles de limos y arcillas rojas.

Estos derrubios de ladera no presentan estructura interna que nos indique si se trata o no de zonas apicales de abanicos aluviales, como ocurre con los depósitos que describiremos a continuación.

La característica principal de estos depósitos es el encostramiento que presentan en superficie, dando lugar a una morfología de cuevas en muchos casos. Se trata de una costra calcárea de 10 a 20 cm de espesor y de color blanco a beige, según las distintas zonas. Este encostramiento desarrollado en condiciones climáticas húmedas y cálidas es el único indicio que nos habla de la antigüedad de estos depósitos.

### 2.1.2. *Abanicos aluviales*

Se sitúan flanqueando el borde Sur de la Sierra Norte de la Isla de Mallorca, en donde a pesar de la gran extensión que ocupan, sus afloramientos son escasísimos, al estar casi siempre cubiertos por depósitos fluviales del Holoceno que describiremos más adelante.

Únicamente en la localidad de Ses Penyes Rotjes (Puerto del Toro-Mallorca) puede reconocerse la naturaleza de los sedimentos que componen esta formación, al estar su afloramiento cortado por una costa de tipo acantilado (fotos 1 y 2). También en el paseo marítimo de la ciudad de Palma se observan estos sedimentos, pero sólo pueden reconocerse parcialmente por la degradación que aquí presentan.



**Foto 1. Pleistoceno en la costa occidental de la Isla de Mallorca (Puerto del Toro).**  
**Photo 1. Pleistocene on the western coast of Mallorca (Puerto del Toro).**

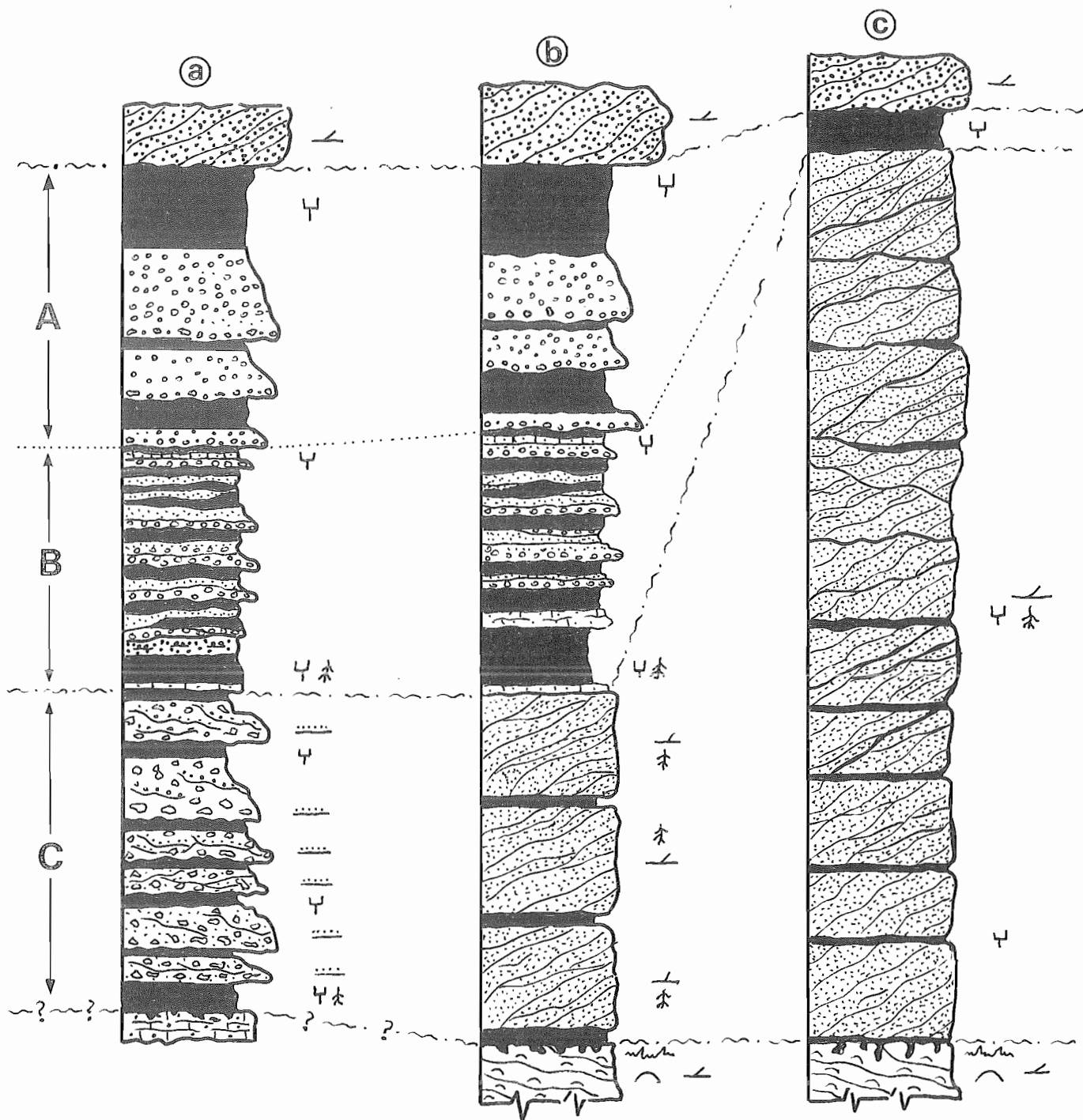


Fig. 1. Secciones estratigráficas del Pleistoceno de Mallorca.  
 Fig. 1. Stratigraphic sections of the Pleistocene in Mallorca.



Foto 2. Abanicos aluviales pleistocenos en la Isla de Mallorca.

Photo 2. Pleistocene alluvial fans on Mallorca.

La potencia aproximada de la formación en la localidad de Ses Penyes Rotjes es de 30 m, pero entre las bahías de Palma y Pollensa ha sido cortada por numerosos sondeos, que ponen de manifiesto que su potencia supera los 75 metros.

En la localidad tipo se ha estudiado la serie sedimentaria (Fig. 1a) en una sección estratigráfica a lo largo de la pared acantilada. Lateralmente se ha podido comprobar que se indentan formaciones marinas y eólicas (Figs. 1b y 1c).

La serie sedimentaria tiene tres tramos litológicos:

— *Tramo A.*—Con una potencia de 15 m, está constituido por secuencias *fining upwards* de 1 a 1,5 m, que presentan en la base brechas *clast-supported* de cantos angulosos de calizas, dolomías y cantos de conglomerados del Paleógeno. El tamaño máximo de los cantos es de 80 cm y el medio de 7 cm, estando empastados por una matriz de limos más o menos arenosos y de colores rojizos y presentan un cemento carbonatado. El techo de las secuencias está formado por lutitas y limos de color rojo que en algunos casos están ligeramente afectados por procesos edáficos.

Como hemos dicho anteriormente, las secuencias son granodecrecientes y no se observan bases erosivas, dando origen a cuerpos tubulares con continuidad lateral. Los cuerpos de brechas presentan cicatrices internas, pero no se aprecia estratificación cruzada de ningún tipo. No se han reconocido los términos basales de la formación, que se sitúa discordante sobre el terciario marino en esta parte de la isla. El término más bajo visible está constituido por un suelo calcimorfo, formado por fangos carbonatados que engloban cantos de caliza.

— *Tramo B.*—Tiene una potencia de 8 m y se sitúa mediante una disconformidad sobre el tramo A, que aparece algo estructurado, sin que sea posible asegurar si la estructura del tramo inferior se debe a causas deposicionales o tectónicas.

El tramo comienza con un banco de un metro de arcillas limosas rojas, en las que aparece algún canto disperso. En algunos puntos estas arcillas parece que están rellenando cicatrices erosivas producidas en el techo del tramo A. Se trata de una paleosuelo, colonizado por rizoconcreciones y procesos edáficos muy patentes.

Los siete metros restantes están formados, por un conjunto de fangos limolíticos que aparecen en lentejones de 20 a 30 cm de potencia, entre cuerpos planos de arenas conglomeráticas, así como algún nivel de conglomerados *clast supported* de cantos subredondeados de 5 a 6 cm de tamaño medio y 20 cm de tamaño máximo.

No se observan bases erosivas en las secuencias, que en algunos casos son granocrecientes.

A techo de este tramo se sitúa una costra calcárea de color salmón cementando cantos calizos.

— *Tramo C.*—Tiene una potencia de 10 m y comienza por una secuencia que en su base contiene conglomerados *clast apported* con la base ligeramente erosiva y que a techo está formada por lutitas rojas con cantos dispersos. Continúa con dos metros de conglomerados *matrix supported*, ligeramente cementados por carbonatos y con una matriz arenolimososa de color gris.

A continuación, se sitúa una secuencia que comienza con conglomerados muy cementados con la base ligeramente erosiva y termina con limolitas ocreas, masivas, con concreciones de carbonatos y evidencias de procesos edáficos.

Por encima del tramo C, y fosilizando la serie, aparece un nivel de calcarenitas amarillentas y rojizas, con estratificación cruzada de gran ángulo y cementadas por carbonatos y que corresponden al Pleistoceno superior-Holoceno.

Estos depósitos proceden del emplazamiento de un sistema de abanicos aluviales a lo largo de todo el borde meridional de la Sierra Norte. Los depósitos han sido transportados alternativamente por mecanismos de arroyada y canales, predominando las zonas canalizadas en zonas distales con canales entrelazados y zonas de encharcamiento temporal, que favorecerían la formación de fangos carbonatados (suelos calcimorfos). Los indicios de costras y envueltas ferruginosas son abundantes e indican un clima árido en la sedimentación de esta formación cuaternaria, que Cuerda (1975) atribuye al Pleistoceno inferior.

### 3. PLEISTOCENO MARINO Y DEPOSITOS EOLICOS ASOCIADOS

En esta unidad se han englobado los depósitos de eolianitas cementadas que se asocian a los niveles de terrazas marinas, y que se conocen tradicionalmente en Baleares con el nombre de *marés*. Sus afloramientos son muy frecuentes a lo largo de todo el litoral mallorquín (Fig. 2).

También se engloban en este capítulo los depósitos de marisma de la Bahía de Palma y de Ibiza.

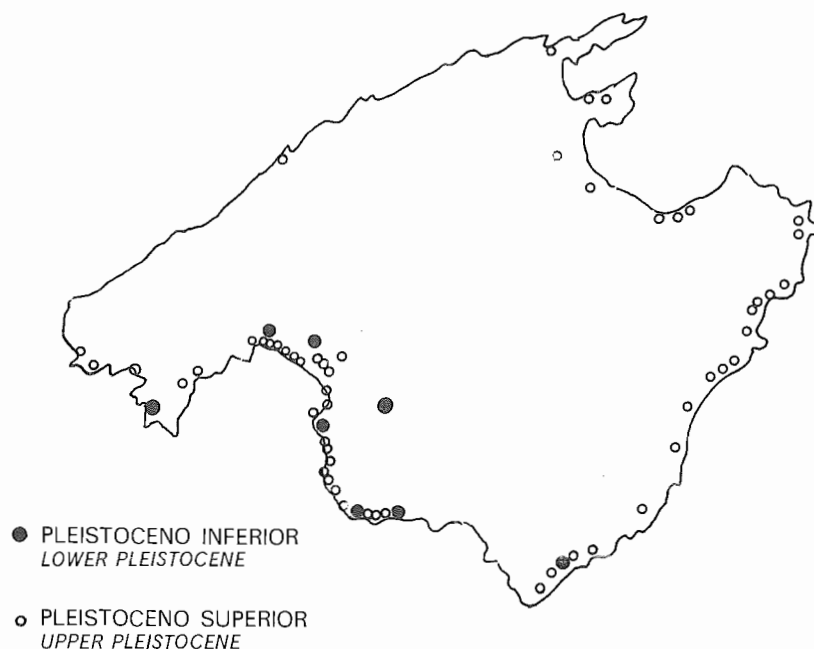


Fig. 2. Afloramientos de Pleistoceno marino (según Cuerda, 1975).

Fig. 2. *Outcrops of marine pleistocene (after Cuerda, 1975).*

### 3.1. Dunas cementadas y niveles marinos «marés»

En la localidad de Ses Penyes Rotjes (Isla del Tori) ésta formación del Pleistoceno marino, así como sus relaciones con el Pleistoceno continental, se observa perfectamente a lo largo de la costa acantilada.

Unos 600 m al Sur de la sección estratigráfica descrita en el apartado anterior, y ya dentro de instalaciones del puerto deportivo de El Toro, se reconoce la siguiente sucesión litológica (Fig. 1b).

— *Tramo A.*—En la base se sitúa un banco de 2,5 a 3 m de potencia, de areniscas calcáreas blanco amarillentas (*grainstones* bioclásticos y *rudstones* de moluscos) con gran cantidad de gasterópodos, lamelibranquios y ostreidos.

Aparece afectado por estratificación cruzada de bajo ángulo con un buzamiento de 5° hacia la línea de costa. El techo de este banco presenta una karstificación moderada, con los conductos rellenos por limolitas y arcillas rojas.

Directamente encima se localizan tres cuerpos arenosos de 4,5 m de potencia cada uno de ellos, que a techo presentan un nivel de 20 cm de arcillas limolíticas rojas.

Los cuerpos de areniscas están constituidos por granos de arena caliza, generalmente bioclastos, así como por granos de cuarzo. El tamaño de granos se sitúa entre 0,5 y 1 mm, estando bien clasificados y normalmente presentan una cementación por carbonatos con una intensidad que varía mucho según las distintas zonas de observación del proceso.

— *Tramos B y C.*—Se sitúan mediante una disconformidad sobre el tramo A anteriormente descrito. La serie comienza con un banco de 2 m de potencia de lutitas y arcillas rojas con niveles edafizados colonizados por raíces, que a techo presenta 0,5 m de fangos carbonatados, encostrados.

El resto de la serie es semejante a los tramos B y C descritos anteriormente y a techo, fosilizando la serie, vuelve a aparecer un nivel de calcarenitas con estratificación cruzada correspondientes al Pleistoceno superior-Holoceno.

La parte basal del tramo A corresponde a una terraza marina que aparece colgada 2-3 m sobre el nivel actual del mar, y que se correlaciona con el resto de los afloramientos de terrazas marinas que aparecen en el borde Sur de la Isla de Mallorca y han sido ampliamente descritas por Cuerda (1975). Presentan faunas del Eutyrrreniense y del Neotyrrreniense.

Los tres cuerpos arenosos que se sitúan directamente encima presentan estratificación cruzada de gran ángulo y corresponden a depósitos de eolianitas, que lateralmente (Fig. 1c) superan los 25 m de potencia y constituyen una superposición de cordones de dunas desarrolladas en las zonas litorales y que han ido progradando a medida que los fenómenos de subsidencia se han ido desarrollando a lo largo del Pleistoceno. El grado de diagénesis es mayor cuanto más antiguo es el cordón litoral. Interiormente siempre presentan estratificación cruzada de gran escala con rizoconcreciones y algunas intercalaciones de niveles de arcillas rojas que se corresponden con paleosuelos.

### 3.2. Marismas

Esta unidad corresponde a los sedimentos de facies lagunar existentes en las bahías de Palma y Alcudia en Mallorca, así como en la parte Sur de la Isla de Ibiza. Se trata de antiguas lagunas individualizadas del mar mediante barras de dunas y depósitos litorales, que hoy en día están completamente desecadas y saneados los terrenos, habiéndose implantado urbanizaciones en el área que ocupaban, siendo su delimitación, por tanto, muy imprecisa.

El estudio sedimentológico de los materiales que componen esta unidad es prácticamente imposible debido a las condiciones de afloramiento. Cuerda (1975) indica que este tipo de lagunas de origen marino quedaban temporalmente incomunicadas con el mar abierto, y debido al proceso de intensa evaporación aumentaban la salinidad de sus aguas en tal medida que hacía imposible la supervivencia de la mayor parte de las especies marinas, que en otros tiempo allí habitaron. Los sedimentos varvados depositados en el fondo se verían enriquecidos por gran cantidad de conchas y únicamente un reducido número de especies se adaptaría al nuevo ambiente. Estos depósitos están constituidos por sedimentos fangosos, limos y arcillas con gran cantidad de materia orgánica y niveles de arena y gravas intercalados.

El contenido faunístico y la datación de las barras litorales que lo aíslan del mar abierto indican una edad Pleistocena para estos depósitos (Cuerda, 1985).

#### **4. HOLOCENO**

Los sedimentos de esta edad que afloran en Baleares son de muy variada génesis y naturaleza, y la mayor parte de ellos constituyen «suelos» que recubren grandes extensiones de terrenos más antiguos.

##### **4.1. Depósitos aluviales**

Tienen representación en todo el archipiélago, pero fundamentalmente en el borde sur de la Sierra Norte de Mallorca, en donde aparece una amplia mancha de estos sedimentos que enmascaran los depósitos del Pleistoceno subyacente.

Se trata de fangos ocreos y rojizos con niveles de limos, arenas y gravas, que en algunos puntos sobrepasan los 5 m de potencia. Aparecen orlando los cauces de los torrentes actuales y recubriendo en gran parte los depósitos de marismas en donde desembocan.

##### **4.2. Depósitos coluviales**

Tanto en la Sierra Norte como en la Sierra de Levante, en Mallorca, son muy frecuentes los depósitos coluviales de variada naturaleza, según la litología del área madre de donde procedan.

Generalmente, se trata de bloques y cantos de calizas, con una matriz arcillosa apenas existente, que se sitúan en las laderas y al pie de los escarpes de los relieves originados por los sedimentos del Jurásico, que constituyen las sierras de Mallorca.

##### **4.3. Dunas eólicas**

Los campos de dunas actuales más importantes de Baleares se sitúan en la Bahía de Alcudia y en la Playa de Ses Salines, en el extremo Sur de Mallorca. En ambos lugares se ha desarrollado un amplio campo de dunas eólicas litorales, más o menos fijadas por vegetación en la actualidad.

En las explotaciones existentes para la obtención de arenas se aprecia muy bien la estructura interna de estratificación cruzada dispuesta en *foresets* de gran escala. La granulometría de las arenas calcáreas con gran cantidad de bioclastos oscila entre 0,34 y 0,5 mm y están muy bien estratificadas.

Los vientos eficaces que se sitúan en las direcciones NNO, N y NE actúan transportando material de la playa hasta las dunas, que en algunos puntos alcanzan hasta 15 m de altura.

##### **4.4. Playas**

Son abundantísimas en las costas Baleares, pero solamente tienen representación cartográfica en la Isla de Formentera, debido a la gran extensión del área que ocupan.

Se trata de arenas calcáreas fundamentalmente, muy heterométricas, que constituyen depósitos de playas actuales.

#### **5. TERRA-ROSSA**

Los diferentes autores que han estudiado esta formación la consideran como arcilla de decalcificación originada *in situ* por disolución de los sedimentos calizos subyacentes, y que se encuentra rellenando los huecos de disolución.

Según los distintos autores, está formada por arcillas illíticas y caoliníticas, siendo más abundante la caolinítica cuanto mayor es la evolución de este tipo de depósitos.

Desde el punto de vista climático, la terra-rossa indica un clima subtropical o un clima mediterráneo húmedo que permita el lavado previo del ión  $\text{Ca}^+$  y la movilización de arcilla, así como una rubefacción intensa.

El problema del origen de la terra-rossa no está aclarado en su totalidad, pues se plantea un problema fundamental cuando se piensa en el volumen de caliza que debió ser disuelto previamente a su instalación. En Mallorca, en algunos puntos, la potencia de esta formación sobrepasa los 15 m.

En resumen, se puede decir que la terra-rossa y la superficie de erosión sobre la que se asienta representa la suma de todos los procesos erosivos, kársticos, edáficos y sedimentarios acaecidos desde el Plioceno superior hasta el Pliocuaternario.

## 6. BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R. Hno., y BASILIO, A. Hno. (1966): Yacimiento cuaternario continental de Son Vida (Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, 12, pp. 107-110.
- BAUZA, J. (1954): Formaciones cuaternarias en el puerto de Sóller (Mallorca). *Bol. Real Soc. Española Hist. Nat.*, 51, pp. 85-88.
- BAUZA, J. (1973): Contribución a la Paleontología de Mallorca (Notas sobre el Cuaternario). *Estudios Geol.*, 4, pp. 85-88.
- BOURROUILH, R. (1983): *Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la isla de Menorca y del noreste de Mallorca (Baleares)*. Mem. IGME, 99, 672 pp., 2 tomos.
- CUERDA, J., y MUNTANER, A. (1953): Contribución al estudio de las terrazas marinas cuaternarias de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, 1, pp. 13-15.
- CUERDA, J. (1975): *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Dip. Prov. Baleares. Dip. Prov. Baleares. Inst. Estud. Baleáricos. C.S.I.C., 304 pp.
- DÍAZ DEL RÍO, V., y REY, J. (1987): La tectónica reciente en la bahía de Palma (Baleares) y sus implicaciones morfoestructurales. *Bol. Geol. y Min.*, 98, pp. 50-56.
- FALLOT, P. (1922): *Etude geologique de la Sierra de Majorque (Iles Baleares)*. Tesis doctoral. París-Lieja. 480 pp.
- MOUNTANER, A. (1954): Nota sobre los aluviones de Palma de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, 1, pp. 36-48.
- RANGHEARD, Y. (1971): *Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baleares)*. Mem. IGME, 82, 340 pp.
- VERD, J. M. (1972): Introducción al estudio sedimentológico del Cuaternario continental del Llano de Palma. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, 17, pp. 79-126.



# Islas Canarias

**J. Meco**

Departamento de Prehistoria, Antropología  
y Paleoambiente  
Universidad de La Laguna  
Santa Juana de Arco, 1  
35004 Las Palmas

## RESUMEN

La situación geográfica de Canarias y su naturaleza volcánica permiten el registro de cambios climáticos en alternativa de predominios de influencia lusitánica, sahariana y senegalesa durante el Cuaternario.

Probablemente en el límite de la corteza continental africana con la oceánica atlántica tiene lugar la actividad volcánica en Canarias, desde el Mioceno a la actualidad.

Finalmente, dieciséis erupciones se conocen, las últimas son en La Palma, en 1971, y en Lanzarote, en el siglo XVIII, que cubrió una gran parte de la isla.

Los basaltos cuaternarios hicieron erupción en todas las islas, excepto en la Gomera; sin embargo, el vulcanismo salico se hizo presente en Tenerife, donde dio lugar al pico más alto de España, el Teide, durante el Pleistoceno medio y superior.

Los cambios climáticos de influencia senegalesa se pueden observar en los depósitos marinos con *Strombus bubonius* Lamarck y otras faunas que viven todavía en el Golfo de Guinea (transgresión jandiense) y en la región mediterránea, donde se conectan con los depósitos tyrenienses.

Los depósitos erbianos (Holoceno) son conglomerados, alcanzando las máximas altitudes en los depósitos jandienses, pero no los sobrepasan. Los fósiles que contienen son formas que actualmente se encuentran en las Islas Canarias.

## ABSTRACT

*The Canarian geographic situation and its volcanic nature permits the registering of climatic influences from Lusitania, the Sahara and Senegal during Quaternary.*

*Probably connected with their situation between the African crust and that of the ocean there has been volcanic activity in the Canaries since the Miocene through the Quaternary and still today.*

*At least sixteen eruptions are known of, the last in La Palma in 1971, and these of XVIII Century in Lanzarote covered a great part of the island.*

*The quaternary basalts erupted in all the islands except La Gomera, however the salic volcanism only occurred in Tenerife where it formed the highest peak in Spain, The Teide, during the middle and upper Pleistocene.*

*The climatic changes of Senegalian influence is seen in the marine deposits with *Strombus bubonius* Lamarck and other elements of fauna which live today in the Gulf of Guinea (Jandian transgression), as well as in the Mediterranean region, where they have been connected with «Thyrranian» deposits. Once again the Canaries are a «stop-off» point, but where to?. Jandian deposits reach a maximum present altitudes of five meters except in the north of Gran Canaria where its height is biggest.*

*Erbanian deposits (Holocene) are conglomerates reaching maximum present altitudes close to those of Jandian deposits, but not surpassing them. Contained fossils are forms now occurring in the Canary Islands.*

Las influencias saharianas son reconocidas en las formaciones dunares. Tres niveles con Hymenoptera y conchas de moluscos terrestres aparecen en las paleodunas, testificando el cese de los procesos eólicos y la fijación de las dunas por vegetación. Han sido datadas por carbono radiactivo en 23.600 B.P., 15.000 B.P. y 9.800 B.P.

*The Saharian influences are shown in dune formations. Three levels with Hymenoptera nests and terrestrial mollusc shells were observed in the paleodunes, testifying to a cessation of eolian processes and to the fixation of the dunes by vegetation: They are radiocarbon dated at 23.600 B.P., 15.000 B.P. and 9.800 B.P.*

## 1. INTRODUCCION

Canarias, encrucijada en todo, también lo es geológicamente. Muy probablemente en el límite de la corteza continental africana con la oceánica atlántica, surgirían a consecuencia de magmas ascendentes por fracturas producidas con el movimiento de las placas.

Su larga y compleja historia volcánica es bien conocida en sus líneas generales (Fuster *et al.*, 1968) y está apoyada en edades K/Ar (Abdel-Monem *et al.*, 1971; Lietz y Schmincke, 1975).

Ya Hartung (1857) estableció las tres etapas principales de su construcción: un basamento visible en algunas islas (Fuerteventura, La Palma), con sedimentos marinos, episodios intrusivos y extrusivos y múltiples diques; unos basaltos antiguos que levantan enormes edificios volcánicos subaéreos y cuyas erupciones cesan primero en Gran Canaria y en Fuerteventura (en el Mioceno medio), más tarde en La Gomera, Lanzarote y Tenerife (en el Mioceno superior) y finalmente en El Hierro y La Palma (durante el Pleistoceno); y los basaltos recientes que después del más o menos largo período erosivo, según la isla, correspondiente al reposo volcánico, hicieron erupción en todas las islas, excepto en La Gomera durante el Plioceno y el Cuaternario.

El vulcanismo sálico es importante en Gran Canaria durante el Mioceno medio y en Tenerife durante el Pleistoceno construyendo el Teide (foto 1), que es el pico más alto de España.



Foto 1. El Teide (Tenerife), el pico más alto de España, es un volcán construido durante el Cuaternario (Foto Herminio).

*Photo 1. Salic volcanism built the Teide, the highest peak in Spain, in the Pleistocene.*

Depósitos marinos muy fosilíferos del Plioceno inferior se extienden por el Sur de Lanzarote, Oeste y Sur de Fuerteventura y Noreste de Gran Canaria (Meco, 1977; Meco y Stearns, 1981). En general, están asociados a plataformas costeras desarrolladas durante la abrasión de los basaltos antiguos y aparecen cubiertos por basaltos recientes, dunas, aluviones y piedemontes.

El Cuaternario va a quedar entonces marcado por la naturaleza volcánica de las islas y por una situación geográfica que permitirá el registro de cambios climáticos con alternancia de predominios de influencia lusitánica, sahariana y senegalesa.

## **2. COLADAS Y PIROCLASTOS**

### **2.1. El Pleistoceno inferior**

A grandes rasgos, y según las dataciones radiométricas y el paleogeomagnetismo, durante el Pleistoceno inferior se construyeron la mayor parte de La Palma y Tenerife (Carracedo, 1980) y hubo también manifestaciones volcánicas en Lanzarote (Meco y Stearns, 1981) y en Gran Canaria. Las edades K/Ar de La Palma están comprendidas entre 1,5 y 0,7 m.a. en la zona Norte y Central de la isla. La actividad volcánica se prolongó un poco en los inicios del Pleistoceno medio (0,6 m.a.) en la parte Sur de la isla. En Tenerife surge durante el Pleistoceno inferior la Serie Cañadas, de carácter ácido (Fuster *et al.*, 1968), y comienzan las series traquítica, traquibasáltica y tercera basáltica cuyas emisiones se prolongarían durante el Pleistoceno medio y quizás en el superior, ocupando una gran extensión. Gran Canaria ve posiblemente prolongadas, a inicios del Pleistoceno, algunas manifestaciones volcánicas que tuvieron su apogeo en el Plioceno. Una de ellas cubre en Agaete depósitos marinos del Cuaternario antiguo. En Lanzarote, a finales del Pleistoceno inferior, se construye el Suroeste de la isla con el volcán de Montaña Roja, cuya edad K/Ar es 0,8 m.a. (Meco y Stearns, 1981).

### **2.2. El Pleistoceno medio**

El volcanismo del Pleistoceno medio es muy importante en El Hierro y se prolongaría durante el Pleistoceno superior. Sus edades K/Ar están comprendidas entre 0,7 y 0,19 m.a. En Gran Canaria surgen los volcanes de Cardones y Arucas, con edades K/Ar de 0,5 y 0,3 m.a., respectivamente (Lientz y Schmincke, 1975). Entre las coladas tefríticas de este último hay un depósito marino. En Fuerteventura, los volcanes Montaña Roja y Montaña Blanca de Abajo están datados en 0,4 m.a. (Pomel, 1986). Finalmente, todo Lanzarote, excepto los extremos Norte y Sur, queda cubierta por basaltos cuyas emisiones se prolongarían en el Pleistoceno superior.

### **2.3. El Pleistoceno superior y el Holoceno**

A finales del Pleistoceno superior y en el Holoceno vuelve a ser muy importante la actividad volcánica que se manifiesta en todas las islas, excepto en La Gomera y perdura aún, conociéndose, por lo menos, dieciséis erupciones históricas. La última, el volcán Teneguía, en La Palma, en 1971 (Hernández-Pacheco y Valls, 1982), sucede a varias que desde el siglo xv han aparecido cada vez más al Sur de la isla. En Tenerife se termina la construcción del Teide con emisiones ácidas, pero también aparecen basaltos en puntos dispersos por toda la isla, excepto en las Puntas de Anaga y Teno. Entre las erupciones históricas destacan las de Taoro, en el Valle de la Orotava, en 1430; las de Siete Fuentes, en 1704; Güimar, en 1705; Garachico, en 1706; Chahorra, en 1798, y Chinyero, en 1909.

En Gran Canaria, durante el Pleistoceno superior, se termina la Isleta y surge el volcán de Arinaga. Destacan las coladas que discurren por el valle de Agaete y la Caldera de Bandama. Se ha datado por termoluminiscencia en 0,1 m.a. (Pomelet *et al.*, 1985) una colada que arriba a la Playa del Hombre sobre depósitos marinos y por radiocarbón en  $3.075 \pm 50$  B.P. (Nogales y Schmincke, 1969), otra de Montañón Negro, en el centro de la isla, y no se conocen emisiones de fecha histórica. Tampoco en Fuerteventura hay erupciones históricas conocidas. En el malpaís Grande y el Chico deben ser de finales del Pleistoceno superior y el malpaís de Bayuyo, en el Norte, del Holoceno, y serían de la misma época los malpaíses de El Hierro y el de La Corona, en el Norte de Lanzarote. Toman su aspecto actual

los islotes de Montaña Clara, Alegranza, La Graciosa y Lobos. En Lanzarote, las espectaculares erupciones de 1730 a 1736, seguidas de la de 1824, ocupan una extensión próxima a un tercio de la isla.

### 3. DEPOSITOS MARINOS

#### 3.1. El Pleistoceno inferior o medio

En Agaete, al NO. de Gran Canaria, aparecen unos depósitos marinos descubiertos por Denizot, a unos 80 m de altura. Se trata de unos conglomerados con gran cantidad de algas melobesias y algunos moluscos marinos, entre los que abundan singularmente los *Glycymeris*. Lecoindre (1966) los asigna con ciertas reservas al Tirreniense I o Anfatiense, o bien al Tirreniense II u Ouljiense, considerando la existencia de una posible tectónica. Para Klug (1968) pertenecen al Pleistoceno inferior o quizá al Plioceno.

La fauna no es muy significativa, quizá su rasgo más notable es la presencia de *Pecten jacobaeus* (Linné). Todas las especies existían en el Plioceno y siguen existiendo en la actualidad en las Canarias; faltan los elementos exclusivos del Plioceno y también las *Patella*, que van a caracterizar por su abundancia a todos los depósitos marinos del Pleistoceno medio y superior, del Holoceno y al litoral de hoy. Desde el punto de vista climático, correspondería a una temperatura semejante a la actual. Los conglomerados están cubiertos, en la zona del cementerio, por una colada y seccionados por el valle, por cuyo fondo discurre una colada holocena. Todo ello induce a atribuirlos al Pleistoceno inferior o a inicios del Pleistoceno medio.

#### 3.2. El Pleistoceno medio

Es Macau Villar (1960) quien describe por primera vez los depósitos marinos a unos 35 m de altura de la costa NE. de Gran Canaria, entre Punta Arucas y Punta Cebolla, atrapados por las lavas tefríticas del volcán de Arucas y cortados por el barranco de Cardones. Han sido citados posteriormente por Klug (1968), Hernández-Pacheco (1969) y Meco (1977, 1986, 1987). Lietz y Schmincke (1975) datan la colada de Arucas en  $0,297-0,362 \pm 0,03$  m.a. por K/Ar, lo que los sitúa en el Pleistoceno medio. Su fauna se caracteriza por la presencia de *Nucella plessisi* Lecoindre, propia del Cuaternario de Marruecos, que se extingue en el Pleistoceno superior y por la abundancia de *Patella*. Su fauna indica un clima semejante al actual y carente de influencia senegalesas, así como también de influencias nórdicas marcadamente frías. Hay que señalar, para evitar confusiones, que los depósitos marinos a 65 m de altura de la localidad próxima de Bañaderos, en la zona del cementerio, descritos por Klug (1968) como cuaternarios con *Strombus bubonius* Lamarck, pertenecen al Plioceno inferior y contienen *Strombus cornatus* DeFrance (Meco, 1977).

#### 3.3. El Pleistoceno superior

Los depósitos marinos del Pleistoceno superior se pueden identificar en las Canarias con depósitos con *Strombus bubonius*. Sin embargo, continuas confusiones con depósitos pliocenos con *Strombus coronatus* (Crofts, 1967; Lecoindre, Tinkler y Richards, 1967; Klug, 1968) enturbian su comprensión. El estudio paleontológico y las dataciones radiométricas (Meco, 1977; Meco y Stearns, 1981) diferenciaron los depósitos del Plioceno inferior de los del Pleistoceno superior. Meco *et al.* (1986, 1987) crean el término Jandiense, de Jandía, en Fuerteventura, por considerar inaplicables en Canarias tanto la terminología mediterránea, fundamentalmente por la posición atlántica, latitud y lejanía, como las de la costa africana marroquí y mauritana, vecinas, pero muy diferentes en contenido faunístico, a más de otras consideraciones. Estos depósitos jandienses, cuya localidad tipo está en Las Playitas, en el Sureste de Fuerteventura, están siempre, excepto en la Isleta de Gran Canaria, que están a unos 12 m, a menos de 8 m sobre el nivel actual del mar y en muchas localidades son sólo visibles durante la marea baja. Su disposición es sensiblemente paralela a la línea de costa actual y aparece principalmente en el Noreste y Sur de Gran Canaria, Sureste de Lanzarote y de Fuerteventura, y en alguna localidad del Este de La Palma y del Oeste de Tenerife. Se trata de una arenisca de color claro y un conglomerado de clastos basálticos que la sobremonta, formando una berma antigua y que contienen, sobre todo en el nivel de tempestades, una fauna cuya cuarta parte en individuos

tiene una procedencia senegalesa (foto 2) y no habitan hoy día en los mares de Canarias. Son los *Strombus bubonius* Lamarck, *Harpa rosea* Lamarck, *Conus testudinarius* Bruguiere, *Vermetus adansoni* Daudín y el coral *Siderastraea radians* (Pallas), principalmente. Esta fauna simboliza en esencia la falta de invierno en un clima cálido. Sus otros componentes, numerosas *Patella*, *Thais haemastoma* (Linné), *Cantharus viverratus* (Kiener), principalmente, perduran aún en la actualidad.



Foto 2. Matas Blancas (Fuerteventura). Conglomerado marino con *Strombus bubonius* del Jandiense. La presencia en Canarias de este gasterópodo del Golfo de Guinea se interpreta como señal de un cambio climático relacionado con el interglacial Riss-Würm. Arriba detalle ampliado.

*Photo 2. The climatic change of Senegalian influence is seen in the marine deposits with Strombus bubonius (Jardian transgression) which live today in the Gulf of Guinea (detail above).*

Las primeras dataciones del Jandiense se basan en un análisis radiocarbónico cuyo resultado es igual o mayor a 45.000 B.P. (Meco *et al.*, 1987) y en la datación por termoluminiscencia de la colada de la Playa del Hombre, en Gran Canaria, que cubre depósitos marinos presumiblemente jandienses, cuya edad es  $94,6 \cdot 10^3 \pm 11 \cdot 10^3$  antes de 1980 (Pomel *et al.*, 1985). En Fuerteventura una colada del volcán Montaña Arena, datada por termoluminiscencia en menor de 51.000 años, alcanza una antigua playa en El Cotillo, cuyas conchas han sido datadas por radiocarbón en igual o mayor a 35.000 B.P. (Meco *et al.*, 1987). Probablemente, el Jandiense tuvo lugar a principios del Pleistoceno superior y tenga conexión con los depósitos «tirrenienses» del Mediterráneo.

### 3.4. El Holoceno

El Erbanense, de Erbania, antiguo nombre de Fuerteventura, ha sido creado por Meco *et al.* (1986, 1987) y tiene como localidad tipo La Jaqueta, en el Sur de la Isla. Está constituido por conglomerados, sólo visibles durante la marea baja, que contienen clastos de la arenisca y el conglomerado jandienses; esto es especialmente patente en la localidad de Las Playitas, y por una berma antigua. El mar erbanense talló un socave en los acantilados y labró una rasa costera en los conglomerados jandienses. El punto más alto correspondiente a la berma se encuentra a unos dos metros sobre la berma actual y existe una diferencia aproximada de medio metro entre las bermas jandiense y erbanense. Su altura es de 4-5 m sobre el presente M.S.L. y la fauna que contiene es igual que la actual de Canarias. Se caracteriza por la abundancia de *Cerithium vulgatum* Bruguiere, que constituyen los dos tercios de la población y por el menguamiento de las *Patella* y de las *Thais haemastoma* (Linné) (cuadro 1). La edad radiocarbónica sobre *Patella* de la berma de La Jaqueta ha resultado  $1.400 \pm 70$  B.P. (GIF-7039). Otra datación por radiocarbón

	Pleistoceno inferior — AGAETE	Pleistoceno medio — COSTA DE ARUCAS	Pleistoceno superior Jandiense — LAS PLAYITAS	Holoceno Erbanense — LA JAQUETA
Localidad .....				
Número de ejemplares .....	Sin contar	4.412 - 2.427	1.237	2.287
Número de especies colectadas .....	~ 50	28 - 19	25	34
Glycymeris bimaculata .....	Numerosos	0,00 %	0,00 %	0,00 %
Venus verrucosa .....	Numerosos	0,00 %	0,41 %	0,22 %
Pecten jacobaeus .....	Pocos	0,00 %	0,00 %	0,00 %
Patella .....	0,00 %	22,91 %	41,66 %	55,77 %
Thais haemastoma .....	0,00 %	0,64 %	1,15 %	16,43 %
Vermetus .....	Muy pocos	1,50 %	2,72 %	2,85 %
Conus testudinarius .....	0,00 %	0,00 %	0,00 %	13,59 %
Strombus bubonius .....	0,00 %	0,00 %	0,00 %	6,17 %
Erosaria spurca .....	0,00 %	0,00 %	0,00 %	0,16 %
Conus mediterraneus .....	Frecuente	0,00 %	0,00 %	0,00 %
Cerithium vulgatum .....	0,00 %	14,78 %	21,10 %	0,00 %
Monodonta .....	0,00 %	6,80 %	10,96 %	0,49 %
Columbella rustica .....	Pocos	0,77 %	1,40 %	0,00 %
TOTAL .....	—	47,40 %	78,99 %	95,87 %
				91,47 %

Cuadro 1. Evolución de las faunas marinas en Canarias durante el Cuaternario (Meco, 1988). Las patelas se han considerado para el recuento como una sola especie. En la segunda muestra de Costa de Arucas se han eliminado los ejemplares menores de 5 mm.

Table 1. Evolution of marine fauna in the Canary Islands during the Quaternary (Meco, 1988).

en una muestra procedente de Corralejo, en el Norte de Fuerteventura, ha dado  $3.640 \pm 100$  B.P. (GIF-5346). Estas fechas son más recientes que los 5.500 B.P. asignados al máximo de la última transgresión marina en la costa mauritana. Por otra parte, el contenido fósil del Erbanense muestra una clara influencia lusitánica y contrasta con el gran número de especies cálidas, tropicales, encontrándose durante el fin del Nouackchotiense en la costa del Sahara occidental.

## 4. ARENAS EOLICAS

### 4.1. El Pleistoceno superior/Holoceno

Petit-Maire *et al.* (1986, 1987) describen la alternancia, en Fuerteventura, de niveles de tipo «árido» (depósitos eólicos con una potencia comprendida entre 0,5 m y más de 3 m), y de tipo «húmedo» (suelos arcillosos, gravas, conchas de moluscos, acumulaciones de nidos de himenópteros). Las conchas de moluscos, muy numerosas, pertenecen principalmente a las especies *Rumina decollata* (Linné) y *Hemicycla glasiana* (Suttleworth) y forman niveles siempre estratigráficamente precedidos por un nivel con nidos de *Anthophora*. Aunque estas especies son xerófilas su presencia implica, sin embargo, una pausa durable en los procesos eólicos en la que se humedecen las dunas vivas y se colonizan por una vegetación frecuentada por esas especies, tal como se observa actualmente en los lugares más húmedos de la isla (Fig. 1).

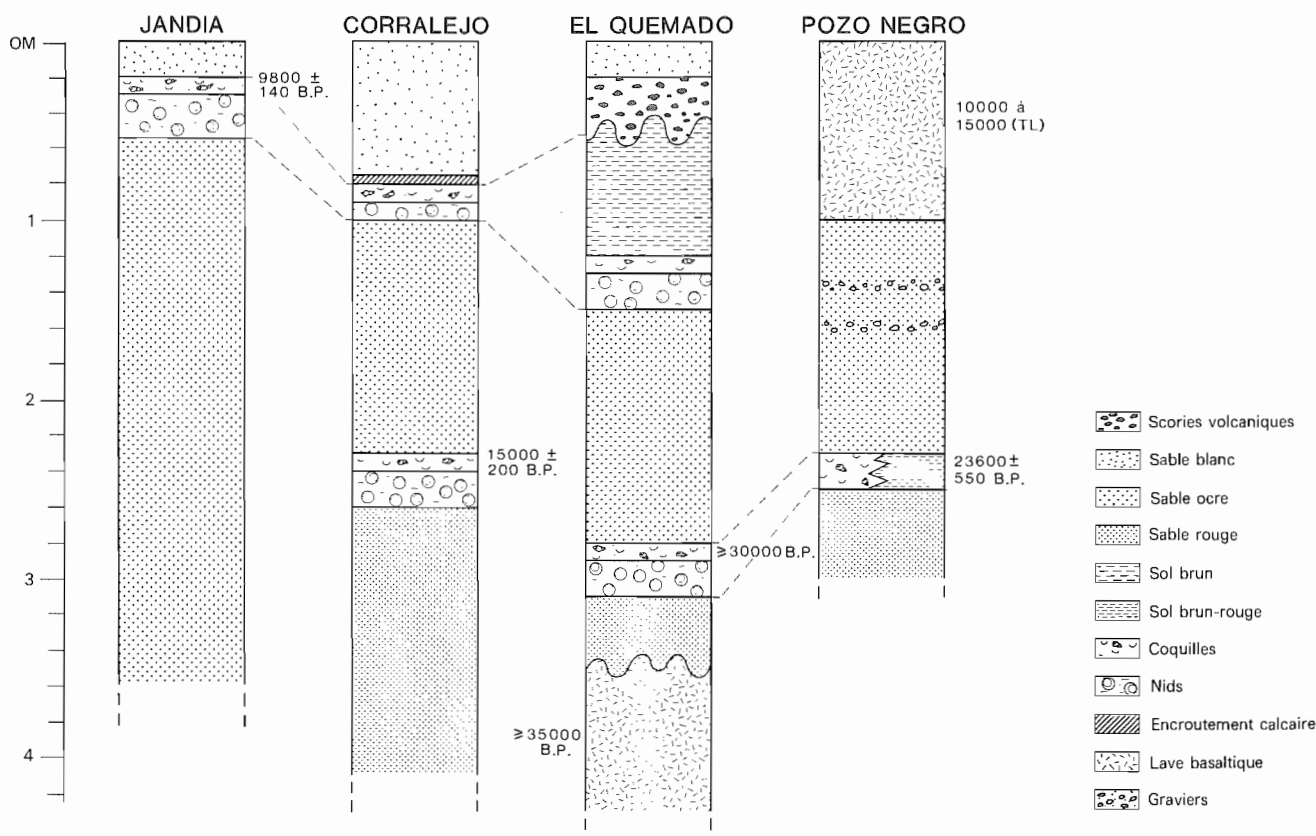


Fig. 1. Las dunas fósiles de Fuerteventura, según Petit-Maire, *et al.* (1986).

Fig. 1. Fossil dunes of Fuerteventura. After Petit-Marie *et al.* (1986).

El nivel de moluscos más superficial (Foto 3) ha sido datada en  $9.800 \pm 140$  B.P. en Jandía (GIF-7033). Se corresponde con el suelo marrón arcilloso de El Quemado, en el Norte de la isla, el cual está fosilizado por las escorias del volcán Bayuyo cuya actividad es un poco anterior a las playas erbanenses de Corralejo. El siguiente nivel de moluscos, separado del precedente en Corralejo por un depósito de arenas eólicas de 1,30 m de potencia, está datado en  $15.000 \pm 200$  B.P. (GIF-7032) y se relaciona quizá con el nivel de arroyada con guijos del Barranco de Pozo Negro, situado bajo la collada Grande, que discurre por el valle. Las arenas eólicas situadas entre estos dos niveles de moluscos son de color ocre y quizá se corresponden con las arenas ocre con gasterópodos continentales que en El Berrugo, en el Sur de Lanzarote, se sitúan entre los depósitos marinos jandiense y erbanense.



El tercer e inferior nivel con moluscos en El Quemado y en Pozo Negro están datados, respectivamente, en  $23.600 \pm 550$  B.P. (GIF-7034) y 30.000 o más B.P. (GIF-7031) y está sobre una duna roja. En El Quemado la duna roja cubre una colada del volcán Montaña Arera datada por termoluminiscencia como posterior a 51.000 años, que

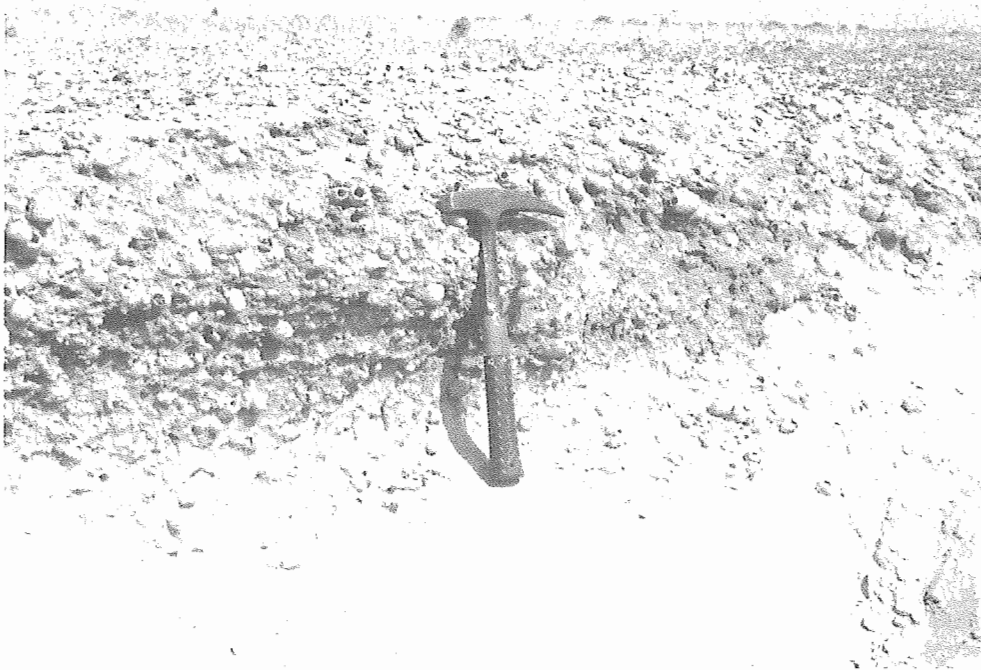


Foto 3. Istmo de La Pared, Jandia (Fuerteventura). Nidos de *Anthophora* en las capas finales de la duna ocre. Las conchas de moluscos inmediatamente encima datan de 9.800 B.P. e indican una pausa húmeda en el proceso árido (Foto Petit-Maire).

*Photo 3. The level with Hymenoptera nests and terrestrial mollusc shells dated at 9.800 B.P. testifying to a cessation of eolian processes and to the fixation of the dunes by vegetation (Photo Petit-Maire).*

atrapa en El Cotillo depósitos de playa jandienses. Estos niveles con moluscos continentales que sobremontan la duna roja pueden ser contemporáneos de encostramientos calcáreos datados en  $25.847 \pm 560$  B.P. y  $19.406 \pm 540$  B.P. (Pomel, 1986) que afectan a la misma colada.

Las edades obtenidas para los niveles «húmedos» de Fuerteventura son perfectamente coherentes con los datos actualmente admitidos para la evolución climática del Sahara y sus márgenes. Según Rognon y Coude-Gausen (1987), las dunas formadas al fin del Pleistoceno superior en Fuerteventura tienen un origen litoral y han sido acumuladas por violentos vientos procedentes del sector Oeste y en condiciones muy áridas, y, sin embargo, en el Holoceno inferior se producen depósitos de limos con fuertes proporciones de polvo sahariano que indican un cambio importante en la circulación atmosférica causa de un período más húmedo.

Desde mediados del Holoceno a la actualidad (Petit-Maire *et al.*, 1986, 1987) se manifiestan nuevamente procesos eólicos que forman la acumulación de arenas blancas superficiales llamadas jables en las Canarias y situadas sobre depósitos marinos erbanenses. Los jables más desarrollados están en Maspalomas (Gran Canaria), Corralejo y Jandía (Fuerteventura) y en Famara (Lanzarote). Aunque evidentemente la formación de dunas se vería favorecida durante una regresión marina, los jables actuales están alimentados por continuos aportes de arenas marinas que quedan a descubierto en la bajamar. Este proceso continuado basta para explicar su formación.

## 5. DEPOSITOS FLUVIALES (TERRAZAS Y LLANURAS ALUVIALES)

Los depósitos aluviales de las Canarias apenas han sido estudiados (Criado, 1984). Los barrancos se muestran en la actualidad inactivos, aunque raras crecidas depositan miles de metros cúbicos de aluviones en muy poco tiempo. Las grandes incisiones en lavas cuaternarias parecen indicar una fase muy húmeda a principios del Pleistoceno inferior y a finales del Pleistoceno medio. El fondo de los barrancos está cubierto de aluviones recientes en sus tramos medios y desembocaduras. Durante el Pleistoceno superior, subárido, se produjeron notables derrubios en las laderas de los barrancos de las Canarias orientales y centrales de los que proceden los grandes rellenos aluviales, como los del Valle del Gran Rey en La Gomera y los de San Nicolás de Tolentino en Gran Canaria. En esta isla, los barrancos siguieron funcionando durante el Holoceno y aparecen importantes plataformas aluviales instaladas por delante de los aluviones más antiguos, como los del Barranco de Fataga y los de la zona de los Llanos de Juan Grande y Arianga. Los enormes derrubios de las vertientes pertenecen a épocas áridas, probablemente de finales del Pleistoceno medio los más antiguos y de principios del Pleistoceno superior los más modernos.

En ocasiones, productos volcánicos cerraron los valles y dieron lugar al relleno de antiguos barrancos que se colmataron de materiales arrastrados. Así ocurrió en la Vega Lagunera durante el Pleistoceno y probablemente también en la zona de Gáldar en Gran Canaria.

En las islas más orientales, Fuerteventura y Lanzarote, las condiciones áridas serían más acentuadas. Sus grandes valles adquirieron formas suaves con el relleno de fuertes espesores de derrubios y aluviones.

## 6. BIBLIOGRAFIA

- ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N. D., y GAST, P. W. (1971): Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lazarote, Fuerteventura, Gran Canaria, and La Gomera. *American Journal of Science*, 271, pp. 490-521.
- ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N. D., y GAST, P. W. (1972): Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma, and Hierro. *American Journal of Science*, 272, pp. 805-825.
- CARRACEDO GÓMEZ, J. C. (1980): Geología, *In: Atlas básico de Canarias* (ed. Interinsular Canaria), Barcelona, pp. 17-27.
- CRiado, C. (1984): El relieve erosivo, *In: Geografía de Canarias* (Ed. Interinsular Canaria), Barcelona 1, pp. 106-142.
- CROFTS, R. (1967): Raised beaches and chronology in north west Fuerteventura, Canary Islands. *Quaternaria*, 9, pp. 247-260.
- FUSTER, J. M., CENDRERO, A.; GASTESI, P.; IBARROLA, E., y LÓPEZ RUIZ, J. (1968): *Geología y volcanología de las Islas Canarias. Fuerteventura* C.S.I.C. Madrid.
- FUSTER, J. M.; ARAÑA, V.; BRANDLE, J. L.; NAVARRO, M.; ALONSO, U., y APARICIO, A. (1968): *Geología y volcanología de las Islas Canarias. Tenerife*. C.S.I.C. Madrid.
- FUSTER, J.M.; HERNÁNDEZ SANTÍN, D., y SAGREDO, J. (1968): *Geología y volcanología de las Islas Canarias. Lanzarote*. C.S.I.C., Madrid.
- FUSTER, J. M.; HERNÁNDEZ-PACHECO, A., MUÑOZ, M.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E., y GARCÍA CACHO, L. (1968): *Geología y volcanología de las Islas Canarias. Gran Canaria*. C.S.I.C., Madrid.
- HARTUNG, G. (1857): Die geologischen Verhältnisse der Inseln Lazarote und Fuerteventura. Neue Denkschrift allgemeine Schweizer Gesellschaft für die gesamt. *Naturwissenschaften*, 15, pp. 1-168.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1969): The Tahitites of Gran Canaria and Haunitization of their Inclusions. *Bulletin Volcanologique*, 33/3, pp. 701-728.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A., y VALSS, M. C. (1982): The Historic Eruptions of La Palma Island (Canaries). *Arquipélago*, 3, pp. 83-94.
- KLUG, H. (1968): Morphologischen Studien auf den Kanarischen Inseln. Beiträge zur Küstenentwicklung und Talbindung auf einem vulkanischen archipel. *Geographische Institut Universität Kiel Schriften*, 24/3.
- LECOINTRE, G. (1966): Quelques remarques sur le Quaternaire marin de l'île de Gran Canaria. *Publicaciones Museo Arqueológico de Santa Cruz de Tenerife*, 2, pp. 165-177.
- LECOINTRE, G.; TINKLER, K. J., y RICHARDS, G. (1967): The marine Quaternary of the Canary Islands. *Academy of Natural Science of Philadelphia Proceedings*, 119, pp. 325-344.

- LIEZT, J., y SCHMINCKE, H. U. (1975): Miocene-Pliocene Sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K/Ar ages. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 18, pp. 213-239.
- MACAU VILAR, F. (1960): Contribución al estudio del Cuaternario de Gran Canaria. *Anuario de Estudios Atlánticos*, 6, pp. 117-132.
- MECO, J. (1977): *Paleontología de Canarias. Los Strombus neógenos y cuaternarios del Atlántico euroafricano (taxonomía, biostatigrafía y paleoecología)*. Cabildo Insular de Gran Canaria, Las Palmas.
- MECO, J. (1986): La fauna pre-jandiense y su evolución durante el Cuaternario superior de Canarias, *In Le Quaternaire recent des Iles Canaries* (ed., J. Mecó y N. Petit-Maire). Las Palmas-Marseille, pp. 51-71.
- MECO, J.; POMEL, R. S.; AGUIRRE, E., y STEARNS, Ch. E. (1986): Depósitos marinos del Cuaternario reciente de Canarias, *In: Le Quaternaire recent des Iles Canaries* (ed. J. Mecó y N. Petit-Maire), Las Palmas-Marseille, pp. 6-42.
- MECO, J.; POMEL, R. S.; AGUIRRE, E., y STEARNS, Ch. E. (1987): The Recent Marine Quaternary of the Canary Islands. *Trabajos sobre Neógeno Cuaternario*, 10, pp. 283-305.
- MECO, J., STEARNS, Ch. E. (1981): Emergent Littoral Deposits in the Eastern Canary Islands. *Quaternary Research*, 15, pp. 199-208.
- NOGALES, J., y SCGMINCKE, H. U. (1969): El pino enterrado en la Cañada de Las Arenas (Gran Canaria). *Cuadernos de Botánica Canaria*, 5, pp. 23-25.
- PETIT-MAIRE, N.; DELIBRIAS, G.; MECO, J.; POMEL, S., y Rosso, J. C. (1986): Paléoclimatologie des Canaries orientales (Fuerteventura). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303, Sér. II, 13, pp. 12141-1246.
- PETIT-MAIRE, N.; DELIBRIAS, G.; MECO, J.; POMEL, S., y Rosso, J. C. (1986): Paléoclimats de l'île de Fuerteventura (Archipel Canarien). *Paleoecology of Africa*, 18, pp. 351-356.
- POMEL, R. S. (1986): *Morphologie volcanique et paléoclimatologie des Iles Canaries. Comparaison avec d'autres milieux volcaniques insulaires. Iles de la Mer Tyrrhenienne et de la Mer Egee, Ile de La Reunion*. These Doctorat d'Etat de Géographie, Université d'Aix-en-Provence.
- POMEL, R. S.; MIALIER, D.; FAIN, J., SANZELLE, S., y MECO, J. (1985): El volcanismo del Pleistoceno superior en Gran Canaria. *Anuario de Estudios Atlánticos*, 31, pp. 627-648.
- ROGNON, P., y COUDE-GAUSSSEN, G. (1987): Reconstitution paléoclimatique à partir des sédiments du Pleistocène supérieur et de l'Holocène du Nord de Fuerteventura (Canaries). *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 31/1, pp. 1-19.

# Margen continental

**J. Rey**

Instituto Español de Oceanografía  
Laboratorio Oceanográfico  
Apartado 285  
29000 Fuengirola (Málaga)

**T. Medialdea**

Instituto Tecnológico Geominero de España  
Ríos Rosas, núm. 23  
28003 Madrid

## RESUMEN

El mapa textural de los sedimentos cuaternarios del margen continental español se ha realizado en base a la síntesis de los trabajos más recientes. Los depósitos cuaternarios que aparecen en el margen varían ampliamente en composición y textura. La potencia media es variable y, en general, no presenta grandes valores.

Se han diferenciado tres tipos texturales: grava, arena y fango (arcilla y limo). Las rocas aflorantes cuaternarias y precuaternarias también han sido cartografiadas. Las gravas se sitúan principalmente en áreas próximas a la costa; las arenas y fangos predominan en la plataforma continental, y los fangos en las regiones más distales del margen (talud y ascenso continental). La mayoría de los afloramientos se sitúan en la plataforma media e interna y en el área costera.

La composición de los sedimentos y su distribución se ha descrito junto con los procesos sedimentarios que han generado estos depósitos. Asimismo, se muestran ejemplos de sedimentación carbonatada, siliciclástica y mixta a lo largo de la plataforma continental.

Durante el Cuaternario, la plataforma continental no ha cambiado de forma significativa. Sin embargo, durante el Holoceno algunos procesos, relacionados básicamente con las oscilaciones climático-eustáticas del nivel del mar, han afectado a sus rasgos morfológicos y a la distribución de los sedimentos.

## ABSTRACT

*A textural map of the Quaternary sediments in the Spanish continental margin has been made compiling updated studies. The Quaternary deposits found in the margin vary largely in composition and texture. Its average thickness is variable and generally do not exhibit great values.*

*Three textural types are differentiated: gravel, sand and mud (clay and silt). Quaternary and Pre-Quaternary outcropping rocks are also mapped. Gravels are mainly placed in the near shore area, sands and muds predominate in the continental shelf and muds in the most distal provinces of the margin (slope and continental rise). Most of outcrops occur in the inner and middle shelf and the shore area.*

*Sediment composition and distribution is described together with the sedimentary processes that generate these deposits. Examples of carbonate, siliciclastic and mixed sedimentation along the continental shelf are given.*

*During the Quaternary, the continental shelf has not changed significantly. However in the Holocene some processes, basically related to climatic-eustatic oscillations of sea level, have affected its sedimentary distribution and morphological features.*

## **1. INTRODUCCION**

Los materiales cuaternarios que cubren el margen continental de la Península Ibérica presentan una gran variedad composicional y textural y están constituidos generalmente por sedimentos no consolidados de potencia variable.

Los depósitos cuaternarios representados en el mapa corresponden a la plataforma continental, al talud y al ascenso continental. Así pues, siguiendo el criterio establecido en el programa general, se ha cubierto no solamente la plataforma continental (cuyo límite de manera un tanto convencional, viene definido aproximadamente por la isóbata de los 200 m), sino también las zonas adyacentes más profundas.

La numerosa documentación, procedente de los diferentes trabajos realizados en el margen continental español, constituyen la base cartográfica sintetizada. Por este motivo, la información que se presenta está limitada única y exclusivamente a actualizar y completar los datos de los trabajos y estudios más recientes realizados en el ámbito submarino.

Los datos utilizados para la cartografía de los depósitos cuaternarios han sido motivo de un amplio estudio de selección, con el fin de lograr una síntesis lo más homogénea posible dado la diversidad de datos existentes, derivados de las numerosas fuentes documentales consultadas.

## **2. DATOS GENERALES**

### **2.1. Marco oceanográfico**

El mapa batimétrico de España revela diferencias pronunciadas en el carácter de su margen continental. De sus rasgos más generales se puede afirmar que la Península Ibérica se prolonga en una tendida plataforma submarina, si bien, en ella cabe distinguir el sector atlántico (Canarias, Golfo de Cádiz, Galicia y Cantábrico) y el sector mediterráneo. El primero presenta una plataforma continental submarina relativamente estrecha y con notables irregularidades batimétricas, con excepción del área del Golfo de Cádiz, donde la plataforma submarina resulta muy extensa y con pocos relieves. En el Archipiélago Canario, la plataforma es también muy reducida y se puede decir que es prácticamente inexistente. El sector mediterráneo presenta, por el contrario, una plataforma submarina más tendida, donde alternan tramos de diferente extensión.

Se puede considerar que la curva de los 200 m y la de 1.000 m definen, respectivamente, en la Península Ibérica, el comienzo del talud y del ascenso continental, al menos en sus rasgos más generales. Si bien en algunos tramos, no aparecen bien delimitadas las distintas provincias del margen.

En el sector meridional mediterráneo, desde el Cabo de Creus hacia el sur, la isóbata de los 1.000 m discurre lobulada hasta la altura del Golfo de Valencia, rodeando las Islas Baleares. Al Este del bloque balear se ciñe a la curva de los 200 m hasta Almería (Cabo de Gata), donde comienza a separarse, para adentrarse en el Mar de Alborán hasta la vecindad de las costas africanas. En el sector atlántico aparece ajustada e irregular, a excepción del Golfo de Cádiz, donde se aleja notablemente hacia mar adentro.

En las Islas Canarias la curva de 1.000 m discurre muy cercana a la costa, rodeando y aislando cada isla, por lo que puede considerarse que el conjunto plataforma-talud es muy estrecho, determinando una superficie de gran continuidad y pendiente elevada.

La isóbata de los 2.000 m en el Mediterráneo se aparta notablemente de las costas bordeando el bloque balear, no estando representadas estas profundidades en el Mar de Alborán. Por el contrario, en el sector atlántico su trazado es muy irregular llegando a marcar la presencia de valles y cañones submarinos en algunas zonas. La llanura abisal comienza en el Mediterráneo a partir de los 2.600 m y en el Atlántico a los 4.000 m aproximadamente.

El régimen de circulación superficial de las masas de aguas marinas presenta marcadas diferencias en el sector atlántico y mediterráneo. En el primero, la circulación de las aguas subsuperficiales a lo largo de la costa occidental es en dirección norte, mientras que el flujo superficial es hacia el sur. Sin embargo, la circulación general de las aguas marinas en la costa Norte (Cantábrico) se realiza hacia el oeste, dando lugar en la costa de Galicia a una zona de convergencia de las aguas, a la que se asocian fenómenos de *upwelling*.

El Archipiélago Canario está sometido a la influencia de la corriente de Canarias de componente sur, aunque frente a las costas las corrientes no mantienen siempre esta dirección.

En el área mediterránea (Fig. 1) el régimen de circulación general de las aguas viene determinado por el flujo de las aguas atlánticas procedentes del Estrecho de Gibraltar y por los afloramientos de agua profunda mediterránea del Golfo de León, que se desplazan hacia el SO (Millot, 1987).

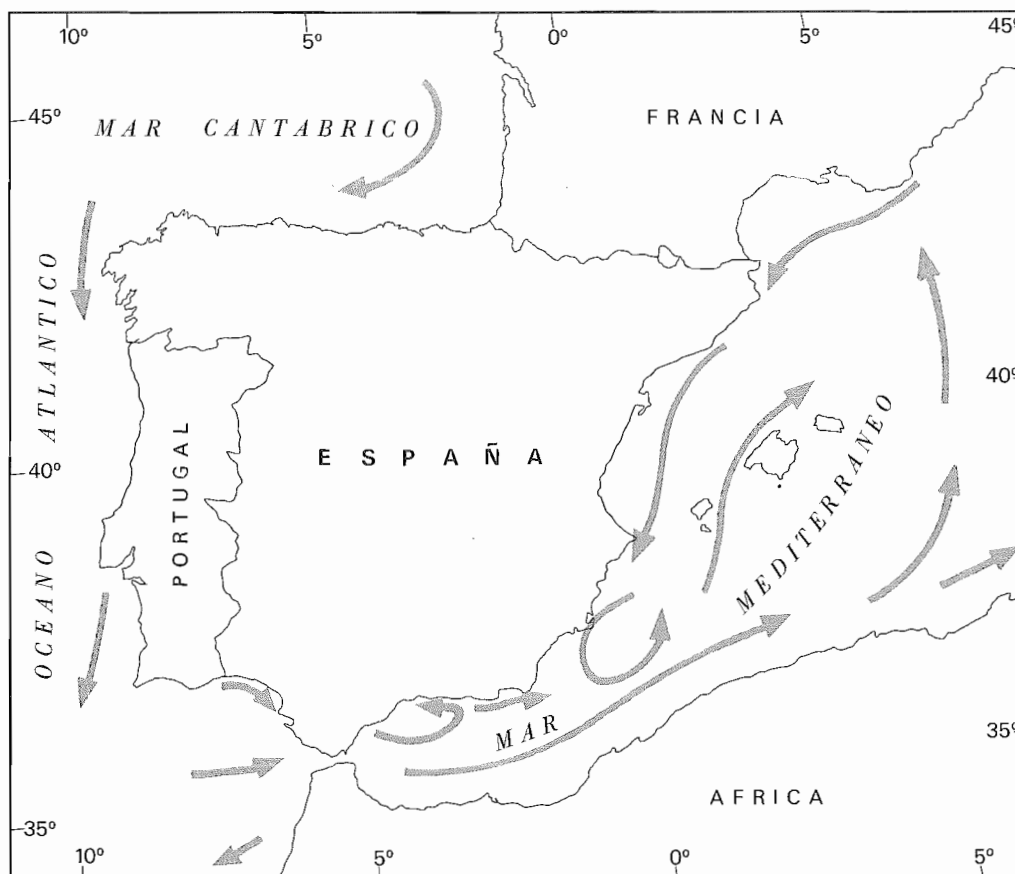


Fig. 1. Principales componentes de la circulación superficial de la Península Ibérica.

Fig. 1. Major components of the surface circulation of the Iberian Peninsula.

Las áreas litorales se ven notablemente influidas por el régimen de vientos dominantes, por lo que las corrientes alcanzan localmente en estas zonas una gran complejidad.

La configuración de las corrientes en el Estrecho de Gibraltar responden al desplazamiento a diferente profundidad de las masas de agua mediterránea y atlántica, de forma que existe un flujo de salida al Océano Atlántico de aguas mediterráneas en profundidad, y otro de entrada de aguas atlánticas en superficie.

## 2.2. Marco geológico

Los márgenes continentales de la Península Ibérica incluyen una gran variedad de tipos, que se incluyen dentro del modelo de márgenes pasivos. Dentro del margen se pueden diferenciar: la plataforma continental, el talud y el ascenso continental, en función de la batimetría y pendiente del fondo del mar.

Para el Mediterráneo occidental se han definido tres tipos de margen en función del estilo tectónico y la cobertera sedimentaria (Mauffret *et al.*, 1973; Stanley, 1977): progresivo o progradante, abrupto e intermedio.

El margen progradante se localiza en zonas de grandes aportes sedimentarios, donde las estructuras profundas tienen escasa o nula representación. El fondo del mar presenta una fisiografía suave y forma convexa. Su plataforma continental es relativamente extensa, mientras que el talud suele ser restringido y presentar fuertes pendientes. El ascenso continental está bastante desarrollado. El ejemplo más significativo de este tipo de margen es el correspondiente al Delta del Ebro (IGME, 1986).

El margen abrupto es característico de zonas con un aporte sedimentario reducido y muestra los relieves más irregulares e inclinados, como resultado de la reducida cobertera sedimentaria, que puede llegar a estar totalmente ausente. Se caracteriza por plataformas continentales muy estrechas, taludes abruptos y ascenso continental muy reducido. Ejemplos de este tipo de margen se localizan en la parte oriental de Almería (IGME, 1982).

El margen intermedio presenta una fisiografía en escalón, que corresponde a la expresión en superficie de los bloques hundidos del basamento subyacente. La cobertura sedimentaria es reducida en los altos estructurales. En resumen, este tipo presenta características mixtas entre los dos escritos anteriormente y a él corresponde la parte meridional y suroriental de Menorca.

De Norte a Sur, siguiendo la costa mediterránea, entre la frontera francesa y Barcelona, el margen es de tipo intermedio (IGME, 1989). Continuando hacia el Sur hasta el Cabo de la Nao es progradante (Delta del Ebro y Golfo de Valencia), para pasar nuevamente a intermedio entre el Cabo de la Nao y Cabo de Palos. Entre el Cabo de Palos y el Cabo de Gata el margen es abrupto, mientras que hacia la parte meridional de Almería pasa a ser de tipo intermedio. Siguiendo hacia el Oeste, y hasta el Estrecho de Gibraltar, el margen es de tipo intermedio. Todo el área septentrional y noroccidental de la Península se puede encuadrar en la categoría de margen abrupto con algunos sectores de margen intermedio.

### 2.2.1. Margen continental septentrional

La historia geológica del margen cantábrico se caracteriza por su gran complejidad. A la hora de su estudio debe tenerse en cuenta el proceso de apertura del Golfo de Vizcaya, así como la fuerte deformación y acortamiento producida a finales del Cretácico-Eoceno, debido a la subducción de corteza oceánica del Golfo de Vizcaya bajo la Península Ibérica. Con posterioridad tiene lugar la formación de una serie de depresiones y subsecuente relleno de sedimentos terciarios. Así pues, el margen cantábrico se interpreta como un margen pasivo que evolucionó a activo, para pasar de nuevo a ser de tipo pasivo (Le Pichon *et al.*, 1971; Montadert *et al.*, 1974; Boillot *et al.*, 1979; Vegas y Banda, 1982).

La plataforma continental septentrional se caracteriza por ser muy estrecha y estar cortada por numerosos cañones submarinos. La cobertera sedimentaria es reducida o está ausente en muchos lugares. El talud continental es muy abrupto y el ascenso continental está relacionado con un sistema de fallas escalonadas, estando interrumpida por una meseta marginal en su parte occidental frente a Llanes (B.R.G.M., 1976).

### 2.2.2. *Margen continental suroccidental*

El margen continental del Golfo de Cádiz se sitúa entre el bloque ibérico y el africano. Su evolución está estrechamente ligada a la del orógeno bético, cuyas unidades se continúan hacia el Oeste, extendiéndose a lo largo del margen del Golfo de Cádiz y Estrecho de Gibraltar, y llegando a aflorar en diversas áreas. La plataforma continental es relativamente extensa y presenta una cobertera neógeno-cuaternaria que alcanza notables potencias en algunas zonas.

La fuerte dinámica marina que existe en esta zona contribuye a la repartición de sedimentos en la plataforma, así como a la formación de grandes estructuras sedimentarias.

El ascenso continental corresponde a un vasto glacis ligeramente inclinado hacia la llanura abisal.

### 2.2.3. *Margen continental mediterráneo*

La configuración geológica de este margen está vinculada a la historia geológica de la cuenca mediterránea occidental, que se encuentra bordeada por el Sistema Alpino (Pirineos, Cordilleras Béticas y Rif). La formación de este cinturón está relacionado con los movimientos de convergencia de las placas euroasiática y africana desde el Cretácico. A partir del Oligoceno se inicia el desarrollo de las cuencas del Mediterráneo occidental. Durante esta etapa se forman las fosas tectónicas colmatadas, que forman parte de un amplio sistema de rift que se extiende desde la fosa del Rin hasta el Mar de Alborán. Su complejo mecanismo de desarrollo posterior ha sido intensamente estudiado por diversos autores (Mauffret *et al.*, 1981; Rehault *et al.*, 1985).

La plataforma continental mediterránea es generalmente estrecha, con algunas excepciones (Golfo de Valencia), e incluye numerosos sectores, donde el fondo es a menudo rocoso o presenta una cobertura poco potente de materiales cuaternarios (Mar de Alborán). En otras zonas el espesor de materiales cuaternarios es elevado, debido bien a la existencia de desembocaduras de grandes ríos (Río Ebro) o a la prolongación en el mar de cuencas neógeno-cuaternarias (Campo de Cartagena y de Valencia).

El talud continental suele ser bastante inclinado y escalonado o suave, según las áreas. El ascenso continental está ampliamente desarrollado, sobre todo en aquellas zonas donde se localizan abanicos submarinos profundos (Ebro, Ródano, Menorca, Valencia).

Los afloramientos volcánicos son numerosos en el margen mediterráneo, llegando algunos a formar islas, como es el caso de las Columbretes y la Isla de Alborán.

## 3. METODOLOGÍA

### 3.1. Recopilación de datos

Para la elaboración del mapa se partió de una exhaustiva recopilación bibliográfica y documental actualizada de la cartografía submarina existente, así como de la información de numerosos trabajos inéditos o publicados por investigadores españoles y extranjeros. De la misma manera, se han manejado otros estudios procedentes de trabajos y campañas oceanográficas, realizadas por organismos e instituciones españolas dedicadas a la investigación geológica marina.

La información recopilada no se ha restringido únicamente a aspectos de muestreo marino y métodos de exploración directa, sino que también se ha tomado en consideración otra serie de disciplinas adicionales que acompañan y complementan la información que aquéllas suministran (estudios geofísicos).

De inestimable valor ha sido la utilización de la cartografía llevada a cabo por el Instituto Geológico y Minero de España a escala 1:200.000 dentro del proyecto del Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española (FOMAR); el banco de datos, fondo documental y las cartas de pesca publicadas por el Instituto Español de Oceanografía, y el banco de datos y las cartas hidrográficas editadas por el Instituto Hidrográfico de la Marina. También han sido



de gran ayuda los numerosos datos procedentes de las campañas oceanográficas realizadas por la UEI de Geología Marina del C.S.I.C. en la zona septentrional del Golfo de Valencia y por SECEG en el Estrecho de Gibraltar.

### **3.2. Elaboración de mapas y principios de presentación adoptados**

La cartografía de las áreas marinas del Mapa Cuaternario de España a escala 1:1.000.000, se ha confeccionado de acuerdo con las directrices dadas para la elaboración del Mapa Cuaternario Internacional de Europa. Su realización ha planteado las dificultades propias de una labor de síntesis, al utilizar una información de base muy heterogénea y diversificada.

Si bien existe un buen conocimiento de la batimetría de las costas españolas, no ocurre lo mismo en lo que se refiere a la naturaleza de sus fondos, especialmente en aquellos situados más allá de los 200 m de profundidad, donde los datos van haciéndose cada vez más escasos y se reparten irregularmente.

Dentro de los márgenes españoles la desigualdad en cuanto a la calidad y densidad de los datos relativos a la naturaleza de los fondos es muy notoria. Un buen ejemplo de ello es la escasez de conocimientos que se tiene de la plataforma y talud del margen septentrional (Galicia y Cantábrico), frente a la abundancia de datos existentes en el Mediterráneo. Un caso especial lo plantea el Archipiélago Canario, del cual sólo se conocen satisfactoriamente los fondos de dos de las islas orientales (Lanzarote y Fuerteventura) y alguna información dispersa y puntual en el resto de sus islas.

La escala de partida para el mapa original de síntesis del margen continental ha sido 1:300.000, elaborándose dos mapas diferentes: un mapa batimétrico y un mapa de los depósitos del fondo marino. Se ha realizado una primera reducción y encaje a escala 1:500.000, obteniéndose el boceto definitivo a la escala 1:1.000.000.

#### *3.2.1. Mapa batimétrico*

El mapa batimétrico ha sido realizado a partir de la batimetría más actualizada existente, complementada con otros datos de campañas oceanográficas inéditas. Las escalas utilizadas han sido 1:50.000, 1:100.000 y 1:200.000, con isóbatas trazadas cada 50 metros. En la cartografía definitiva la batimetría ha sido simplificada y sólo se han representado curvas de nivel que corresponden a los límites que definen de forma genérica: la zona litoral y la plataforma interna (50 m), plataforma continental (100 y 200 m), talud continental y ascenso continental (500 y 1.000 m) y llanura abisal (2.000, 3.000, 4.000 y 5.000 m).

#### *3.2.2. Mapa de los depósitos del fondo marino*

El mapa de los depósitos submarinos muestra la distribución de los principales tipos de sedimentos superficiales y las unidades aflorantes del margen continental. Los depósitos sedimentarios han sido definidos en base a situar los puntos y lugares donde han sido extraídas muestras de la capa más superficial. La gran diversidad de criterios y denominaciones utilizadas por los diversos autores en la documentación recopilada ha obligado a adoptar una leyenda que permitiera unificar los términos, a la vez que evitara una pérdida de información. En consecuencia, se ha optado por utilizar una clasificación exclusivamente textural, que incluye tres tipos de sedimentos: grava, arena y fango. La gran dispersión y heterogeneidad de datos sobre los sedimentos finos distinguidos por los diferentes autores, ha obligado a representar como fangos todos aquellos depósitos constituidos por las fracciones finas (limo y arcilla), sin tener en cuenta la proporción en el contenido de limo, arcilla y materia orgánica.

La representación de los depósitos se ha extendido hasta la cota de los 1.000 m, profundidad que representa genéricamente el límite del ascenso continental. Solamente en el Mediterráneo se han representado los fondos hasta los 2.000 m.

Todas las formaciones aflorantes consolidadas en fondo marino, sin distinción de origen, han sido consideradas en el mapa como roca. Tal es el caso de los afloramientos representados frente al Mar Menor, que corresponden a antiguas playas o cordones litorales sumergidos. Algunas estructuras subaflorantes han sido representadas como aflorantes, cuando el tapiz sedimentario que las cubre es muy delgado, de orden centimétrico.

Se ha considerado necesario diferenciar los aflorantes de rocas volcánicas en aquellos casos en que su localización y naturaleza es bien conocida.

Otro de los problemas que se han planteado se refiere a la asignación de edad para los afloramientos de roca. Si bien se han representado todos los que son conocidos, ello no implica que sean de edad cuaternaria. Entre los afloramientos cuaternarios, únicamente se les ha asignado edad a aquellos que han sido datados. Posiblemente existan otros que, aunque se les supone una edad cuaternaria, no han sido diferenciados como tales al no existir garantías en cuanto a su edad.

Se ha tenido en cuenta también el problema de que tamaño límite es representativo a esta escala, habiendo parecido conveniente diferenciar y tratar con más detalle los depósitos cuaternarios.

#### **4. DEPOSITOS CUATERNARIOS DEL MARGEN CONTINENTAL**

Los materiales no consolidados cartografiados en el mapa corresponden a aquellos que forman el recubrimiento más superficial y en ningún caso debe de suponerse su continuidad en profundidad, ya que en las áreas estudiadas, si bien este tapiz se distribuye de una manera regular, su espesor puede ser muy variable.

##### **4.1. Litoral**

La zona litoral comprende desde el límite superior del oleaje en tierra hasta el nivel inferior o base del oleaje, y se caracteriza por una gran inestabilidad ambiental y energética. La evolución del ambiente litoral durante el Cuaternario es un reflejo de los continuos cambios que tienen lugar en relación con los procesos dinámicos que actúan en estas profundidades, así como con las oscilaciones del nivel del mar y la tectónica.

El desarrollo de los ambientes sedimentarios litorales es función de numerosos parámetros como son la relación entre los aportes terrígenos, régimen mareal, exposición al oleaje, características de las corrientes, clima y tectónica. El carácter de las zonas litorales actuales refleja el balance en la velocidad de aportes sedimentarios y la capacidad de movilizar y redistribuir los sedimentos por los procesos marinos.

En algunos casos la cobertura sedimentaria de las áreas litorales es el resultado de la herencia de fenómenos que tuvieron lugar cuando el mar se situaba a otras cotas.

La diversidad de factores oceanográficos que actúan sobre las zonas costeras trae como consecuencia la aparición de una gran variedad genética y textural de materiales sedimentarios. En el litoral español se encuentran depósitos de una gran diversidad textural, que van desde los tamaños de bloques hasta los sedimentos más finos de tipo fango, aunque los materiales dominantes pertenecen a las fracciones arenáceas.

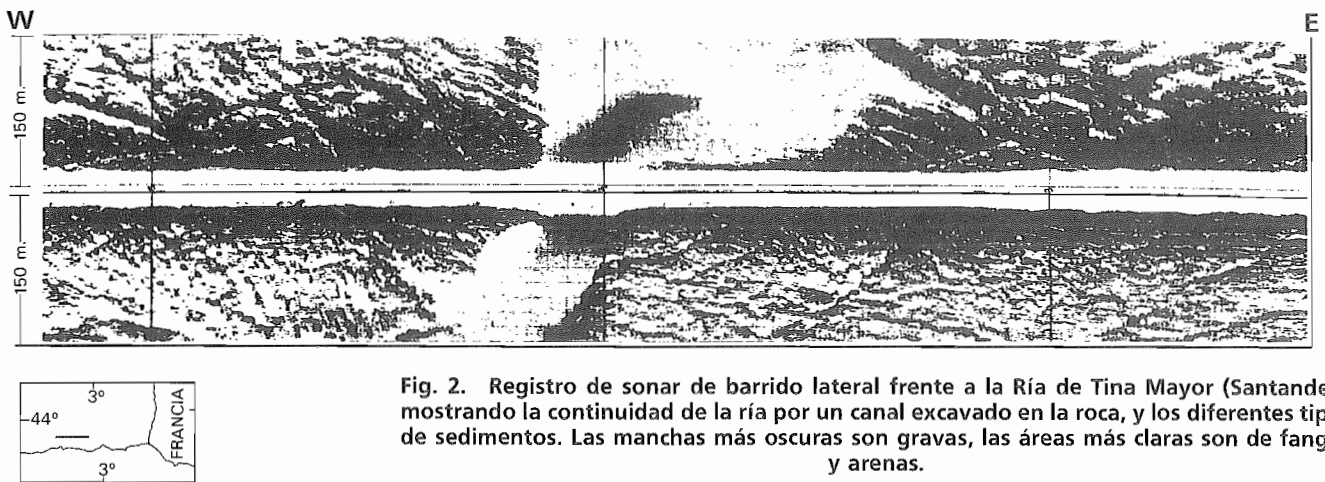
Generalmente, en el litoral predominan facies terrígenas; no obstante, pueden desarrollarse biofacies carbonatadas (algas rojas, briozoos), controladas por factores como la temperatura, salidad, corrientes, etc., en ausencia de importantes aportes terrígenos.

Resulta difícil generalizar la repartición de los depósitos cuaternarios litorales, pero es posible definir su distribución, asociando los diferentes fondos representados en el mapa con los tres tipos principales de costas que se presentan en el litoral español (costas acantiladas, costas bajas y deltas).

##### **4.1.1. Rocas**

Corresponden generalmente a la continuación de los relieves terrestres aflorantes, que en una gran mayoría de los casos velan la superficie del mar en forma de escollos o islotes. En otros casos, y especialmente para las áreas mediterráneas, los afloramientos rocosos consisten en formaciones cuaternarias correspondientes a antiguas playas o cordones litorales sumergidos. La continuidad de estas formaciones es una constante a lo largo de toda la franja litoral mediterránea española, especialmente en las áreas del Levante (Rey y Díaz del Río, 1984). Estos afloramientos están relacionados con morfologías recientes o heredadas y aparecen asociados con mayor frecuencia a los sectores de costas bajas.

El litoral de las costas de Galicia y Cantábrico se encuentra jalonado por un cinturón casi continuo de afloramientos rocosos, que constituyen la prolongación de los existentes en las áreas acantiladas del continente. La continuidad de estos fondos rocosos se ve generalmente interrumpida por la presencia de accidentes fisiográficos como desembocaduras, rías, etc. (Rey y Sanz, 1982), lugares donde los sedimentos recubren los fondos y provocan el aislamiento y falta de continuidad de las rocas aflorantes (Fig. 2).



**Fig. 2.** Registro de sonar de barrido lateral frente a la Ría de Tina Mayor (Santander), mostrando la continuidad de la ría por un canal excavado en la roca, y los diferentes tipos de sedimentos. Las manchas más oscuras son gravas, las áreas más claras son de fangos y arenas.

**Fig. 2.** *Side-scan Sonar record in the mouth of the Ria Tina Mayor (Santander), showing the continuity of the Ria by a channel excavated in rock and a variety of patterns associated with different types of seabed sediments. Dark patches are associated to of graves and lighter areas to sands and muds.*

Circundando los afloramientos rocosos, al pie de los acantilados y en áreas donde la dinámica marina es muy acusada, aparecen las fracciones más groseras representadas por bloques y cantos. Su distribución a lo largo del litoral español es puntual y su escasa entidad no aconseja su representación en un mapa de esta escala.

#### 4.1.2. *Gravas*

Los depósitos formados por gravas están distribuidos a lo largo de la costa española de una forma irregular y ocupando extensiones muy variables. Generalmente, aparecen relacionados con los afloramientos rocosos, aunque en otros casos se depositan como consecuencia de una actividad dinámica marina muy fuerte. En muchas ocasiones las acumulaciones de grava están formadas por depósitos bioclásticos, aunque esta diferenciación en su composición no se ha tenido en cuenta en la leyenda del mapa.

El porcentaje de carbonatos en la fracción grava varía notablemente cuando se establece una comparación entre los depósitos del litoral norte (Galicia y Cantábrico) y el litoral mediterráneo, siendo más alta la proporción en este último.

Un caso aparte es el Archipiélago Canario, donde la fracción biodetrítica es escasa y aparece limitada casi exclusivamente a los depósitos playeros. Las gravas litorales canarias están constituidas principalmente por fragmentos de rocas volcánicas, al estar generalmente asociadas a plataformas costeras desarrolladas por la abrasión de los basaltos (Meco *et al.*, 1987).

El gradiente energético del sector litoral septentrional es muy alto, lo que implica un mayor poder de erosión y removilización de los depósitos gruesos. Por este motivo las gravas aparecen cubriendo áreas próximas a los acantilados y afloramientos rocosos. En algunos puntos del litoral cantábrico se encuentran depósitos de gravas calcáreas y biógenas ocupando generalmente pequeñas depresiones, cuyo depósito parece haberse producido con ocasión de tormentas (Flor, 1978).

En la costa meridional atlántica las gravas litorales están escasamente representadas, si bien en el tramo situado entre la desembocadura del Río Guadalquivir y el Estrecho de Gibraltar son más frecuentes, como consecuencia de la erosión de los afloramientos presentes en este área.

En el litoral mediterráneo los depósitos de gravas son más abundantes. Este hecho está favorecido por el concurso de un mayor número de mecanismos que han favorecido su génesis, tales como la existencia de desembocaduras de cuencas fluviales de carácter estacional y el régimen climático.

#### 4.1.3. Arenas

La distribución de los depósitos arenosos a lo largo del litoral español tiene lugar de una forma más o menos continuada, siendo más abundantes en las costas del Mediterráneo y Sureste atlántico. Por otro lado, la existencia de fondos arenosos se asocia principalmente a los sectores de costas bajas, donde la dinámica litoral juega un importante papel en su distribución y acumulación.

Los componentes arenosos tienen su origen principalmente en tres tipos de fuentes: aportes debidos a los cauces fluviales, productos bioclásticos derivados de las comunidades de organismos que colonizan la franja litoral y materiales originados por la abrasión de los afloramientos y acantilados.

Los elementos terrígenos constituyen prácticamente el total de esta fracción, aunque en algunos casos excepcionales pueden dominar los componentes bioclásticos. Generalmente, las áreas engloban en su composición fragmentos biógenos y su contenido en carbonatos puede ser muy variable. Al igual que ocurre con las fracciones más gruesas (gravas), el porcentaje de carbonatos es más elevado en las arenas de las costas mediterráneas que en las costas septentrionales de la Península.

En el litoral norte de la Península, dado el carácter accidentado de esta costa, las arenas se encuentran en sectores sin continuidad, debido a la existencia de numerosos accidentes geográficos. Las principales concentraciones de arena se sitúan en las bocas de los entrantes pronunciados y en las rías. En otros lugares, la dinámica litoral contribuye a formar depósitos arenosos, como consecuencia de la presencia de barreras geográficas (cabos y ríos), donde la transferencia sedimentaria se ve obstaculizada, favoreciéndose la sedimentación en determinadas áreas. Todos estos factores dan lugar a que el prisma litoral esté limitado en cuanto a su extensión y desarrollo. El hecho más generalizado en el litoral cantábrico, es el de una disminución del contenido carbonatado en dirección hacia el este (Flor *et al.*, 1982).

El litoral suratlántico se ve, sin embargo, mucho más favorecido por la presencia de arenas litorales, siendo frecuentes las grandes formaciones arenosas alimentadas de forma importante por las desembocaduras de varios ríos de diversa importancia (Guadalquivir, Guadiana, Tinto y Odiel).

En el Mediterráneo, las arenas litorales forman una orla casi continua a lo largo de toda la costa, aunque su extensión aparezca ocasionalmente muy reducida en cuanto a su espesor y repartición espacial, tal y como ocurre en las zonas de acantilados. La tendencia más generalizada es un aumento del tamaño de grano en los depósitos que se originan al amparo de estas costas accidentadas, con respecto a los relacionados con otros tipos de costas. Las mayores concentraciones de arena tienen lugar frente a las costas bajas, en las inmediaciones de los deltas y abanicos fluviales, que son muy abundantes a lo largo del Mediterráneo.

Otro aspecto significativo y característico del Mediterráneo es la importancia que adquiere el contenido biógeno en la composición de las arenas, lo que localmente se puede traducir en variaciones importantes del porcentaje de carbonatos respecto de los componentes terrígenos, que son los que generalmente predominan en las facies litorales.

Los litorales carbonatados, como es el caso de Almería (Zamarreño *et al.*, 1983) y Baleares (Rey y Díaz del Río, 1985), constituyen un ejemplo de la influencia ejercida por los aportes carbonatados en la composición de las arenas.

Dado el predominio de las costas bajas en el Mediterráneo, el prisma litoral alcanza en general un desarrollo bien marcado, a diferencia de lo que ocurre en el Atlántico.

#### 4.1.4. Fangos

Se encuentran principalmente en las zonas abrigadas o no expuestas a las corrientes o zonas de agitación y generalmente están relacionados con las desembocaduras de grandes ríos, bahías, golfos, estuarios, rías y lagunas

litorales. Exceptuando el litoral de la costa de las Rías Bajas gallegas, donde su presencia es reducida y queda limitada a los ambientes anteriormente citados.

En algunas ocasiones los fangos aparecen con relativa abundancia formando parte de los depósitos arenosos (arena-fangosa o fangos-arenosos), estando pobremente representados como fango (limos y arcillas) en los ambientes litorales.

#### 4.2. La plataforma continental

La plataforma continental está definida por el dominio que se extiende entre el litoral y la zona donde se produce la inflexión de la pendiente del fondo marino, dando paso al talud continental. En una plataforma bien desarrollada se distinguen tres provincias (IGME, 1982):

- *La plataforma interna.* Se localiza a continuación de la zona infralitoral distal, extendiéndose hasta los 30 ó 60 metros de profundidad. En ella tiene lugar una gran variedad morfológica y sedimentológica, donde la influencia continental y la fuerte dinámica litoral disminuyen rápidamente.
- *La plataforma media.* Se extiende desde el límite externo de la plataforma interna a lo largo de una zona subhorizontal con pendiente suave. Su borde externo no está definido por una profundidad fija, sino que queda limitado por las características sedimentológicas (influencia continental), que alcanzan en ella una gran diversidad y complejidad, al quedar a veces vestigios de unas condiciones dinámicas diferentes a las actuales.
- *La plataforma externa.* Se extiende desde la anterior provincia hasta el talud continental. Su borde externo es muy variable, situándose a profundidades comprendidas entre los 70 y 200 metros. En este tramo de plataforma la influencia continental es prácticamente inexistente y las condiciones de sedimentación son netamente marinas. Suele estar caracterizada por una cobertura de lodos de poco espesor, que generalmente permite aflorar las unidades infrayacentes, de características sedimentológicas y paleoambientales muy diferentes de las actuales. Pueden aparecer ondulaciones superficiales, reflejo de morfologías fosilizadas o de fenómenos de deslizamientos gravitacionales que afectan a la parte superior del talud.

El desarrollo de la sedimentación en la plataforma está regida por un conjunto de factores dinámicos ligados a la energía del medio: factores climáticos, biológicos, morfología del fondo dentro del contexto estructural y las variaciones del nivel del mar a lo largo del Cuaternario. La interacción entre estos factores, y el predominio de uno o varios de ellos sobre los otros, determinarán los tipos de depósitos y procesos que tienen lugar en la plataforma, definiendo en consecuencia los diferentes tipos de plataformas: carbonatada, silicoclastica y mixta (Johnson, 1978).

La sedimentación silicoclastica se asocia a sectores localizados frente a las desembocaduras de los ríos y ramblas de carácter estacional, que vierten sus materiales al mar, donde son posteriormente redistribuidos. El desarrollo de este tipo de sedimentación va a estar controlada por el equilibrio dinámico entre los aportes terrígenos del río, junto con las condiciones hidrodinámicas existentes en cada momento. Sin embargo, la sedimentación carbonatada va a estar regida por otros factores como son la ausencia de terrígenos, temperatura, salinidad, profundidad, nutrientes, naturaleza y morfología del sustrato, régimen hidrodinámico, etc. (Maldonado y Zamarreño, 1983).

El margen continental español, muestra ejemplos de cada uno de los tipos de plataforma. La plataforma del mar Balear y las de las provincias de Almería y Murcia quedarían englobadas dentro del tipo de plataformas carbonatadas, si bien la mayoría de los tramos de la plataforma española corresponderían a los otros dos grupos (silicoclasticas y mixtas). De esta forma, en el área meridional del Mediterráneo predominan las zonas ricas en carbonatos, mientras que por el contrario, en la septentrional, son los depósitos terrígenos los que adquieren mayor relevancia. Las plataformas del margen septentrional de la Península estarían incluidas preferentemente en el tipo silicoclastico, con tramos donde se desarrolla una sedimentación mixta, tal y como ocurre por ejemplo, en algún sector de la plataforma de Galicia.

Los sedimentos de la plataforma continental pueden presentar tres estadios diferentes respecto al medio deposicional sobre el que se encuentran en un momento determinado (Swift, 1970).

- *Sedimentos actuales.* Se encuentran en equilibrio dinámico con el medio deposicional y se están desarrollando en este momento en función de los diversos factores ambientales.

- *Sedimentos relictos*. Son depósitos formados bajo condiciones ambientales diferentes a las actuales y conservan gran parte de sus características deposicionales primitivas.
- *Sedimentos palimpsest*. Son depósitos relictos parcialmente modificados bajo las nuevas condiciones ambientales, que sucesivamente han ocupado el medio deposicional.

El carácter de los depósitos cuaternarios de la plataforma continental varía considerablemente tanto longitudinal como transversalmente, desde su zona interna hasta su borde externo. Este hecho aconseja caracterizarla por tramos, que impliquen una cierta uniformidad en cuanto a su estilo morfoestructural y a su posición geográfica. Siguiendo esta pauta se describen a continuación la naturaleza y distribución textural de los sedimentos en las diferentes áreas de la plataforma española.

#### 4.2.1. Atlántico

##### *Galicia*

En la plataforma continental gallega se pueden diferenciar dos sectores correspondientes a la fachada occidental y septentrional atlántica. En el primero, la plataforma muestra en su parte interna y media el desarrollo de una potente capa de fango procedente de los cauces fluviales que desembocan en las Rías Bajas. La zona externa aparece cubierta por depósitos arenosos típicos de borde de plataforma, extendiéndose más allá de su inflexión hacia el talud. Las arenas están fundamentalmente formadas por cuarzo y componentes carbonatados, extendiéndose hacia el Sur y ocupando amplias zonas de la plataforma continental portuguesa (Alveirinho Dias y Nittrouer, 1984). De todo lo anteriormente expuesto se puede deducir que en este área la tendencia general de disminución del tamaño del grano en función al alejamiento de la costa aparece invertido. Las gravas tienen una escasa representación y se encuentran situadas alrededor de los numerosos afloramientos rocosos de la plataforma interna y media. En su composición tienen un claro predominio los fragmentos calcáreos, procedentes de los organismos que colonizan la superficie de los afloramientos (Rey y Díaz del Río, en prensa).

En contraste con el anterior sector, la zona que se extiende al norte del Cabo de Finisterre y hacia el Cabo Ortegal muestra un desarrollo totalmente diferente. La plataforma aparece recubierta por arenas, aunque en algunos puntos del sector noroccidental se localizan superficies de fangos, cuyo origen hay que asociarlo a fenómenos de *Upwelling* (Rey y Díaz del Río, 1987).

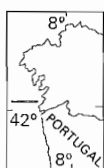
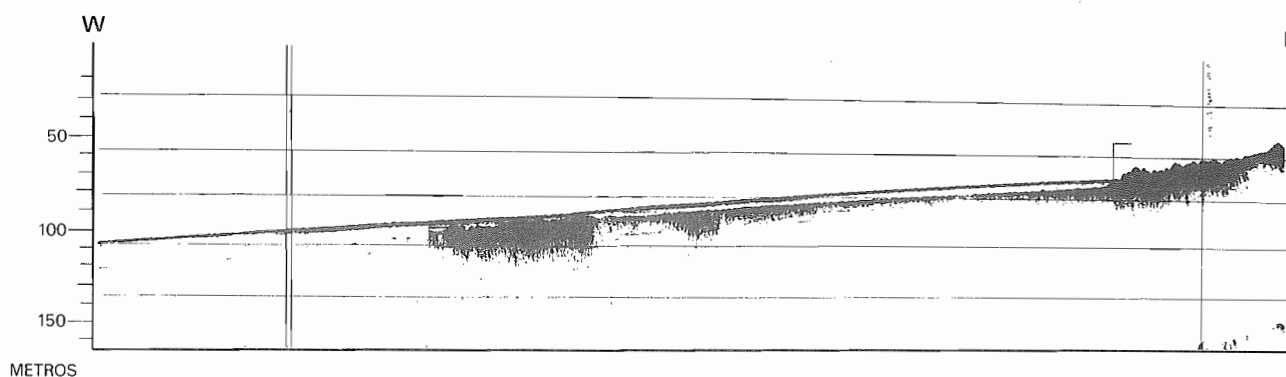
Los afloramientos rocosos que jalonan la plataforma media e interna gallega son una prolongación de los existentes en la zona litoral y por tanto, su naturaleza y edad son equivalentes a las de las formaciones que afloran en la zona emergida (Fig. 3).

Las principales fuentes que controlan el volumen y distribución de aportes en la plataforma son los sedimentos fluviales procedentes de los cauces que desembocan en las rías, que son transportados en suspensión hacia zonas más profundas. En la zona oriental de Galicia, estos sedimentos en las cercanías de la costa son transportados hacia el Sur por el oleaje, la deriva litoral y las corrientes que barren la plataforma (Alveirinho Dias y Nittrouer, 1984).

El espesor de las unidades holocenas es variable a lo largo de toda la plataforma, alcanzándose los máximos valores en las áreas de la plataforma media situadas frente a las bocas de las rías (Acosta y Herranz, 1984).

##### *Cantábrico*

En este tramo la extensión de la plataforma se reduce sensiblemente de Oeste a Este hasta la frontera francesa, con una disminución muy notable a partir del Cañón de Llanes. Esta tendencia también se observa en los depósitos arenosos que la recubren, cuya extensión decrece progresivamente de Oeste a Este. Los afloramientos rocosos quedan restringidos sobre todo a la plataforma interna y media, con excepción de la zona adyacente al Cabo de Peñas, donde llegan a extenderse más allá del borde de la plataforma y están constituidos por materiales mesozoicos, terciarios y paleozoicos (B.R.G.M., 1976).



**Fig. 3.** Registro del perfilador de sedimentos (3.5 kHz) al Norte del Río Miño (Pontevedra) obtenido a profundidades de 60-100 m. El perfil muestra dos afloramientos rocosos y la configuración de la capa de fangos holocenos.

**Fig. 3** 3.5 kHz record at 60-100 m depth northern Miño River (Pontevedra) showing two outcrops and the subbottom configuration of the Holocene cover.

Los sedimentos fangosos aparecen distribuidos de manera continua más allá del borde externo de la plataforma, alcanzando un notable desarrollo en las cabeceras de los cañones submarinos, lo que origina que sus límites más internos queden bien marcados en el mapa por profundos entrantes.

La mayor parte de los depósitos de gravas se encuentran asociados a los afloramientos rocosos de la plataforma media-externa y su composición está controlada por la naturaleza de los mismos.

Del estudio de los perfiles sísmicos de alta resolución se puede observar cómo el espesor de los sedimentos es muy variable. Desde la plataforma interna su potencia va aumentando, para alcanzar los valores más elevados en la plataforma media. A partir de ésta y hacia la plataforma externa, su espesor disminuye, hasta hacerse casi nulo (Medialdea *et al.*, 1987).

### Golfo de Cádiz

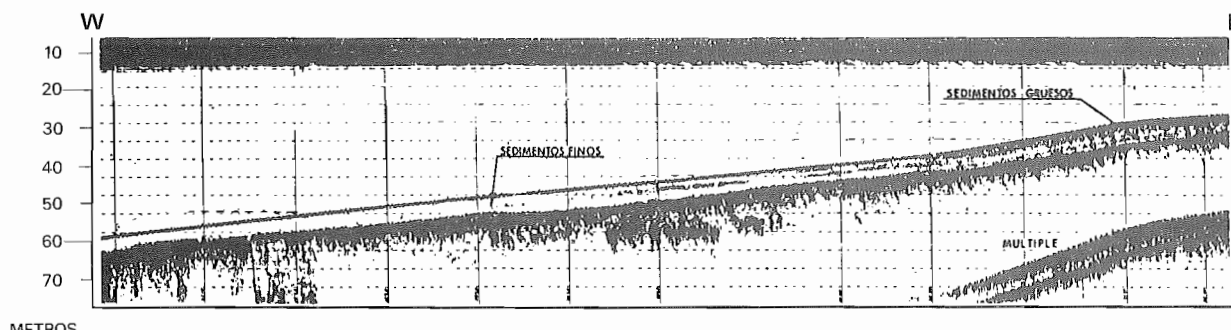
Entre el Río Guadiana y el Río Tinto se observa una banda de afloramientos rocosos que se sitúan a lo largo del límite de la plataforma interna y media, formando una alineación subparalela a la costa. Se trata de formaciones calcareníticas correspondientes a cordones litorales preholocenos. Asociados a estas unidades aparecen arenas gruesas y gravas de la misma composición. Formaciones análogas se encuentran en la zona comprendida entre la desembocadura del Guadalquivir y el Estrecho de Gibraltar. Este tramo aparece jalonado por una banda de afloramientos rocosos de edad pliocena, que se extienden hasta aproximadamente los 40 metros de profundidad. Están constituidos por un conglomerado con cantos de cuarzo y cuarcita con un elevado contenido en moluscos y arenas calcáreas con restos de conchas (Segado *et al.*, 1984).

Cerca de la costa en la plataforma interna, el Golfo de Cádiz aparece contorneado por una franja arenosa, que ocupa una extensión considerable en la zona septentrional. En la zona meridional, las arenas son bioclásticas, localmente coralinas (SECEG, 1982).

Agüas afuera se desarrolla una extensa cobertera de fangos terrígenos que cubren la mayor parte de la plataforma continental media y externa (Díaz *et al.*, 1985). Los fangos muestran una gradación, que es reflejo de la batimetría, que va desde una franja formada por limos arenosos en las áreas próximas a las desembocaduras de los ríos, hasta limos finos a mayores profundidades (Fig. 4). Sin embargo, en el borde de la plataforma continental predominan los materiales arenosos.

### Canarias

Tal y como se ha mencionado en capítulos previos, la plataforma continental, estructurada geológicamente de acuerdo al criterio comúnmente aceptado, es prácticamente inexistente, y está construida por una superficie que



**Fig. 4.** Registro sísmico (3.5 kHz) en la plataforma de Cádiz, mostrando una capa de sedimentos finos acústicamente transparente sobre arenas. Nótense los reflectores internos con una impedancia acústica mayor, interpretados como interestratificaciones de sedimentos gruesos (gravas y arenas).

**Fig. 4.** 3.5 kHz seismic record from Cádiz Continental Shelf showing acoustically translucent fine sediments overlying sands. Note internal reflectors with a greater acoustic impedance interpreted as interstratified of coarse sediments (gravels and sands).

progresivamente aumenta su pendiente, pasando rápidamente a grandes profundidades. Por este motivo los depósitos sedimentarios marinos se disponen en un apilamiento de unidades superpuestas a modo de cuña.

Los máximos espesores de los materiales cuaternarios están localizados en las áreas proximales. La distribución textural mantiene la pauta general de disminución del tamaño de grano a media que aumenta la distancia a la costa. En las áreas estudiadas (islas orientales), las arenas circundan cada una de las islas, ocupando en algunas áreas una notable extensión (norte de Lanzarote y suroeste de Fuerteventura). La distribución de las arenas se ve interrumpida por la presencia de afloramientos volcánicos o depósitos de gravas asociados a los mismos. Los depósitos cuaternarios son de naturaleza vulcanoclástica.

La composición de sedimentos muestra una clara diferenciación en las fachadas orientales de las islas, donde su naturaleza aparece modificada por elementos silicoclásticos procedentes de Africa por transporte eólico, especialmente en las fracciones arenosas finas. Este hecho da lugar a una coloración más clara de las arenas.

#### 4.2.2. Estrecho de Gibraltar

Las plataformas adyacentes al Estrecho son de escasa extensión y están sujetas a un régimen hidrodinámico muy acusado. Ello da lugar a que la distribución de los sedimentos cuaternarios sea muy irregular y a que predominen las fracciones más groseras (arenas de grano grueso y gravas) (I.E.O., 1983).

También es frecuente la existencia de afloramientos rocosos, relacionados con las Unidades Alóctonas del Campo de Gibraltar y materiales miocenos. Este fenómeno es debido a las fuertes corrientes de fondo que barren el Estrecho, capaces de mantener áreas libres de sedimentos, aunque a veces pueden estar cubiertas localmente por una reducida capa de gravas, arenas bioclásticas y gravas poligénicas (SECEG, 1982).

En contraste con lo anteriormente descrito, hay que señalar que las inmediaciones de las cabeceras de los cañones de Gibraltar y Ceuta aparecen recubiertas de fangos. Este hecho demuestra la existencia de unas condiciones de sedimentación relativamente tranquilas en estas zonas, que parecen estar al abrigo de las corrientes (Kelling y Stanley, 1972).

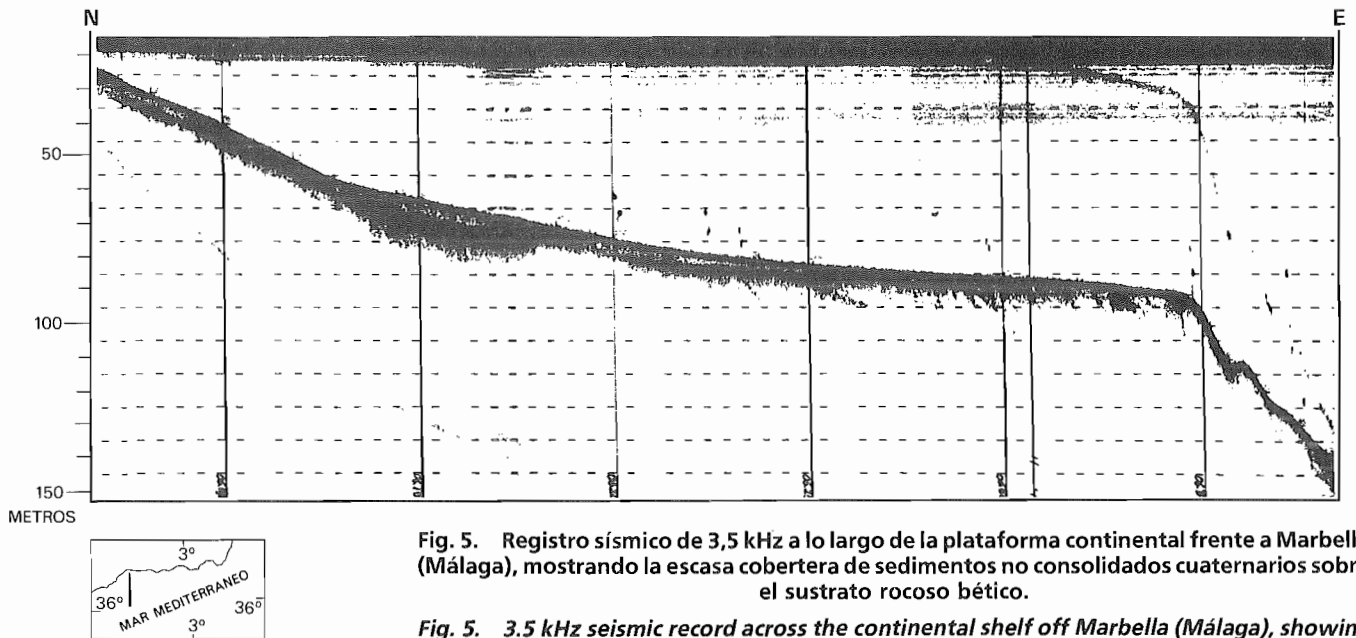
#### 4.2.3. Mediterráneo

Dentro del Mediterráneo se pueden diferenciar varias áreas cuya descripción se hará de Sur a Norte.



## Mar de Alborán

El factor morfoestructural juega un papel muy importante en la evolución de la plataforma continental de esta zona, que se caracteriza por su poca amplitud y una cobertera sedimentaria cuaternaria poco desarrollada. El aporte de terrígenos a la plataforma es pobre y tiene lugar de un modo irregular, debido al carácter torrencial que tienen los ríos y ramblas que desembocan en este sector. En general los depósitos recubren el sustrato rocoso, disminuyendo su espesor hacia el borde externo de la plataforma, donde la capa sedimentaria llega a desaparecer aflorando directamente el sustrato rocoso (Fig. 5).



**Fig. 5. Registro sísmico de 3,5 kHz a lo largo de la plataforma continental frente a Marbella (Málaga), mostrando la escasa cobertera de sedimentos no consolidados cuaternarios sobre el sustrato rocoso bético.**

**Fig. 5. 3.5 kHz seismic record across the continental shelf off Marbella (Málaga), showing reduced unconsolidated Quaternary cover above Betic rocks.**

A lo largo de la plataforma se alterna el predominio de las arenas y los fangos. Las arenas aparecen ocupando las áreas interna y media de la plataforma y generalmente son de calibres finos, mientras que los fangos dominan en la plataforma externa, llegando incluso en algunos lugares a cubrirla en toda su extensión. La naturaleza y composición de las arenas, al igual que los afloramientos rocosos, es un reflejo de la variada litología existente en el continente.

En el centro del Mar de Alborán debe mencionarse, a pesar de su escasa extensión, la Isla de Alborán, cuya plataforma se caracteriza por una sedimentación carbonatada con un predominio de materiales gruesos.

El tramo de plataforma de la provincia de Almería merece una consideración aparte, por tratarse de un buen ejemplo de plataforma de tipo mixto, con áreas de sedimentación carbonatadas y silicoclasticas (IGME, 1982; Zamarreño *et al.*, 1983).

Desde el punto de vista estructural hay que destacar que en los sedimentos de la plataforma continental son más abundantes los tamaños más gruesos, arenas y gravas. Su tamaño de grano disminuye hasta el borde de la plataforma, donde predominan los fangos. Los afloramientos rocosos se presentan en la plataforma interna y su naturaleza está relacionada con escarpes, unidades béticas y rocas volcánicas.

En las áreas de sedimentación siliciclasticas (Golfo de Almería) predominan los sedimentos actuales, y se observa una disminución de tamaño desde las gravas y arenas de la plataforma interna a los fangos terrígenos calcáreos de la plataforma externa. En las zonas de sedimentación carbonatada (Cabo de Gata, Adra, Rodalquilar) predominan los sedimentos relictos y palimpsest, y sus componentes biógenos más abundantes son los moluscos, briozoos, algas calcáreas, equinodermos y foraminíferos.

La cobertera sedimentaria holocena en esta plataforma continental es reducida, excepto en el Golfo de Almería, donde se desarrolla una importante cuña de fangos.

### Levante

La plataforma continental del Levante presenta marcadas diferencias de Sur a Norte, reconociéndose dos sectores que definen un paso gradual de margen abrupto e intermedio a margen progradante. El sector más meridional corresponde a las provincias de Murcia y Alicante y el septentrional abarca principalmente el Golfo de Valencia.

#### — Sector Murcia-Alicante

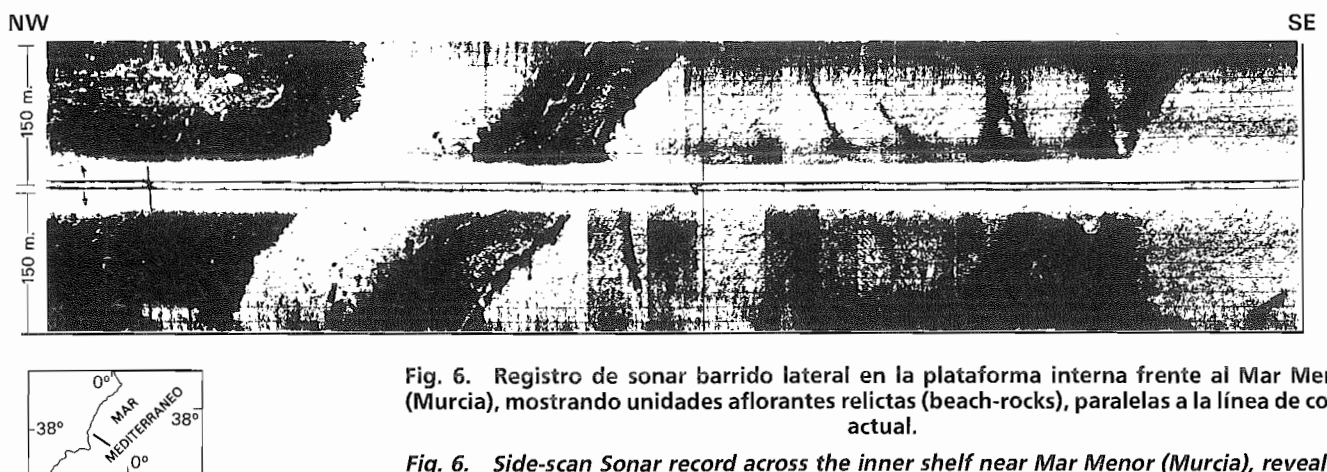
Dentro de este sector se pueden diferenciar las zonas comprendidas entre Almería y Cabo de Palos, donde la plataforma es reducida, y la de Cabo de Palos y Cabo de la La Nao, donde aumenta progresivamente su extensión (Rey y Díaz del Río, 1983).

Entre Almería y el Cabo de Palos se alternan las áreas de sedimentación carbonatada y silicoclastica con predominio de la primera, al igual que ocurre en la zona Adra-Cabo de Gata.

El sustrato rocoso no aflora, aunque se encuentra muy próximo a la superficie del fondo, siendo, por tanto, el recubrimiento sedimentario muy escaso e irregular.

La cobertera está formada por sedimentos fundamentalmente relictos y palimpsest, que se caracterizan por una gran variedad textural. Las facies terrígenas litorales dan paso a sedimentos de tamaño más fino en la plataforma interna (arenas), plataforma media (fangos arenosos) y plataforma externa y borde del talud (fangos terrígenos) (IGME, 1988). El contenido carbonatado es bastante elevado. Es interesante resaltar las zonas de gravas y arenas gruesas, que alcanzan una representación notable al sur de Cabo de Palos, en las que los componentes carbonatados biógenos son mayoritarios, disminuyendo su proporción mar adentro.

En el margen comprendido entre el Cabo de Palos y el Cabo de La Nao, los afloramientos rocosos ocupan una extensión considerable y se asocian a unidades béticas o a rocas volcánicas. Además hay que destacar la existencia de una sucesión de barras consolidadas alforantes y subaflorantes que se localizan en la plataforma continental frente al Mar Menor (Rey y Díaz del Río, 1984; Mateu *et al.*, 1984). Estas barras corresponden a afloramientos de antiguas playas o cordones litorales sumergidos, relacionados con las migraciones de la línea de costa (Fig. 6). Están



**Fig. 6.** Registro de sonar barrido lateral en la plataforma interna frente al Mar Menor (Murcia), mostrando unidades aflorantes relictas (beach-rocks), paralelas a la línea de costa actual.

**Fig. 6.** Side-scan Sonar record across the inner shelf near Mar Menor (Murcia), revealing relict consolidated units (beach-rocks) running parallel to the actual coastline.

formadas por materiales calcareníticos bioclasticos y su existencia va a condicionar la distribución de los sedimentos. Así, sobre las barras, y entre las mismas, tienen lugar depósitos de gravas y arenas gruesas.

En este área se observa una disminución del tamaño de grano mar adentro, siendo los sedimentos predominantemente carbonatados. Sin embargo, a partir de Torreveja y hacia el Norte la sedimentación es terrígena.

Entre Alicante y el Cabo de La Nao, la plataforma presenta un relieve relativamente suave, donde se desarrollan irregularidades morfológicas relacionadas con formaciones tipo *beach-rock* y depósitos de gravas (Rey y Díaz del Río, 1983). En la zona interna de la plataforma se encuentran arenas terrígenas en las zonas frente a la desembocadura de los cauces fluviales. Fuera de la influencia de estas áreas aparecen sedimentos terrígenos finos y bioclásticos. La plataforma media y externa está cubierta en toda su extensión por fangos, que llegan a alcanzar potencias elevadas a profundidades de 60-80 metros.

Dentro de este sector merece mencionarse el Mar Menor, cuya superficie está cubierta en su totalidad por fangos (IGME, 1988).

### — Golfo de Valencia

Su plataforma puede considerarse la de mayor desarrollo y extensión de la Península Ibérica, donde la cobertura sedimentaria corresponde a potentes series de depósitos pliocuaternarios, que van disminuyendo su espesor hacia el Sur en dirección al Sistema Bético (Díaz del Río *et al.*, 1986). Se trata de una plataforma silicoclástica con algunas zonas muy localizadas en las que se desarrolla una sedimentación carbonatada (Giró y Maldonado, 1983).

La distribución textural de los sedimentos superficiales está marcada por una tendencia granodecreciente hacia mar adentro, con depósitos de gravas y arenas en la plataforma interna y depósitos de fangos en la media y externa. Esta distribución no es uniforme, al desarrollarse frente a la desembocadura de los ríos, prodeltas con un predominio de sedimentos lutíticos. Esta tendencia granodecreciente se ve también rota frente a la Albufera y en todo sector norte del Golfo, donde en la plataforma media y externa predominan los sedimentos arenosos.

La distribución del contenido en carbonato de los sedimentos depende de la composición de la fracción arena, aumentando en general con la distancia a la línea de costa. Los componentes de la fracción arena son predominantemente silicoclásticos en las zonas internas, incrementándose la proporción de biógenos hacia la plataforma externa (Giró y Maldonado, 1983; Maldonado *et al.*, 1983).

Los afloramientos rocosos consisten en formas irregulares y escarpadas, posiblemente corresponden a materiales pleistocenos, y se encuentran principalmente frente a Valencia y Cullera (Palomo *et al.*, 1982; Giró y Maldonado, 1983). Por otro lado, en la plataforma media frente a la Albufera, se desarrolla una topografía de barras de arena (*sand-ridges*), que yacen sobre una unidad basal de arenas gruesas y gravas (Rey y Díaz del Río, 1983).

Los procesos sedimentarios actuales están ligados a la morfología y a la distribución de corrientes. La principal característica de esta plataforma es la gran cantidad de sedimentos lutíticos, cuya principal fuente son los ríos y de forma secundaria los materiales finos procedentes del Río Ebro, que son transportados en suspensión por las corrientes. Los sedimentos lutíticos presentan un mayor espesor en la plataforma media y externa (Giró y Maldonado, 1983).

### Baleares

Las Islas Baleares poseen la plataforma carbonatada más amplia del territorio español. Los depósitos cuaternarios que recubren esta plataforma están representados casi exclusivamente por sedimentos arenosos con contenidos variables en gravas y pelíticos, que en su mayoría corresponden a depósitos relictos (Guillén *et al.*, 1987).

La composición general de los sedimentos es predominantemente biógena (moluscos, equinodermos, foraminíferos, algas calcáreas, briozoos) con aportes terrígenos escasos, donde la proporción de los primeros llega a alcanzar en muchos lugares el total de la fracción arena y grava (Rey y Díaz del Río, 1985; Fornós, 1987).

Los sedimentos fangosos se sitúan a partir del borde del talud. En la plataforma son prácticamente nulos, limitándose en gran parte de los casos a débiles rellenos de pequeñas depresiones (Acosta *et al.*, 1986).

Los afloramientos rocosos en la plataforma están relacionados en algunos casos con materiales miocenos y premiocenos. Se encuentran además abundantes resaltes morfológicos que podrían ser asimilables a barreras, cordones litorales y barras, sobre los que se instalan a veces comunidades que dan lugar a facies de algas coralinas (Fornós, 1987).

La intensa dinámica de las corrientes existente en la mayoría de las islas, unida a la escasez de aportes terrígenos y a las condiciones físico-químicas reinantes, determinan no sólo la composición de las comunidades vegetales y animales, sino también la débil potencia del recubrimiento fangoso reciente, confiriendo a la plataforma balear los rasgos típicos de las plataformas carbonatadas de mares templados (Acosta *et al.*, 1986).

### Cataluña

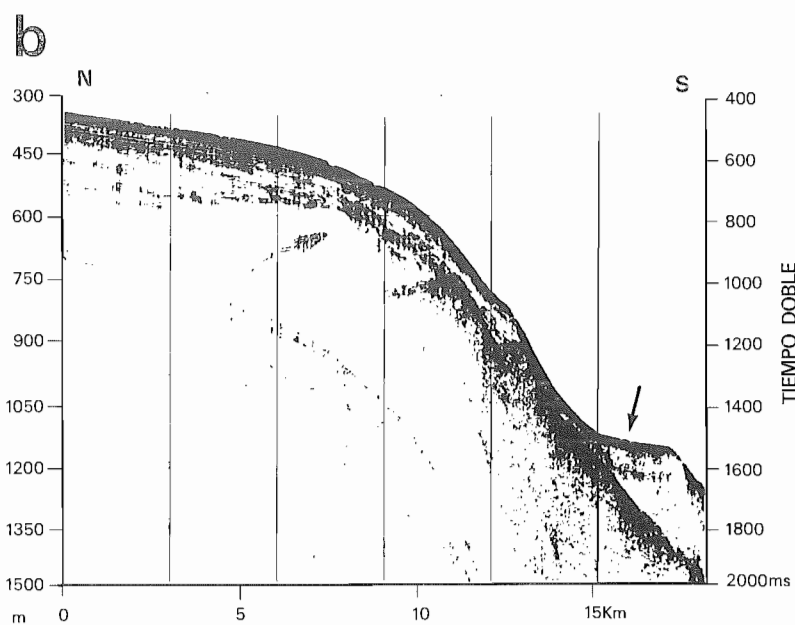
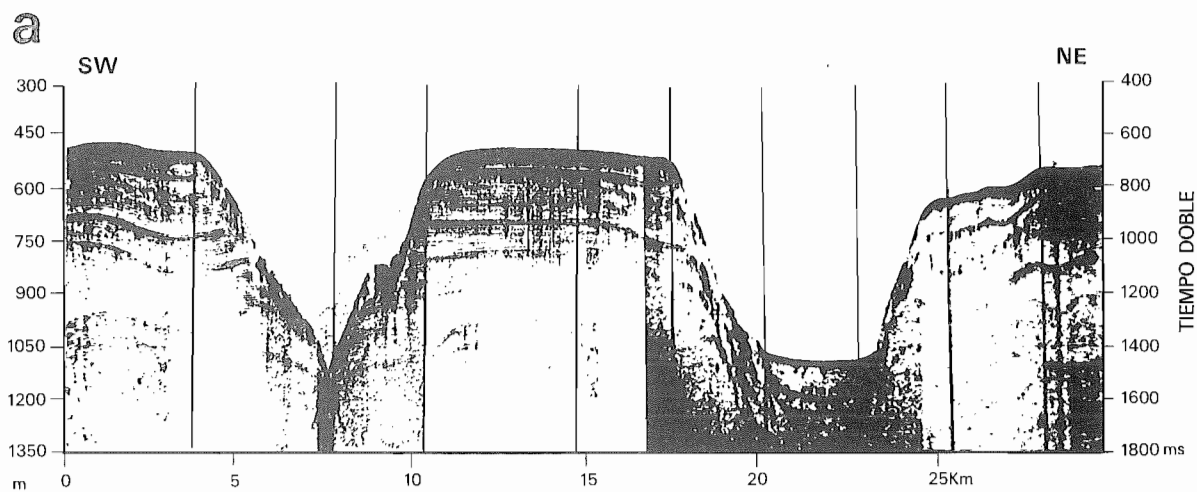
La plataforma continental del delta del Ebro constituye un buen ejemplo de sedimentación silicoclástica. La distribución de facies sobre su superficie está controlada por el aporte de terrígenos del río en función de las condiciones hidrodinámicas y el régimen general de circulación. En la parte interna de la plataforma se observa un equilibrio dinámico entre los procesos y las facies, mientras que en su parte externa hay depósitos relictos o palimpsest (Verdaguer, 1983; Maldonado y Zamarreño, 1983). Desde la zona litoral, se produce aguas afuera una disminución progresiva del tamaño de grano. El prodelta del Río Ebro ocupa una notable extensión de la plataforma y texturalmente se caracteriza por sedimentos finos (limos en el prodelta proximal y arcillas limosas en el prodelta distal) con un alto contenido en materia orgánica, que en su mayoría son de origen fluvial (IGME, 1986). La parte más externa de la plataforma está recubierta por depósitos de arenas correspondientes a antiguos ambientes litorales, relacionados con el último ascenso eustático del nivel del mar (Maldonado y Zamarreño, 1983). La contribución biógena a los depósitos de esta plataforma es generalmente baja, excepto en áreas de poco aporte terrígeno.

Hacia el Norte, entre Atmella de Mar y Sitges, la plataforma sufre un estrechamiento progresivo. La zona interna de la plataforma está caracterizada por la presencia de una franja paralela a la costa de sedimentos areno-limo-arcillosos poco potentes, que pasan en la plataforma media a fangos con porcentajes de arena relativamente bajos, alcanzando su máximo desarrollo en el Golfo de San Jorge. En la plataforma media se localizan facies terrígenas relictas, constituyendo barras subparalelas a las líneas batimétricas frente a Sitges y en el Golfo de San Jorge, relacionadas con ambientes litorales relictos desarrollados en el curso de la transgresión del Holoceno (IGME, 1986). La escasa extensión de estas barras no permite su representación en el mapa. La zona externa de la plataforma está recubierta por fangos. Sin embargo, frente al Golfo de San Jorge y Sitges se desarrollan facies carbonatadas tipo palimpsest formadas por arenas.

Al Sur de Barcelona el prodelta del Llobregat y Besós, ocupa la mayor parte de la plataforma continental al ser ésta muy estrecha (Serra y Verdaguer, 1983; IGME, 1986).

Entre Barcelona y el Cabo de Creus se observa una variación en la naturaleza y distribución de los sedimentos junto con una reducción de la cobertera pliocuaternaria. El margen continental aparece compartimentado por la presencia de varios cañones submarinos (Blanes, La Fonera, Creus y Lacaze-Duthiers), que de alguna manera influyen en la repartición de los sedimentos (Fig. 7).

La plataforma interna se encuentra cubierta con arenas y gravas silicoclásticas que se disponen formando una estrecha banda que bordea la línea de costa. Frente a las desembocaduras de los ríos (Besós, Tordera, Riudaura, Ter) se encuentran arenas fangosas y limos arcillosos de prodelta. En la plataforma media y externa las arenas carbonatadas relictas y palimpsest ocupan extensiones considerables, aunque también son frecuentes los fangos en zonas donde se desarrolla una sedimentación actual. Estos sedimentos pasan progresivamente en la plataforma externa a fangos, que contienen proporciones semejantes de detríticos y biógenos. El espesor y extensión de los sedimentos fangosos es muy variable llegando a ocupar parte de la plataforma media. Circunscritos a los afloramientos rocosos, aparecen localmente gravas y arenas gruesas constituidas por componentes biógenos relictos (Got y Leenhardt, 1972; Serra, 1975; IGME, 1989).



**Fig. 7.** Registros de sparker obtenidos frente a Barcelona (A) y Tossa (Gerona) (B). El perfil A muestra una sección transversal del cañón del Besos y del cañón de Arenys. El perfil B obtenido a través del borde de la plataforma y del talud continental muestra un deslizamiento gravitacional.

**Fig. 7.** Sparker records obtained in front off Barcelona (A) and Tossa (Gerona) (B). Profile A shows a transversal section of the Besos Canyon and Arenys Canyon. Profile B crosses the shelfedge and slope, showing down slope gravitational gliding.

### 4.3. Talud y pendiente continental

Los depósitos cuaternarios que dominan las zonas más profundas del margen continental (talud y ascenso continental) están representados en su mayoría por sedimentos finos. Si bien todas estas unidades han sido cartografiadas bajo la denominación de fangos, debe indicarse que esta homogeneidad es sólo aparente. Los estudios realizados en el talud y ascenso continental revelan que existe una gran variedad de depósitos, cuyo origen obedece a los diferentes procesos sedimentarios que actúan sobre estas provincias del margen.

En el talud se pueden diferenciar tres tipos de sedimentos en función de los procesos que los generan: sedimentos asociados a suspensiones, sedimentos gravitacionales y sedimentos asociados a corrientes de fondo (Maldonado y Canals, 1982). Los primeros corresponden a depósitos hemipelágicos, y se desarrollan en los altos del margen y áreas protegidas de un alto aporte sedimentario, por sedimentación diferencial de las partículas en suspensión en las masas de agua. Los sedimentos gravitacionales se originan a partir de flujos de densidad de carácter periódico o estacional. Este grupo es el más complejo y comprende una gran variedad de sedimentos, que van desde los fangos arenosos en la parte alta del talud y las arcillas fangosas en el talud medio, hasta los fangos gravitacionales de la base del talud. Dentro de este grupo se encuadran también las turbiditas que se localizan en las provincias distales del margen (Maldonado, 1985). El último grupo incluye los sedimentos formados bajo la influencia de corrientes de fondo, y se les conoce con el nombre de contouritas.

El espesor de las unidades sedimentarias es muy reducido en comparación con las otras provincias deposicionales del margen.

También es importante hacer notar el papel que juegan los cañones submarinos en la sedimentación de estas zonas, ya que en muchas ocasiones proporcionan un conducto para el transporte sedimentario desde la plataforma hacia zonas más profundas.

El talud y ascenso continental de la Península han sido objeto de diversos estudios. En el Mediterráneo, la cobertura sedimentaria de los márgenes continentales es el resultado de dos procesos fundamentales: las suspensiones hemipelágicas y los flujos gravitacionales (Díaz, 1984; Farrán y Maldonado, 1985). La evolución de ambos procesos está controlada principalmente por las condiciones oceanográficas, la inestabilidad tectónica de la cuenca y las oscilaciones climático-eustáticas. Estos factores ejercen un control sobre el aporte de sedimentos desde las áreas fuente emergidas, hasta los ambientes más profundos, originando una sedimentación de carácter cíclico. Los materiales depositados en épocas de estabilidad eustática son sobre todo de naturaleza hemipelágica al disminuir los aportes terrígenos a la cuenca y la tasa de sedimentación. Durante los períodos de oscilaciones eustáticas, la inestabilidad sedimentaria del borde de la plataforma permite la transferencia de un volumen más importante de terrígenos a la cuenca, la tasa de sedimentación es alta y los materiales son transportados por corrientes de turbidez a través de los cañones o como flujos de densidad sobre el talud (Díaz, 1984). También se pueden producir deslizamientos en masa de los materiales (Canals, 1985).

En la cuenca mediterránea noroccidental y dentro del proyecto *Deep Sea Drilling Project* se han llevado a cabo sondeos a profundidades de 2.100-2.300 metros al norte de las Baleares en la fosa de Valencia (Ryan *et al.*, 1973).

Los abanicos profundos en el Mediterráneo alcanzan un notable desarrollo en las áreas de la cuenca noroccidental, tal y como es el caso de los abanicos del Ebro, Menorca y Valencia. En general, se emplazan al pie del talud (excepto el abanico de Valencia) y se desarrollan perpendicularmente a éste (Kelling *et al.*, 1979; Nelson *et al.*, 1983-84; Alonso *et al.*, 1985; Maldonado *et al.*, 1985). Otros abanicos profundos menos conocidos son los que se localizan al pie de los cañones submarinos del margen del Mar de Alborán (Guadiaro, Algeciras, Ceuta, etc.).

En la cuenca de Alborán los depósitos sedimentarios se han generado principalmente a partir de corrientes de turbidez y suspensiones hemipelágicas (Stanley *et al.*, 1970; Bartolini *et al.*, 1972; Faugeres *et al.*, 1984). Por otro lado, los estudios realizados en esta cuenca indican que en su parte occidental, así como al sur de la oriental, el carácter de los depósitos es fundamentalmente terrígeno, mientras que en el resto de la cuenca es principalmente calcáreo (Auffret *et al.*, 1974). En la parte central y meridional del Mar de Alborán se encuentran una serie de bancos de origen volcánico, cuyos sedimentos superficiales se componen de carbonatos biogénicos (Milliman *et al.*, 1972).

Es interesante señalar que en la cuenca de Alborán occidental se llevó a cabo un sondeo dentro del proyecto *Deep*

*Sea Drilling Project* (Ryan *et al.*, 1973), a una profundidad de 867 metros, que cortó una sección de 350 metros de Cuaternario sobre el Plioceno.

En las zonas profundas del Estrecho de Gibraltar la dinámica sedimentaria y la distribución de sedimentos está fuertemente controlada por la presencia de corrientes de fondo, que procedentes del Mediterráneo siguen una dirección Este-Oeste. El fondo del Estrecho aparece recubierto de gravas y arenas gruesas junto con frecuentes afloramientos rocosos. Sin embargo, las áreas correspondientes a los cañones de Ceuta y Gibraltar están cubiertos por fangos, aunque localmente se observan afloramientos rocosos. Los componentes biógenos predominan en los sedimentos del fondo del Estrecho y los terrígenos en las zonas de los cañones (Kelling y Stanley, 1972). Los depósitos más groseros en la zona del Estrecho se van haciendo cada vez más finos a medida que la corriente de fondo decrece en intensidad (Kelling y Stanley, 1972; Melieres, 1974).

Hacia el Golfo de Cádiz, la dinámica sedimentaria y la distribución superficial de sedimentos está controlada por la compleja morfología y el régimen hidrodinámico, que está influenciado por la interacción entre las corrientes profundas procedentes del Mediterráneo y el régimen de masas de agua hacia el Este en la plataforma continental (Díaz *et al.*, 1985).

Los principales tipos de sedimentos que se encuentran en el Golfo de Cádiz son arenas bioclásticas, arenas silicoclásticas, arenas fangosas, fangos arenosos y contouritas arenosas y fangosas. Estos sedimentos se han desarrollado en relación con los procesos gravitacionales y con las corrientes de salida de las masas de agua mediterráneas (Díaz *et al.*, 1985). Los primeros dominan en los numerosos cañones existentes y en las zonas de talud inclinado y dan lugar a arenas y gravas silicoclasticas. Respecto al segundo proceso, debe indicarse que en aquellas zonas en que el flujo de agua mediterránea pierde contacto con el fondo, se produce el depósito de sedimentos fangosos, mientras que cuando se encuentran en contacto con el fondo se forman contouritas fangosas y arenosas (Melieres, 1984; Díaz *et al.*, 1985). En el ascenso continental se encuentran depósitos hemipelágicos y gravitacionales (Faugeres *et al.*, 1984).

La distribución textural de los sedimentos cuaternarios en el margen atlántico (Galicia y Cantábrico) difiere notablemente del resto de las zonas profundas descritas anteriormente, al dominar en la parte alta del talud y pendiente continental los depósitos arenosos, así como la presencia de numerosos afloramientos de rocas.

En Galicia los depósitos no consolidados contienen arenas relictas, palimpsest y depósitos de arenas gruesas y gravas, que llegan a extenderse hasta zonas profundas más allá del talud. Los sedimentos finos aparecen desigualmente distribuidos y están relacionados con sedimentaciones forzadas asociadas a corrientes de *Upwelling*. Hacia el Este, en el margen cantábrico su distribución es más homogénea y continua, para pasar a dominar los fangos hacia el este del cañón de Llanes. Al igual que ocurre en otras áreas del margen, los cañones submarinos, muy abundantes en este área, han venido actuando como sumideros hacia zonas más profundas. Este es el motivo por el cual aparecen sedimentos de facies litorales y de plataforma en zonas de gran profundidad.

## 5. EL CUATERNARIO DEL MARGEN CONTINENTAL

En el relativo corto espacio de tiempo que ha abarcado el Cuaternario se han sucedido un gran número de cambios y éstos han sido los siguientes (Kenett, 1982): más de 30 episodios glaciares, que han modificado drásticamente la biogeografía de los organismos terrestres y marinos; desplazamientos sustanciales de las zonas climáticas; fluctuaciones a gran escala de los modelos de circulación oceánica; oscilaciones del nivel del mar dentro de un rango de unos 100 metros; transportes de sedimentos terrígenos a las cuencas oceánicas profundas debido al bajo nivel del mar y a la erosión glacial; oscilaciones considerables de la productividad biogénica, así como en la tasa de aportes de sedimentos biógenos a las cuencas profundas, junto con un incremento de los aportes sedimentarios pelágicos no biogénicos. Todos estos cambios han contribuido a controlar de alguna manera los procesos sedimentarios que rigen el desarrollo del margen continental.

Las diferentes áreas del margen, especialmente las plataformas, han estado regidas por una serie de factores que han condicionado las características deposicionales de las mismas. Entre estos factores destacan (Maldonado y Zamarreño, 1983; Maldonado, 1985):

- El contexto estructural y la morfología del margen.
- El clima y sus fluctuaciones.
- Las oscilaciones relativas del nivel del mar.
- La oceanografía física y química.
- Los factores biológicos.

La importancia que adquieren estos factores varía según las provincias geológicas del margen, dando lugar a diferentes modelos sedimentarios.

El aspecto actual de las plataformas continentales no ha sufrido grandes cambios durante el Cuaternario. Si bien durante el Holoceno han sido afectadas por una serie de procesos que han dado como resultado su remodelación en detalle desde el punto de vista morfológico y sedimentológico. Estos fenómenos están ligados principalmente a las oscilaciones climático-eustáticas y aunque este hecho afecta de manera general a todo el margen continental, es en la plataforma donde se manifiestan de forma más clara.

De esta manera, el desarrollo de la plataforma viene condicionado por la formación de potentes cuñas sedimentarias progradantes mar adentro, y superpuestas durante las fases de descenso del nivel del mar. Por el contrario, durante las fases de ascenso eustático se forman superficies de erosión debido a la eliminación de los materiales formados por encima del perfil de equilibrio a medida que la transgresión progresa (Maldonado y Zamarreño, 1983). Los fenómenos descritos se encuentran bien representados en la plataforma de la Península; un ejemplo es el nivel basal de arenas que se encuentra ampliamente desarrollado en diversos sectores (Golfo de Valencia, Cantábrico, etc.), generado a partir de la erosión de los sedimentos conforme avanzaba la transgresión en el último ascenso eustático del Holoceno. Sobre este nivel se encuentran sedimentos progresivamente más finos (Giró y Maldonado, 1983).

Durante las épocas de máximo eustático los sedimentos quedan atrapados en las zonas proximales de la plataforma, siendo las tasas de sedimentación reducidas en las zonas más alejadas del margen, mientras que en los períodos del mínimo eustático los depocentros de las cuencas van derivando desde la plataforma hacia zonas más distales. Estos aportes masivos provocan una inestabilidad en el talud continental, dando lugar a deslizamientos gravitacionales en masa, que actualmente pueden ser observados en la mayoría de los taludes (Fig. 7). Además, estos desplazamientos a favor de la pendiente producen corrientes de turbidez, que pueden erosionar los cañones o colmatarlos, y en otros casos, depositar las cargas de sedimentos en la base del talud, contribuyendo al desarrollo de la pendiente continental.

La importancia de la fracturación reciente (neotectónica), cobra una gran relevancia en el Mediterráneo occidental, cuyo papel en el desarrollo de la sedimentación neógeno-cuaternaria y en la edificación de las plataformas continentales es indudable.

El espesor de los materiales pliocuaternarios es muy variable, estando localizadas las máximas potencias en cuencas relacionadas con deltas o con la prolongación en el mar de las cuencas neógeno-cuaternarias. Los fenómenos de subsidencia pueden ser en algunos casos los responsables de dichas variaciones, sobre todo en el caso de márgenes de tipo progradante.

Finalmente, y a modo de resumen, debe indicarse que la variedad en cuanto a la naturaleza, tipo de depósitos y morfología del margen pone de relieve la importancia de los factores y procesos que han controlado la sedimentación durante el Cuaternario.

## 6. BIBLIOGRAFIA

- ACOSTA, J., y HERRANZ, P. (1984): Contribución al conocimiento del Cuaternario marino en la Ría de Muros y Noya. *Thalassas*, 2, pp. 12-31.
- ACOSTA, J.; SERRA, J.; HERRANZ, P.; CANALS, M.; MATEU, G.; GUILLÉN, J.; SANZ, J. L.; CALAFAT, A.; SAN GIL, C.; CATAFAU, E., y FORNOS, A. (1986): Resultados preliminares de la campaña de geología marina «Geocarbal-85/l», realizada en la plataforma continental de las Islas Baleares. *Inf. Téc. Inst. Esp. Oceanogr*, 44, pp. 1-27.



- ALONSO, B.; KASTENS, K. A.; MALDONADO, A.; MALINVERNO, A.; NELSON, C. H.; O'CONNELL, S.; PALANQUES, A., y RYAN, W. B. F. (1985): Morphology of the Ebro Fan Valleys from SeaMarc and SeaBeam profiles. *Geo-Marine Letters*, 5, pp. 141-148.
- ALVEIRINHO DIAS, J. M., y NITTROUER, C. A. (1984): Continental shelf sediments of Northern Portugal. *Continental Shelf Research*, 3, 2, pp. 147-165.
- AUFFRET, G. A.; PASTOURET, L.; CHAMLEY, H., y LANOIX, F. (1974): Influence of the prevailing current regime on sedimentation in the Alboran Sea. *Deep-Sea Research*, 21, pp. 839-849.
- BALDY, P.; BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A.; MALOD, J.; MOITA, I., y MOUGENOT, D. (1977): Carte géologique du plateau continental sudportugais et sud-espagnol (Golfe de Cadix). *Bull. Soc. Geol. France* (7), 19, 4, pp. 703-724.
- BARTOLINI, C.; GEHIN, C., y STANLEY, D. J. (1972): Morphology and recent sediments of the Western Alboran Basin in the Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 13, pp. 159-223.
- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A., y MALOD, J. (1979): Subduction and tectonics on the continental margin off Northern Spain. *Marine Geology*, 32, pp. 53-70.
- B. R. G. M. (1976): Carte géologique du plateau continental du Golfe de Gascogne á 1/1.000.000, *B. R. G. M. Ed.*
- CANALS, M. (1985): Estructura sedimentaria y evolución morfológica del talud y el glacis continental del Golfo de León: fenómenos de desestabilización de la cobertera sedimentaria plio-cuaternaria. *Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona*, 459 pp.
- DÍAZ, J. I. (1984): Márgenes continentales y cuencas del Mediterráneo suroccidental: Sedimentos y procesos sedimentarios, *Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza*, 165 pp.
- DÍAZ, J. I.; FARRÁN, M., y MALDONADO, A. (1985): Surficial sediment distribution patterns in the Gulf of Cadiz controlled by the geomorphic features and physical oceanographic parameters. 6<sup>th</sup> European Regional Meeting of Sedimentology, I. A. S., Lérida, 1985, Abstracts, J. Rossell, E. Remacha y M. Zamorano Eds., Universidad Autónoma de Barcelona, pp. 129-132.
- DÍAZ DEL RÍO, V.; REY, J., y VEGAS, R. (1986): Valencia Gulf continental shelf: Extensional features in Neogene and Quaternary sediments. *Marine Geology*, 73, pp. 169-179.
- FAUGERES, J. C.; GONTHIER, E.; PUJOL, Cl.; DEVAUX, M., y PHILIPPS, I. (1984): La mission Faegas IV: Premiers resultats sur les sediments profonds de la marge Ouest-Iberique, du Golfe de Cadix et de la Mer d'Alboran. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 36, pp. 67-83.
- FARRÁN, M., y MALDONADO, A. (1985): Sedimentación cíclica hemiplágica en el Mediterráneo suroccidental: Interpretación paleoceanográfica durante el Cuaternario. *Acta Geológica Hispánica*, 20, 1, pp. 21-40.
- FLOR, G. (1978): Relación entre la distribución de sedimentos y la circulación costera en la región del Cabo Peñas. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, pp. 183-194.
- FLOR, G.; LLERA, E. M., y ORTEA, J. A. (1982): Los carbonatos biogénicos de los sedimentos de las playas arenosas de Asturias y Cantabria: Su origen y significado dinámico. *Cuaderno del Crinas*, 2, pp. 1-77.
- FORNOS, J. (1978): Les plataformes carbonatades de les Balears: Estudi sedimentologic de les plataformes miocens de les illes Balears i la comparació amb la sedimentació actual a la seva plataforma. *Tesis doctoral, Universidad de Barcelona*, 954 pp.
- GIRO, S., y MALDONADO, A. (1983): Definición de facies y procesos sedimentarios en la plataforma continental de Valencia (Mediterráneo occidental). *J. Castellví Ed., «Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental Española»*, Seminario Científico, Cádiz. Gráficas Buper, Barcelona, pp. 75-96.
- GOT H., y LEENHARDT, O. (1972): Cartographie géologique sous-marine en Atlantique et en Méditerranée. *Revue Hydrographique Internationale*, 49, 2, pp. 129-135.
- GUILLÉN, J.; SERRA, J.; ALONSO, B.; CATAFAU, E.; CANALS, M., y CALAFAT, A. (1987): Influence des oscillations du niveau marin sur la sedimentation carbonatee: Exemple de la plateforme continentale baleare. *Coll. Intern. Oceanol.*, CIESM. Perpignan, 1985, pp. 39.
- IGME (1982): Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y zonas adyacentes, E. 1:200.000, Memoria y Hoja números 84, 85, 84S y 85S (Almería-Garrucha-Chella-Los Genoveses). *Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía*.
- IGME (1986): Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y zonas adyacentes, E. 1:200.000, Memoria y Hoja numero 41-42 (Tortosa-Tarragona). *Ministerio de Industria y Energía*.
- IGME (1989): Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y zonas adyacentes, E. 1:200.000, Memoria y Hoja numeros 35-42E (Barcelona). *Ministerio de Industria y Energía*.
- IGME (1988): Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y zonas adyacentes, E. 1:200.000, Memoria y Hoja números 79-79E (Murcia). *Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía*. En prensa.
- INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA (1983): Campañas oceanográficas de Geología Marina en el Estrecho de Gibraltar. *Trab. Inst. Esp. Oceanogr.*, 43, 1 y 2.

- JOHNSON, H. D. (1978): Shallow siliciclastic seas. *H. G. Readig Ed., «Sedimentary Enviroments and Facies», Blackwell Scientfic Publications, Oxford*, pp. 207-258.
- KELLING, G., y STANLEY, D. J. (1972): Sedimentary evidence of bottom current activity, Strait of Gibraltar region, *Marine Geology*, 13, M51-M60.
- KELLING, G.; MALDONADO, A., y STANLEY, D. J. (1979): Salt Tectonics and basement fractures: Key controls of recent sediment distribution on the Balearic Rise, Western Mediterranean. *Smithsonian Contributions to he Marine Sciences*, 3, pp. 1-52.
- KENNET, J. (1982): *Marine Geology. Prentice-Hall, New Jersey*, 813 pp.
- LE PICHON, A.; BONNIN, J.; FRANCHEATAU, J., y SIBUET, J. C. (1971): Une hipothese d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne, *Histoire Structurales du Golfe de Gascogne. Technip, París*, pp. VI.11.1-VI.11.44.
- MALDONADO, A., y ZAMARREÑO, I. (1983): Modelos sedimentarios en las plataformas continentales del Mediterráneo español: Factores de control, facies y procesos que rigen su desarrollo. *J. Castellví Ed., «Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental Española», Seminario Científico, Barcelona, Gráficas Buper*, pp. 15-52.
- MALDONADO, A., y CANALS, M. (1982): El margen continental sur-balerar: Un modelo deposicional reciente sobre un margen de tipo pasivo. *Acta Geológica Hispánica*, 17, 4, pp. 241-254.
- MALDONADO, A.; SWIFT, D. J. P.; YOUNG, R. A.; HAN, G.; NITTROUER, C. A.; DE MASTER, D. J.; REY, J.; PALOMO, C.; ACOSTA, J.; BALLESTER, A., y CASTELLVI, J. (1983): Sedimentación on the Valencia Continental Shelf: Preliminary results. *Continental Shelf Research*, 2, 2/3, pp. 1985-211.
- MALDONADO, A. (1985): Evolution of the Mediterranean Basins and a detailed reconstruction of the Cenozoic paleoceanography. *R. Margalef Ed., «Western Mediterranean», Pergamon Press*, pp. 17-59.
- MALDONADO, A.; GOT, H.; MONACO, A.; O'CONNELL, S., y MIRABILE, L. (1985): Valencia Fan (Northwestern Mediterranean): Distal deposition fan variant. *Marine Geology*, 62, pp. 295-319.
- MAUFRET, A.; FAIL, J. P.; MONTADERT, L.; SANCHO, J.; WINNOCK, E. (1973): Northwestern Mediterranean sedimentary basin from seismic reflection profile. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 57, 11, pp. 2245-2262.
- MAUFFRET, A.; REHAULT, J. P.; GENNESSEAU, M.; BELLAICHE, G.; LABARBERIE, M., y LEFEBVRE, D. (1982): Western Mediterranean Basin Evolution: From a distensive to a compressive regime. *F. C. Wezel Ed., «Sedimentary basins of Mediterrenean margins, CNR Italian Project of Oceanography, Tecnoprint, Bologna*, pp. 67-81.
- MECO, J.; POMEL, R. S.; AGUIRRE, E., y STEARNS, CH. E. (1987): The recent marine Quaternary of the Canary Islands. *C. Zazo Ed., «Late Quaternary Sea-Level Changes in Spain», Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 10, pp. 283-305.
- MEDIALDEA, T.; REY, J., y DÍAZ DEL RÍO (1987): Morfología y facies de la plataforma cántabra. *Actas VII Reunión sobre el Cuaternario, Santander, AEQUA*, pp. 231.
- MELIERES, F. (1974): Recherches sur la dynamique sedimentaire du Golfe de Cadix (Espagne). *These d'Etat, Universite de Paris*, 235 pp.
- MILLIMAN, J. D.; WEILWE, Y., y STANLEY, D. J. (1972): Morphology and carbonate sedimentation on shallow banks in the Alboran Sea. *D. J. Stanley Ed., «The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentary Laboratory», Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg*, pp. 241-259.
- MILLOT, C. (1987): Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta*, 10, 2, pp. 143-149.
- MONTADERT, L.; WINNOCK, E.; DELTIEL, J. R., y GRAU, G. (1974): Continental margins of Galicia-Portugal and Bay of Biscay. *C. A. Burk y C. L. Drake Eds., «The Geology of Continental Margins», Springer-Verlag, New York*, pp. 323-342.
- NELSON, C. H.; MALDONADO, A.; COUMES, F.; GOT, H., y MONACO, A. (1983-1984): The Ebro Deep-Sea Fan System. *Geo-Marine Letters*, 3, pp. 125-131.
- PALOMO, C.; ACOSTA, J.; DE ANDRÉS, J. R.; DÍAZ DEL RÍO, V.; HERRANZ, P.; REY, J., y SANZ, J. L. (1982): Resultados preliminares de la campaña de geología marina Gansa-80 (realizada entre Gandía y Sagunto). *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 7 (1), pp. 117-123.
- REHAULT, J. P.; BOILLOT, G., y MAUFFRET, A. (1985): The Western Mediterranean Basin. *D. J. Stanley y F. C. Wezel Eds., «Geological Evolution of the Mediterranean Basin», Springer-Verlag, New York*, pp. 101-129.
- REY, J., y SANZ, J. L. (1982): Estudio geológico submarino del litoral cantábrico con sonar de barrido lateral (desde San Vicente de la Barquera a Punta de San Emeterio). *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 7 (1), pp. 88-96.
- REY, J., y DÍAZ DEL RÍO, V. (1983): Aspectos geológicos sobre la estructura poco profunda de la plataforma continental del Levante español. *J. Castellvi Ed., «Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental», Seminario Científico, Cádiz, Gráficas Buper, Barcelona*, pp. 53-74.
- REY, J., y DÍAZ DEL RÍO, V. (1984): Algunos aspectos morfoestructurales del Mediterráneo español. *Thalassas*, 2, 11, pp. 23-29.

- REY, J., y DÍAZ DEL RÍO, V. (1985): Resultados preliminares de la campaña de geología marina BAPAL-84 (Bahía de Palma, Baleares). *Inf. Téc. Inst. Esp. Oceanogr.*, 30, pp. 1-79.
- REY, J., y DÍAZ DEL RÍO, V. (1987): La plataforma continental de Galicia, dos áreas deposicionales (Atlántica-Rías Bajas y Cántabro-Atlántica-Rías Altas). *Actas VII Reunión sobre el Cuaternario, Santander, AEQUA*, p. 239.
- REY, J., y DÍAZ DEL RÍO, V. (En prensa): Structure os recent sedimentary units in the Galician Continental shelf. *Continental Shelf Research*, 12 pp.
- RYAN, W. B. F.; HSU, K. J. *et al.* (1973): *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. 13, Part I y II, Washington (U. S. Government Printing Office).*
- SECEG (1982): Estudio monográfico sobre Geología del Estrecho de Gibraltar. *Seceg, Madrid*, 194 pp.
- SEGADO, M.; GUTIÉRREZ, J. M.; HIDALGO, F.; MARTÍNEZ, J. M., y CEPERO, F. (1984): Estudio de los sedimentos recientes de la plataforma continental gaditana entre Chipiona y Cabo Roche, *Bol. Geol. y Min.*, 95-4, pp. 310-324.
- SERRA, J. (1975): Le précontinent catalan entre le Cap Begur et Arenys de Mar (Espagne): Structure et sédimentation récente. *These, Université de Toulouse*, 220 pp.
- SERRA, J., y VERDAGUER, A. (1983): La sedimentación holocena en el prodelta del Llobregat. *X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca, 1983, Comunicaciones, A. Obrador Ed., Universidad Autónoma de Barcelona*, pp. 2.49-2.51.
- STANLEY, D. J. (1977): Post-Miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean. A. E. M. Nairn, W. H. Kanes y F. F. Stehli Eds., «*The Ocean Basins and Margins*», 4A, «*The Eastern Mediterranean*», Plenum Press, New York, pp. 77-143.
- STANTLEY, D. J.; GEHIN, C. E., y BARTOLINI, C. (1970): Flysch type sedimentation in the Alboran Sea, Western Mediterranean. *Nature*, 228, 5275, pp. 979-983.
- SWIFT, D. J. P. (1970): Quaternary shelves and the return to grade, *Marine Geology*, 8, pp. 5-30.
- VEGAS, R., y BANDA, E. (1982): Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, 2, 4, pp. 320-343.
- VERDAGUER, a. (1983): La plataforma continental silícico-clástica del Ebro (Mediterráneo noroccidental): Un modelo sedimentario. *Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona*, 422 pp.
- ZAMARREÑO, I.; VÁZQUEZ, A., y MALDONADO, A. (1983): Sedimentación en la plataforma de Almería: Un ejemplo de sedimentación mixta silícico-carbonatada en clima templado. J. Castellví Ed., «*Estudio oceanográfico de la plataforma continental*», Seminario Científico, Cádiz, Gráficas Buper, Barcelona, pp. 97-119.

# Explotaciones de rocas y minerales industriales

**M. Peralta Vaquero**  
**L. A. Díaz Rodríguez**  
**V. Calderón Almena**

ITGE. Dirección de Recursos Minerales  
Sección de Rocas y Minerales Industriales  
Ríos Rosas, 23  
28003 Madrid

## RESUMEN

En España, la minería de las Rocas y los Minerales Industriales está en una continua alza de producción desde la década de los ochenta, llegando en la actualidad a constituir un 34 por 100 del total de la producción minera nacional.

Las rocas y los minerales industriales de procedencia cuaternaria que son explotados en España son los siguientes:

- Gravas y arenas
- Arcillas
- Turba
- Sal marina
- Travertinos y tobas calcáreas
- Yeso
- Marés
- Productos volcánicos (picón)

Sus principales usos se dirigen a los sectores de la construcción, obras públicas, fertilizantes, vidrio, cerámica, fundición, cementos y cargas.

## ABSTRACT

*Since the decade of the eighties in Spain, rocks and industrial minerals mining is suffering a great increase, contributing as far as 34 por 100 to the total of the national mining production.*

*Quaternary rocks and industrial minerals exploited in Spain are:*

- *Gravels and sands.*
- *Clays.*
- *Turf.*
- *Sea salt.*
- *Travertine and calcareous tufa.*
- *Gypsum.*
- *Marés (calcareenite).*
- *Volcanic materials («picón»).*

*Industrial uses are building industry, public works, fertilizings, glass, ceramic, foundry, cements and fillers.*

## 1. INTRODUCCION

El grupo de rocas y minerales industriales, en su sentido amplio, es decir, sustancias no metálicas y no energéticas, constituye actualmente un sector económico de gran importancia, superior incluso al estructurado por el de la minería metálica tradicional, hasta el punto de que el factor de separación productivo entre las industrias mineras metálicas y no metálicas da una medida de la madurez económica de los países industrializados.

Una prueba clara del creciente interés por este tipo de materiales lo refleja el desarrollo de las estadísticas mineras españolas en los diez últimos años. Así, hasta principios de la década de los ochenta, el sector minero de metálicos constituía un 22 por 100 del valor total de la producción minera, frente a un 18 por 100 para las rocas y minerales industriales y un 60 por 100 para los productos energéticos. En la actualidad, el porcentaje para este último sector minero prácticamente no varía, mientras que el grupo de rocas y minerales industriales alcanza un 34 por 100 y el conjunto de la minería metálica desciende hasta el 15 por 100.

Debido a que los materiales utilizados tanto en las obras públicas como en la construcción (gravas, arenas, arcillas y rocas ornamentales en general) son de origen cuaternario, y han contribuido en gran medida a todo lo referido anteriormente, se ha considerado de interés la realización de un breve comentario de las principales explotaciones y centros de extracción de estos materiales, recabando el mayor número de datos posibles, tanto a nivel de su situación geográfica como su volumen de producción.

### 1.1. Fuentes bibliográficas

El volumen fundamental de la información fue extraída de las hojas 1:200.000 del Mapa Nacional de Rocas Industriales (M.N.R.I.), editadas en el año 1974 por el ITGE, y de la Memorias correspondientes.

Se consultaron también, a partir de aquella fecha de edición de las Hojas, todos los trabajos de investigación, inéditos o no, llevados a cabo por el ITGE en las distintas regiones de la Península e Islas Baleares y Canarias, que aportaban una mayor puesta al día de la información objeto de búsqueda.

Finalmente, los datos de producciones anuales y provinciales se obtuvieron a partir de los boletines y publicaciones editadas por el Ministerio de Industria y Energía como: Panorama Minero (año 85) y Estadística Minera (año 86). Por otro lado, cuando el tipo de producto extraído o bien la cantidad de reservas existentes revestían una especial importancia, se contactó telefónicamente con los responsables de la explotación o explotaciones.

## 2. PRODUCTOS EXTRAIDOS DE ORIGEN CUATERNARIO

Los materiales que se benefician de los terrenos pertenecientes al Cuaternario son:

1. *Gravas y arena*: Se reparten por todo el territorio nacional, constituyendo una amplia mayoría sobre el resto de las explotaciones.
2. *Arcillas*: En general, son explotadas de forma familiar, intermitentemente, y sus recursos son escasos.
3. *Turba*: Se pueden citar seis explotaciones repartidas por el norte de la Península, Cataluña, Levante y Andalucía.
4. *Sal Marina*: Las principales explotaciones se concentran en las zonas costeras de la Península (E., SE. y S.) y en las Islas.
5. *Travertinos y tobas calcáreas*: Se ubican en el Sur de España.
6. *Yeso*: Hay una explotación excepcional en la provincia de Albacete.
7. *Marés*: Es una roca calcarenítica con restos fósiles muy explotada en las Islas Baleares.
8. *Productos volcánicos (picón)*: Son propios de las Islas Canarias.

En la figura 1 se puede contemplar la distribución geográfica, tanto peninsular como insular, de los productos cuaternarios explotados con el rango de roca y mineral industrial más significativos.



**Fig. 1. Distribución geográfica de los principales depósitos cuaternarios de rocas y minerales industriales explotados en España.**

**Fig. 1. Geographic distribution of the most important Quaternary rocks and industrial mineral deposits exploited in Spain.**

## 2.1. Gravas y arenas

Las gravas constituyen la gran mayoría de las explotaciones cuaternarias existentes en España, y se encuentran repartidas por todo el territorio nacional, concentrándose en torno a las poblaciones preferentes debido a que, por sus aplicaciones (áridos naturales y de trituración para la construcción y obras públicas), los núcleos urbanos constituyen los principales centros de consumo.

Los depósitos cuaternarios de gravas van asociados a los medios sedimentarios glaciares y periglaciares, en altas cotas, a las acumulaciones de piedemonte, alrededor de macizos montañosos, a los derrubios de ladera y, sobre todo, a las redes fluviales (llanuras aluviales, cauces y terrazas), concentrándose en los márgenes de los ríos y afluentes más significativos. Este hecho, unido a las características morfológicas de las Mesetas, hace que se pueda hablar de una mayor concentración de este tipo de centros de extracción en ellas, puesto que constituyen lugares favorables para la acumulación de estos materiales.

Por su parte, las arenas se encuentran en los mismos tipos de depósito que se acaban de comentar para las gravas, extrayéndose conjuntamente. Pero además, también se explotan industrialmente otros, como son los depósitos de playa, las dunas, las ramblas, las formaciones deltaicas, donde se encuentran asociadas con limos e incluso con capas carbonosas y eólicas.

Dentro de este último tipo de procedencia cabe destacar a las denominadas «arenas voladoras», que se encuentran entre las localidades de Navas de Oro y Navas de la Asunción (Segovia), y se trata de unas arenas feldespáticas cuya extracción está prevista que comience durante este año de 1989. Las reservas existentes son del orden de las  $133 \cdot 10^6$  t, con un valor aproximado de 143 M.P. Según los datos del Departamento de Exploración de la empresa Promotora de Recursos Minerales, la producción total prevista para los próximos años es de unas 143.000 t, de las que 50.000 t serán de áridos, 40.000 t de feldespato y 53.000 t de cuarzo.

También cabe citar a las arenas eólicas del sistema de dunas de La Roda (Albacete), y las arenas graníticas, posiblemente cuaternarias o pliocuaternarias, que se encuentran en las proximidades de la ciudad de Cáceres (cuatro explotaciones) y en las cercanías de Linares (Jaén). Se carecen de datos de producción y reservas de todas ellas.

Por último, otro posible origen, el menos frecuente, de acumulaciones arenosas explotables es la alteración física y química, por diversos procesos, de distintos materiales rocosos: pizarras, areniscas, granitos, productos volcánicos, etc.

Un ejemplo de explotación de un depósito cuaternario arenoso aluvial digno de mencionar es el de las arenas de Arija (Burgos), con una producción anual de 600.000 t, que se utilizan en un 40 por 100 para vidrio, otro 40 por 100 en fundición y el resto (20 por 100) en otros usos. Estas arenas proceden de la resedimentación y reclasificación posterior de las arenas del Albense en facies «Utrillas».

Los usos de las arenas son prácticamente los mismos que los de las gravas: áridos naturales y de trituración para construcción y obras públicas. Si bien, en función de su composición, pueden presentar otras aplicaciones: vidrio, fundentes (arenas de moldeo), varios, etc.

Tanto en el caso de las gravas como en el de las arenas, es imposible ofrecer datos de producción y reservas referidas exclusivamente al Cuaternario, ya que las fuentes consultadas no diferencian edades geológicas. No obstante, se puede citar que de todas aquellas explotaciones controladas por las Delegaciones Provinciales del Ministerio de Industria y Energía, la cantidad de gravas y arenas naturales con destino al sector de la construcción eran, en 1985, 25.243.375 t y 26.659.903 t, en 1986.

## 2.2. Arcillas

El número de explotaciones de arcillas pertenecientes al Cuaternario es bastante reducido, tratándose, la mayoría de las veces, de materiales arcillo-limosos de baja calidad. Se encuentran en los depósitos fluviales (glacis, llanuras de inundación, etc.), en las formaciones deltaicas, generalmente con escasa continuidad lateral, en los suelos de descalcificación (asociados, en ocasiones, a costras calcáreas, turbas, etc.). Otro tipo de acumulación explotable de

las arcillas, aunque con ciertas dudas, cuaternarias es el producido por los procesos de alteración de otras rocas, como esquistos, granitos, pizarras, etc.

La dimensión y reservas de estos depósitos y la baja calidad del material arcilloso extraído, que suele contener abundantes impurezas de otros minerales, condiciona sus aplicaciones, preferentemente, hacia el sector cerámico de ladrillos y tejas, siendo las arcilleras existentes de carácter familiar y de explotación intermitente. Es en Asturias y Galicia donde se concentra fundamentalmente la mayor parte de la extracción-producción de estos materiales arcillosos

### 2.3. Turba

Las turberas explotables que existen en España tienen una distribución geográfica muy variada y así, según datos del M.N.R.I., nos encontramos una explotación, con la numeración 6, en la hoja núm. 3 (Oviedo), dos (núms. 10 y 11) en la hoja núm. 11 (Reinosa), otra explotación (núm. 133) en Torroña (hoja núm. 48, Vinaroz), una más (núm. 179) entre Cullera y Gandía (hoja núm. 64, Alcoy), y en las cercanías de Padul (núm. 218); en la hoja núm. 83 (Granada-Málaga) existe una turbera de forma irregular, con espesores variables (máx. de 10 m) y con una producción intermitente de más de 4.000 t/año.

Además, existen otras acumulaciones importantes de turba en España, pero que no están en explotación actualmente; así, se pueden citar los indicios de Sierra Gistral (Lugo), con unas reservas estimadas de 140.000 t, turberas en La Coruña, en el País Vasco (Puerto de Barazar), poseyendo estas últimas unas reservas de turba seca de 40.000 t (ITGE, 1984). Finalmente, en la provincia de Huelva, y a pocos kilómetros de la capital, existe una turbera cuyo sustrato lo constituye una arena margosa blanquecina de edad pliocena.

En la tabla 1 pueden ser contemplados los datos referentes a la producción nacional y provincial correspondientes a los años 1985 y 1986.

	1985		1986	
Producto nacional .....	54.049 t	122,0 MP	63.869 t	155.208 MP
Producto provincial:				
Granada .....		28,5 MP	13.740 t	30.999 MP
Ciudad Real .....		28,5 MP	17.467 t	23.905 MP
Asturias .....		14,7 MP	4.780 t	16.457 MP
Lugo .....		7,0 MP	4.816 t	51.334 MP
Huelva .....		7,0 MP	1.900 t	7.000 MP
Valencia .....		6,0 MP	11.166 t	25.513 MP
Cantabria .....		4,7 MP	—	—
Castellón .....		3,6 MP	—	—

**Tabla 1. Datos estadísticos de producción de turba, a nivel nacional y provincial, durante los años 1985 y 1986. (t: tonelada; MP: millones de pesetas.)**

**Table 1. Statistic data from spanish turf production in the years 1985 and 1986. (t: ton; MP: millions of pesetas.)**

Por último, hay que reseñar que el principal uso que se le da a la turba es como fertilizante (99,7 por 100), siendo el 0,3 por 100 restante empleado con fines energéticos.

### 2.4. Sal marina

La extracción de las salinas se sitúa en los márgenes costeros del S., E. y SE. de la Península, y también en las Islas Baleares y Canarias, citándose en el M.N.R.I. las siguientes explotaciones:



- Núm. 184 en la hoja núm. 72 (Elche).
- Núm. 225 en la hoja núm. 86 (Cádiz).
- Núms. 229, 231 y 234 en la hoja núm. 88-92 (Arrecife-Puerto del Rosario).

Los datos de producción nacional para esta sustancia, durante los años 1985 y 1986, fueron 1.027.383 t y 916.055 t, respectivamente, lo que supone una variación negativa de producción del orden del 10,8 por 100. En la tabla 2 se refleja la producción provincial correspondiente al año 1986.

	t	MP
Alicante .....	590.342	1.631.455
Almería .....	60.244	194.327
Baleares .....	63.398	185.348
Cádiz .....	68.258	254.712
Huelva .....	6.800	29.364
Murcia .....	87.526	255.866
Las Palmas .....	4.020	14.499
Tarragona .....	35.527	148.532

**Tabla 2. Producción de sal marina en España, por provincias, y correspondiente al año 1986. (t: tonelada; MP: millones de pesetas.)**

**Table 2. Sea salt production from Spain provinces in the year 1986. (t: ton; MP: millions of pesetas.)**

## 2.5. Travertinos y tobas calcáreas

En el M.N.R.I. se hace referencia a este tipo de materiales de procedencia cuaternaria a los depósitos situados al pie de los grandes macizos calizos en el Sur de España (hoja núm. 45, Liria), cuyo aprovechamiento industrial no se señala.

En la actualidad, se explotan dos yacimientos de travertinos en la provincia de Granada. Del mayor de ellos, localizado a 1 km de Vélez de Benandalla, se extraen anualmente 210 m<sup>3</sup>, mientras que del otro, situado al NO. de Granada, a unos 5 km al NE. de Montefrío, se extraen 87 m<sup>3</sup>/año. Su empleo natural es como roca ornamental.

## 2.6. Yeso

A nivel nacional, las explotaciones activas de yesos cuaternarios son poco frecuentes y de muy poca relevancia. En el M.N.R.I. se señalan tres explotaciones activas de yesos, en las proximidades de Mota del Cuervo (hoja núm. 54, Campo de Criptana), constituidas por depósitos aluviales con una fracción de yeso y otra arcillosa en proporciones análogas, aparte de otros materiales, fruto de la resedimentación de yesos triásicos, tan abundantes por los alrededores. El producto extraído es de muy bajo coeficiente de aprovechamiento y calidad, aunque hay que señalar que a dichos depósitos les corresponde el mayor volumen de producción dentro de los 17, pertenecientes a distintos sistemas geológicos, que se citan dentro de aquella hoja.

La producción nacional de yesos durante 1985 y 1986 fue de 5.524.511 t y 5.062.941 t, respectivamente, siendo los usos a los que va destinado los siguientes:

- Fabricación de yesos: 80,6 por 100.
- Fabricación de cementos: 12,7 por 100.
- Rocas ornamentales: 6,2 por 100.
- Carga: 0,5 por 100.

## 2.7. Marés

Este nombre, de carácter local, es el utilizado para designar a la roca industrial más importante del Archipiélago Balear, y constituyen los depósitos más significativos de dichas islas. Así, Formentera es una isla compuesta, en casi su totalidad, por placas de marés y en Menorca se extiende por toda la zona oeste y meridional de la isla, fosilizando al Mioceno.

El marés es una calcarenita, perteneciente al Cuaternario, de origen marino (antiguas dunas de playa), rica en materia orgánica, con diminutos restos fosilíferos cementados por carbonato cálcico y con características texturales muy variadas. La potencia de los depósitos variables, pudiendo alcanzar hasta los 40 m. Fruto de su alteración, se produce un material pulverulento, deleznable, de aspecto blanquecino y que se denomina localmente como «sauló».

Debido a que esta roca no viene diferenciada como tal en las fuentes bibliográficas más recientes, como son la Estadística Minera y el Panorama Minero, se indican los siguientes datos obtenidos del M.N.R.I.: «las explotaciones de marés ascienden a un total de 59, de las que 9 están en Menorca (Ciudadela, Cala Mitjana y Mahón), produciendo 20.800 m<sup>3</sup>/año, y las 50 restantes en Palma de Mallorca, con una producción anual de 196.200 t, equivalentes a un volumen de dinero de 39.250.000 pesetas. En las otras islas, la actividad de las explotaciones es intermitente o nula.»

El marés ha sido tradicionalmente la principal materia prima para la construcción insular. Su producto de alteración o «sauló», que también se obtiene en el proceso de serrado de los bloques, se utiliza como árido para la preparación de mezclas para hormigones hidráulicos, por sus buenas cualidades de compactación.

## 2.8. Productos volcánicos (picón)

El «picón» puede definirse como la fracción de lapilli, comprendida entre 1 y 3 cm, que conforma el componente más importante de los conos volcánicos, tan abundantes en las Islas Canarias.

El uso principal de este material en todo el archipiélago es como árido y sus explotaciones, llamadas «piconeras», proliferan por todas las islas y suelen tener una actividad efímera o esporádica, sirviendo a las necesidades locales, bien como árido de construcción o para las obras públicas. En la isla de Lanzarote se usa también en la agricultura para la formación de suelo artificial.

La pertenencia al Cuaternario de las piconeras explotadas en las Islas Canarias ofrece diversas dudas, pudiendo pertenecer o no, al no existir abundante información relativa a dicho aspecto, por lo que a continuación se citan las explotaciones más importantes que existen en el archipiélago y que se encuentran en Tenerife, Gran Canaria y Lanzarote.

En Tenerife existen tres grandes áreas de consumo:

- 1) *Zona de Icod a Orotava*, donde se contabilizan unos 48 conos, con unas reservas de  $191,5 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>, de los que 10 son explotables, con unas reservas de  $18 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>.
- 2) *Zona de Santa Cruz*, que posee 116 conos, cuyas reservas son de  $601 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>, con 56 conos explotables, que comportan unas reservas de  $344,5 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>.
- 3) *Zona Sur*, con 120 conos ( $507 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>) y 73 explotables ( $253 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>).

Las reservas totales de esta isla son de  $1.300 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>, con un total de 284 conos.

Las áreas de consumo en la Isla de Gran Canaria son:

- 1) *Galdar*, con 21 conos (reservas  $99 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>), 9 explotables (reservas  $13 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>).
- 2) *Las Palmas*, 32 conos ( $69,5 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>), 5 explotables ( $6 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>).
- 3) *Teide*, con 65 conos ( $189 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>), siendo explotables 39 ( $92 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>).

En la Isla de Lanzarote las zonas con mayor número de explotaciones son:

- 1) Proximidades de Arrecife, actualmente sin actividad.
- 2) Guatiza, con explotaciones intermitentes e inactivas.
- 3) Cercanías de Maguez, donde destaca Monte Corona.
- 4) Alrededores de Tinajo.
- 5) Parque Nacional de Timanfaya y zona de Gería.

El número total de conos es de 140, con unas reservas de  $1.661 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ , de los que sólo 76 son explotables, lo que supone unas reservas de  $817,9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ .