

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

enresa

Empresa Nacional de Residuos Radiactivos, S. A.

**SINTESIS DEL MEDIO AMBIENTE EN
ESPAÑA DURANTE LOS DOS ULTIMOS
MILLONES DE AÑOS**

CONTRATO CEC FI2W-CT91-0075

INFORME TEMATICO

OCTUBRE 1.993

LOS DEPOSITOS KARSTICOS Y SU CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DEL MEDIO AMBIENTE EN ESPAÑA DURANTE EL CUATERNARIO

Jesús F. JORDÁ PARDO¹

RESUMEN

En este trabajo se analizan las principales características que presentan los depósitos situados en las zonas externas del karst en España, haciendo especial hincapié en las implicaciones medioambientales que de su estudio se derivan, señalando las principales secuencias paleoclimáticas obtenidas en las diferentes zonas geográficas de España donde se han llevado a cabo este tipo de estudios.

Palabras clave: Karst, Sedimentología kárstica, Paleoclimatología, Cuaternario.

ABSTRACT

The main characteristics of the karstic deposits associated to paleontological localities and archeological sites in Spain are studied and analyzed in this paper, with special reference to the paleoclimatic implications derived from this study.

Key words: Karst, Karst Sedimentology, Paleoclimatology, Quaternary.

INTRODUCCION

El interés que presenta la realización de estudios sedimentológicos en depósitos kársticos asociados a la presencia de yacimientos paleontológicos y arqueológicos reside en que las excavaciones, que actualmente se realizan en ellos, permiten disponer a los investigadores de amplios y pormenorizados cortes de los depósitos situados en las zonas externas del karst, cuya génesis está directamente relacionada con las condiciones climáticas del exterior. Estos cortes sirven para efectuar detallados análisis sedimentológicos de los diferentes niveles, cuyos resultados sirvan para una posterior interpretación climática. A su vez, la sucesión de industrias arqueológicas, faunas y restos vegetales contenidos en los diferentes niveles, junto a las dataciones radiométricas, permiten situar en el tiempo con precisión los diferentes eventos sedimentarios y climáticos que se suceden.

Desde el punto de vista arqueológico, estos análisis posibilitan, en primer lugar, determinar si la posición de un nivel o yacimiento es primaria o ha sufrido transformaciones posteriores, con las consiguientes connotaciones para el análisis arqueológico. En segundo lugar permiten evaluar la intensidad de la ocupación y la tasa de transformación antrópica de un nivel de ocupación. En tercer lugar, las correlaciones entre secuen-

cias sedimento-climáticas locales contribuyen a precisar, en algunos casos, las relaciones en el tiempo de las industrias arqueológicas contenidas en las mismas. Por último, permiten conocer las diferentes condiciones climáticas en las que se desarrolló el hombre prehistórico.

Una vez realizado el estudio sedimentológico de las diferentes secuencias litoestratigráficas que puedan observarse en los depósitos de las zonas externas del karst, y en función de los diferentes indicadores paleoclimáticos, se obtiene una secuencia paleoclimática relativa y local. Esta secuencia se compone de una serie de sucesos climáticos cuyos máximos y mínimos se determinan en función de la intensidad de los procesos detectados, bien por comparación entre sí o bien poniéndolos en relación con unas condiciones de referencia determinadas, obtenidas por dataciones paleontológicas, arqueológicas o radiométricas que permiten situarlos en el tiempo.

Con la obtención de varias secuencias paleoclimáticas locales dentro de un mismo ámbito geográfico, se puede establecer su correlación en base a la amplitud y características de cada etapa climática detectada y a la posición relativa de los diferentes máximos y mínimos. La correlación de varias secuencias locales permite definir una secuencia paleoclimática regional en la que se marcarán

¹Instituto Tecnológico GeoMinero de España. C/Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid

diferentes fases climáticas. A partir de estas, se puede intentar, teniendo en cuenta las implicaciones geográficas, la correlación entre regiones diferentes.

No obstante, es preciso tener en cuenta que las secuencias obtenidas en dos puntos próximos en un mismo sistema kárstico o en varios diferentes no tienen por que presentar los mismos procesos sedimentarios, y en el caso de que sean los mismos no aparecen necesariamente con la misma intensidad. También es obligado a la hora de efectuar correlaciones, valorar la velocidad de sedimentación en cada punto.

Desde los años cincuenta, es frecuente la realización de estudios sedimentológicos en los depósitos de las zonas externas del karst asociados a yacimientos arqueológicos, con la obtención de secuencias paleoclimáticas locales y regionales, debido al interés que presentan a la hora de interpretar los paleoambientes en los que se desarrollaron los pobladores prehistóricos. Así, en el ámbito europeo, podemos destacar como elementos referenciales los numerosos trabajos desarrollados por Laville en el SW francés, entre los que señalaremos los que abordan la problemática paleoclimática y cronológica de los depósitos de abrigos kársticos y cuevas del Pleistoceno medio y superior de la Dordogne (Laville, 1975), o los estudios realizados en el SE de Francia por Miskovsky destacando los referidos al mediodía mediterráneo (Miskovsky, 1974). En España, estos estudios comienzan a llevarse a cabo a partir de la década de los setenta en la cornisa cantábrica (Hoyos, 1979), experimentando desde entonces y hasta la actualidad un gran desarrollo, siendo relativamente numerosos los investigadores que trabajan en estos temas.

EL MEDIO KÁRSTICO Y SUS DEPÓSITOS.

Debido a que el medio kárstico está generado fundamentalmente por actividad hídrica, los conductos y cavidades que lo componen se comportan como un medio sedimentario más, de forma que en su interior suelen aparecer depósitos que presentan una gran variedad de facies, comparables a los de cualquier otro medio. Dentro de estos depósitos es frecuente encontrar restos paleontológicos y arqueológicos, debido tanto a las

características del propio medio sedimentario, como a la actividad de ciertos vertebrados y del hombre prehistórico.

Los yacimientos paleontológicos aparecen asociados a cualquier tipo de depósitos kársticos, tanto externos como internos, y dentro de ellos a cualquier tipo de facies. Por el contrario, los yacimientos arqueológicos de carácter primario son más restringidos, y suelen aparecer, debido a la propia actividad del hombre, tanto ligados a las formas externas del karst, como abrigos, cantiles y bordes de dolinas, como asociados a las formas internas de las cavidades, que en general corresponden a las denominadas "cuevas". No obstante, tanto en el caso de yacimientos arqueológicos como paleontológicos, estos pueden aparecer en posición desplazada en cualquier zona del interior del karst, constituyendo yacimientos secundarios, formados a expensas del desmantelamiento y transporte de yacimientos primarios.

Los yacimientos paleontológicos y arqueológicos de carácter kárstico presentan un gran interés desde el punto de vista cronoestratigráfico, dado que en general permiten datar muchas secuencias sedimentarias kársticas en función de los análisis paleontológicos y arqueológicos. En España los yacimientos kársticos comprenden un rango temporal distinto según se trate de yacimientos paleontológicos o arqueológicos, existiendo yacimientos paleontológicos kársticos anteriores al Cuaternario, así como pleistocenos y holocenos, mientras que los arqueológicos comienzan hasta el momento en el Pleistoceno Medio, cubriendo este, el Pleistoceno Superior y el Holoceno.

Existen una serie de factores que condicionan tanto los diferentes procesos de erosión, transporte y sedimentación que en se desarrollan en el sistema kárstico, como las características de los sedimentos que en él se depositan. Estos factores son, básicamente, el clima, la litología, la estructura y la situación geomorfológica, siendo el primero el factor condicionante fundamental en la génesis, desarrollo y evolución de los depósitos situados en las zonas externas del karst.

En efecto, la acción directa del clima se deja sentir en las zonas más externas de los sistemas kársticos, donde predominan las

formas abiertas, como abrigos, dolinas, restos de antiguas zonas internas y entradas a cavidades, penetrando esta influencia al menos hasta los primeros veinte metros, o incluso más hacia el interior, dependiendo de otros factores. Dado que la mayoría de los yacimientos arqueológicos y gran parte de los paleontológicos se encuentran situados, como ya hemos visto, en las zonas externas del karst, los depósitos que los componen han sufrido una clara influencia climática en su génesis, transporte, sedimentación y transformaciones postdeposicionales, por lo que los estudios detallados de estos yacimientos permiten elaborar secuencias sedimentarias para cada uno de ellos, que a su vez son susceptibles de interpretarse como secuencias paleoclimáticas relativas correlacionables entre sí, obteniéndose interpretaciones paleoclimáticas.

Los otros factores que influyen en la formación de los depósitos de las zonas externas del karst son:

- La litología, considerando el tipo o tipos de rocas carbonatadas (calizas, dolomías, mármoles, etc), sus características físicas y químicas particulares, composición, textura, permeabilidad, cohesión, etc.

- La estructura del macizo kárstico, cobrando especial interés la estratificación, la disposición y plegamiento de las capas, el grado de fracturación (redes de diaclasa y fallas), etc.

- La situación geomorfológica del yacimiento, ya sea dentro del sistema kárstico, según se trate de una zona muerta, senil o viva del mismo, o respecto a la morfología general de la zona.

La influencia de estos tres factores durante el desarrollo de una secuencia sedimentaria kárstica cuaternaria, en la que el periodo de sedimentación es relativamente corto, puede considerarse, salvo excepciones, prácticamente constante, mientras que para el mismo periodo de tiempo, el clima puede haber cambiado sustancialmente una o varias veces. Es por esto por lo que podemos considerar al clima como el factor decisivo de la sedimentación en la zona externa del karst durante el Cuaternario.

LOS PROCESOS GENÉTICOS, SEDIMENTARIOS Y POSTDEPOSICIONALES Y SU SIGNIFICADO PALEOCLIMÁTICO.

A la hora de estudiar la relación entre el factor climático y los depósitos kársticos, podemos afirmar que el clima, sea cual fuese, puede intervenir tanto en la génesis de los sedimentos, en su transporte y en su sedimentación, como en las transformaciones postsedimentarias de los depósitos generados.

Combinando las dos variables fundamentales que definen un clima, temperatura y humedad, podemos separar cuatro tipos fundamentales de climas, si bien existen todas las formas intermedias posibles: frío húmedo, frío seco, cálido húmedo y cálido seco.

En cada uno de estos tipos climáticos básicos se darán unos procesos diferentes relativos a la génesis de los sedimentos por alteración físico-química de la roca encajante, a los mecanismos de transporte y sedimentación, y a las deformaciones y alteraciones postdeposicionales. Dentro de estos procesos existen algunos que pueden considerarse como exclusivos de un determinado clima y constituyen los llamados indicadores paleoclimáticos. También existen otra serie de procesos que pueden originarse con climas diferentes, aunque en la mayoría de los casos con ciertos matices, y otros procesos genéticos y sedimentarios de carácter mixto, originados en condiciones climáticas intermedias.

Es necesario señalar que el tipo de procesos sedimentarios que se dan en las zonas externas del karst para un mismo clima depende en gran medida de la posición geomorfológica del yacimiento en el conjunto del karst, ya que los diferentes mecanismos que conducen a la génesis y posterior evolución de los depósitos variarán en función de que se trate de una zona muerta, senil o viva del karst. Es decir, bajo las mismas condiciones climáticas se pueden dar diferentes procesos sedimentarios en zonas distintas del karst en función de la situación geomorfológica relativa dentro de dichas zonas. Así, en un mismo aparato kárstico, la gelivación será más importante en la zona viva del karst por ser más húmeda que en la zona senil sin circulación de agua. También son condicionantes de

los procesos para un mismo clima las características litológicas de la roca en que se desarrolla el karst (caliza, dolomía, yesos) y la estructura de esta (estratificación, fracturación, plegamiento, redes de diaclasas, etc). Por tanto dos indicadores paleoclimáticos distintos pueden ser equivalentes al encontrarlos en zonas diferentes del karst, por lo que pueden ser correlacionables entre sí.

En este apartado describiremos brevemente algunos de los procesos genéticos, sedimentarios y postdeposicionales que se producen en las zonas externas del karst, correspondientes a climas fríos y templados, considerando en ambos casos diferentes grados de humedad (Hoyos y Jordá, 1989). Entre los procesos originados en climas fríos, señalaremos la gelivación, la solifluxión, la arroyada difusa, la disolución, la acción eólica, la gelivación secundaria y la crioturbação. Entre los procesos propios de climas templados, destacaremos las coladas de barro, los procesos de coluvionamiento, la acción fluvial, los movimientos verticales, la formación de coladas estalagmíticas, la formación de suelos de alteración y la génesis de concrecionamientos calcáreos.

Dado que algunos de los procesos arriba indicados pueden darse en diferentes circunstancias climáticas, abordaremos el estudio de los mismo dependiendo de que se traten de procesos sedimentarios o procesos postdeposicionales, indicando en cada caso las características climáticas a las que se asocian.

Finalmente, señalaremos las modificaciones introducidas en los depósitos situados en las zonas externas del karst debidas a la actividad antrópica y biológica, ya sea esta última vegetal o animal, dado que estos procesos enmascaran o dificultan en muchos casos el análisis interpretativo de los procesos naturales, por lo que es imprescindible tenerlas en cuenta a la hora de realizar un interpretación acertada.

Procesos genéticos y sedimentarios.

La gelivación.

La gelivación, también denominada gelifracción o crioclasticismo, es un proceso por

el cual, una roca empapada en agua sometida a un descenso de la temperatura hasta que aquella pasa a su estado sólido (hielo) y se fragmenta por la acción de las presiones ejercidas por el hielo en las paredes de las fisuras. Debido al aumento de volumen que experimenta el agua en el paso de líquido a sólido se producen unas presiones sobre las paredes de las fisuras y grietas que sobrepasan varios centenares de kilogramos por centímetro cuadrado (Malaurie, 1969).

La gelivación es uno de los procesos más importantes en la génesis de los depósitos de las zonas externas del karst, en aquellas zonas donde durante el Cuaternario existieron condiciones climáticas propias del dominio periglacial, ya fueran debidas a la posición geográfica (latitud) o topográfica (altitud) del sistema kárstico considerado.

En los procesos de gelivación los factores fundamentales que influyen son los siguientes: la litología y la estructura, la humedad y el ciclo hielo-deshielo (Laville, 1975; Wood y Johnson, 1978; Hall, 1986; Fahey y Lefebure, 1988; Matsuoka, 1990).

La litología y la estructura tienen una vital importancia en los procesos de gelivación. De manera experimental se ha demostrado que en condiciones idénticas de humedad, duración e intensidad de la helada, dos rocas de diferentes texturas se comportan de manera distinta dando lugar a productos de gelivación de diferentes tamaños y formas (en Laville, 1975). Por tanto, a la hora de producirse la gelivación, en cada tipo de roca intervienen de manera decisiva sus características relativas a la porosidad, bien sea de carácter textural o generada por fracturación y fisuración.

En cuanto a la humedad, se ha observado experimentalmente que muestras idénticas de roca, sometidas a las mismas variaciones de temperatura y con ciclos de hielo-deshielo de igual intensidad y duración, han respondido de maneras diferentes dependiendo de la forma en que penetra el agua en las muestras, ya sea total o parcialmente, dando lugar a diferentes velocidades de fragmentación (Guillien y Lautridou, 1970). De esta experiencia se deduce que no sólo es esencial el agua a la hora de producirse la gelivación, sino que esta dependerá también de la forma

en que el agua penetre y se sitúe en la roca. La intensidad de los procesos de gelivación está en relación, por tanto, con el grado de humedad de la roca, de forma que cuando más empapada esté, más penetrará el hielo para una misma intensidad y duración de la helada. En este punto es importante resaltar el papel que presenta el grado de fisuración y fracturación de la roca a la hora de producirse la humectación de la misma.

Otro de los factores esenciales en los procesos de gelivación es el papel del ciclo hielo-deshielo, en el cual cobran especial relevancia la intensidad de la helada (amplitud térmica), el tiempo de duración de la helada y el ritmo que presenta la ciclicidad, considerando además el grado de humectación de la roca (Laville, 1975; Fahey y Lefebure, 1988). En efecto, los resultados de la gelivación serán mayores cuanto mayor sea la duración y la intensidad de la helada, llegándose al límite cuando toda el agua haya pasado a hielo. A partir de ese momento, una duración mayor de la helada no dará lugar a más hielo, siempre y cuando no se agregue más agua al sistema por condensación atmosférica.

Las experiencias de laboratorio, reproduciendo heladas moderadas e intensas sobre la misma roca con igual grado de humedad, han dado lugar a fragmentos pequeños y gruesos respectivamente (Tricart, 1965; Maurlaurie, 1968). Estas dos formas de gelivación reciben el nombre de microgelivación y macrogelivación y su desarrollo está en íntima relación con el clima (Laville, 1975). Los procesos de microgelivación tienen lugar cuando existen ciclos de hielo-deshielo frecuentes, poco intensos, repetidos y regulares, mientras que los procesos de macrogelivación únicamente se dan si la helada penetra profundamente en el interior de la roca, para lo que es necesario que los ciclos de hielo-deshielo tengan una larga duración y una gran intensidad.

En este punto se pueden diferenciar dos tipos de ciclos de hielo-deshielo (Tricart, 1965): el ciclo diario y el ciclo anual. El ciclo diario es aquel en el que se producen alternancias de hielo-deshielo muy frecuentes y de corta duración (diaria), por lo que el hielo apenas penetra en el interior de la roca. Los productos de estos ciclos son clastos de

pequeño tamaño y limos, que corresponden a la microgelivación. En el ciclo anual las rocas se ven sometidas a una helada más o menos intensa pero de larga duración, por lo que el hielo puede desprender fragmentos de mayor tamaño, correspondientes a la macrogelivación. Por tanto, la disminución del número de ciclos diarios a lo largo del año hará que disminuyan de forma relativa los materiales de pequeño tamaño (Laville, 1975).

En España, los procesos de gelivación se han observado en numerosos yacimientos. Así, en la cornisa cantábrica se detectan procesos de gelivación en los momentos más fríos del Würm IV, como ocurre en determinados niveles de los yacimientos de Cova Rosa, Las Caldas, Sofoxo, La Paloma (Hoyos, 1979, 1980, 1981a, 1981b), La Riera (Laville, 1986), Cueto de la Mina (Rasilla y Hoyos, 1988) y La Viña (Fortea *et al.*, 1987), todos ellos en Asturias, en Rascaño (Cantabria) (Laville y Hoyos, 1981), y en Ekain (Areso, 1984) y Erralla (Hoyos y Fumanal, 1985), ambos en el País Vasco. También se constatan estos procesos en niveles pleistocenos de yacimientos pirenaicos, como en La Roca dels Bous (Lérida) (Jordá *et al.*, *in lit.*), del interior peninsular, como Jarama VI (Guadalajara) (Jordá, *in lit.*) y de la vertiente mediterránea, como son los casos de Cova Negra y Les Malladetes (Valencia) (Fumanal y Dupré, 1983; Fumanal, 1986), Ambrosio (Almería) (Jordá y Carral, 1988), La Carigüela (Granada) (Vega *et al.*, 1988) y Nerja (Málaga) (Jordá, 1986).

La solifluxión.

La solifluxión es un proceso que consiste en el deslizamiento lento de materiales detríticos saturados en agua a favor de una ligera pendiente. Esta saturación en agua se debe al deshielo de, al menos, la parte superior del suelo (molisuelo), que se desplazará sobre la parte profunda del suelo que permanece helada (pergelisuelo). En climas fríos, la existencia de ciclos de hielo-deshielo, ya sean de periodicidad anual o menor, originarán desplazamientos de las capas superficiales de los depósitos de las zonas externas del karst, dando lugar, por consiguiente, a una mezcla de materiales y a una destrucción de las estructuras sedimentarias originales. Si el movimiento no ha sido muy largo, en algunos casos pueden reconocerse las diferentes

capas en función de su diferente coloración y textura. Los restos arqueológicos y paleontológicos que contienen estos sedimentos solifluidos aparecerán distribuidos de manera caótica, sin guardar relación con su posición original.

Este proceso puede interpretarse como un proceso estrictamente sedimentario, aunque en muchas ocasiones puede también considerarse como un proceso postsedimentario (Laville, 1975; Wood y Johnson, 1978). Se asocia generalmente a climas fríos (Laville, 1975), si bien para algunos autores no es exclusivo de los mismos, pudiendo desarrollarse en cualquier tipo de clima siempre que la parte superior del suelo pueda empaparse en agua, perdiendo su equilibrio gravitatorio y deslizándose sobre los materiales inferiores (Wood y Johnson, 1978; Hoyos, 1979). El proceso se facilitará si los materiales inferiores están helados, y en el caso de que esto no ocurra, intervendrán otros factores, como la rugosidad del sustrato, su impermeabilidad, etc. Debido a esto, algunos autores anglosajones utilizan una doble nomenclatura, denominando soliflucción al proceso por el cual un suelo saturado en agua desliza lentamente por una pendiente en cualquier ambiente climático, y utilizando el término geliflucción para referirse al mismo proceso pero en zonas con permafrost (Wood y Johnson, 1978).

En los depósitos externos del karst español se han detectado procesos de soliflucción principalmente en los yacimientos de la cornisa cantábrica, entre los que podemos señalar Cova Rosa, Las Caldas, La Paloma, Cueto de la Mina (Asturias) (Hoyos, 1979, 1980, 1981a, 1981b; Rasilla y Hoyos, 1988), en Rascaño (Cantabria) (Laville y Hoyos, 1981) y en Erralla (País Vasco) (Hoyos y Fumanal, 1985).

Las coladas de barro.

Es un mecanismo de transporte y sedimentación por el cual masas de materiales detríticos muy heterométricas y de composición autóctona y alóctona, se movilizan de forma rápida en las zonas exteriores del karst afectando incluso al interior del mismo. Para que una colada de barro se ponga en marcha es necesario que tenga unas características muy plásticas, que adquiere por su empapamiento en agua, y que exista una cierta pendiente. Estas coladas suelen dejar una

catríz erosiva en la base del depósito y en su interior los materiales se disponen de una forma caótica, pudiendo existir una cierta tendencia granodecreciente.

Es un proceso propio de climas templados y no excesivamente húmedos, aunque también puede darse en circunstancias climáticas ligeramente más frías (Hoyos, 1981).

En España se ha detectado fundamentalmente en yacimientos del Pleistoceno superior, como en Las Caldas (Asturias) (Hoyos, 1979, 1981a), Rascaño (Cantabria) (Laville y Hoyos, 1981), Erralla (País Vasco) (Hoyos y Fumanal, 1985) y Valdegoba (Burgos) (Díez *et al.*, 1988).

La arroyada difusa.

La arroyada difusa es un proceso de transporte y sedimentación por el cual, el agua que compone la escorrentía superficial se desliza por superficies ligeramente inclinadas de manera laminar o formando pequeños sistemas de canalillos entrelazados. Los productos que moviliza este tipo de procesos son materiales detríticos de pequeño tamaño, como limos y arenas finas, cuya procedencia suele ser alóctona o producto de la removilización de los depósitos previos situados en las zonas externas del karst. En muchos casos, tales como los abrigos rocosos, el agua de la arroyada difusa puede proceder de la escorrentía que se produce desde la cornisa y paredes del abrigo, que afecta a los sedimentos de este, hecho que puede constatar por la presencia de elementos detríticos alóctonos claramente identificables (Laville, 1975).

Para que tenga lugar este proceso es necesario que la superficie del terreno presente una ligera inclinación y se encuentre desprovista de vegetación. Por tanto es un fenómeno frecuente en climas áridos y semiáridos, aunque también ha sido constatado en climas fríos, en donde la ausencia de vegetación permite que en las épocas de deshielo estacional se produzca una circulación hídrica por escorrentía superficial (Hoyos, 1979), e incluso en climas templados con estacionalidad pluviométrica (Rasilla y Hoyos, 1988). Para algunos autores es un proceso que representa momentos de atemperamiento climático (Laville, 1975).

La arroyada difusa es uno de los procesos sedimentarios que aparece más ampliamente representado en los depósitos externos del karst español correspondientes al Pleistoceno superior y Holoceno. Así, es la responsable de la génesis de numerosos niveles en yacimientos de la cornisa cantábrica, como Cova Rosa, Las Caldas, La Paloma, La Viña, Cueto de la Mina (Asturias) (Hoyos, 1979, 1980, 1981a, 1981b; Fortea *et al.*, 1987; Rasilla y Hoyos, 1988), Rascaño (Cantabria) (Laville y Hoyos, 1981), Ekaín y Erralla (País Vasco) (Areso, 1984; Hoyos y Fumanal, 1985), zona pireniaca, caso de Els Ermitons (Maroto, 1985-86) y de la vertiente mediterránea, como Cova Negra, Les Malladetes, Cova dels Porcs (Valencia), Cova de l'Or (Alicante) (Fumanal, 1986), Cueva Horá (Granada) (Soria y Durán, 1988) y Nerja (Málaga) (Jordá, 1986).

La acción eólica.

La acción eólica es el resultado de la existencia en una determinada región de vientos dominantes bien definidos con superficies propicias para el barrido y ausencia de cobertura vegetal. Los productos que aportará la deflacción a las zonas externas del karst son arenas finas y limos. Para que se produzca la deflacción es por tanto necesaria una ausencia de humedad que impida el desarrollo de vegetación. Estas condiciones se dan en climas fríos y secos de tipo periglaciares, así como en climas cálidos y secos de tipo árido y semi-árido.

En el ámbito peninsular no es frecuente la presencia de depósitos eólicos en las zonas externas del karst, aunque han podido detectarse en algunos yacimientos, como es el caso de La Roca dels Bous (Lérida) (Jordá *et al.*, *in lit.*), de Cova Negra (Valencia) (Fumanal, 1986) y de algunas de las cavidades de Gibraltar.

Los procesos de coluvionamiento.

El coluvionamiento es un proceso de transporte y sedimentación por el cual se forman depósitos detríticos muy heterométricos y para el que es necesario la existencia de una zona de alimentación y un talud de pendiente bastante acusada, siendo los mecanismos de transporte la gravedad y el agua de escorrentía superficial.

El resultado de este proceso es un depósito heterométrico muy desorganizado, que en las zonas externas del karst contiene materiales autóctono y aloctonos, que en ocasiones puede presentarse con una cierta estratificación (Reynhardt, 1992) o con una grano-clasificación pendiente abajo (Wilson, 1990). Estos procesos pueden darse tanto en climas fríos (Mills, 1986) como en el paso de climas fríos a templados (Hoyos, 1979), y fundamentalmente en climas templados y cálidos con cierto grado de aridez y precipitaciones esporádicas de carácter torrencial.

Se han detectado depósitos generados por procesos de coluvionamiento en zonas externas del karst en el ámbito cantábrico y pirenaico, como son los casos de Cueto de la Mina (Rasilla y Hoyos, 1988), la Cueva del Angel (Asturias) (Adán y Jordá, 1992) y de La Roca dels Bous (Lérida) (Jordá *et al.*, *in lit.*), siendo más frecuentes en los yacimientos de la vertiente mediterránea, entre los que podemos citar la Cova de l'Or, Tossal de la Roca (Alicante) (Fumanal, 1986), Cova Horá (Granada) (Soria y Durán, 1988) y la Cueva de Nerja (Málaga) (Jordá, 1986).

La acción fluvial.

La acción fluvial en las zonas externas del karst puede originarse por el funcionamiento de corrientes fluviales, ya sean subterráneas que salen al exterior o subaéreas. Los procesos que tendrán lugar son los propios de la dinámica fluvial, y dependerán de la velocidad de la corriente y de su capacidad de carga. Se pueden producir fenómenos de erosión, con eliminación de una parte o de la totalidad del registro sedimentario, o de sedimentación, y en este caso, pueden aparecer las diferentes facies fluviales dependiendo de la energía de la corriente. Así podemos tener depósitos de canal, como barras de cantos y de arenas, depósitos de desbordamiento y de llanura de inundación y conos de deyección. Normalmente estos depósitos presentan una base erosiva y en algunos casos se pueden observar pequeños sistemas de canales anastomosados que únicamente aparecen en determinadas partes del exterior del karst, sin afectar a la totalidad de los sedimentos infra-yacentes.

Dependiendo del tipo de depósito fluvial del que se trate, podemos tener un revuelto

de materiales arqueológicos y paleontológicos de diferentes cronologías en sedimentos de granulometría grosera, producto del desmantelamiento de niveles infrayacentes por la acción erosiva de las corrientes canalizadas, o depósitos de llanura de inundación con materiales *in situ* depositados, una vez retiradas las aguas, sobre los sedimentos decantados.

Los depósitos fluviales indican, de forma general, épocas en las que aumenta la humedad y se producen reactivaciones kársticas, de forma independiente a la temperatura, si bien estos procesos pueden asociarse normalmente a climas templados (Hoyos, 1979). En ocasiones la aparición de depósitos fluviales responde a ciclos estacionales, como es el caso de los niveles de inundación, o a la existencia de precipitaciones esporádicas de tipo torrencial en climas que presentan un carácter semiárido.

Las manifestaciones tanto erosivas como sedimentarias de los procesos fluviales son muy frecuentes en los yacimientos españoles del Pleistoceno superior y Holoceno, asociadas a la acción de corrientes fluviales tanto superficiales como hipogeas. En la cornisa cantábrica se constatan cicatrices erosivas y depósitos fluviales en Las Caldas, Sofoxó, La Paloma, La Lluera, La Riera, Cueva del Angel (Asturias), Rascaño (Cantabria) y Erralla (País Vasco) (Hoyos, 1979, 1980, 1981a, 1981b; Fortea *et al.*, 1987; Laville, 1986; Adán y Jordá, 1992; Laville y Hoyos, 1981; Hoyos y Fumanal, 1985). También se observan en el ámbito pirenaico, como en Tragó, La Roca dels Bous (Lérida) y Els Ermitons (Gerona) (Jordá *et al.*, *in lit.*; Maroto, 1985-86) y mediterráneo, como en Cova Negra, Cocina (Valencia) y Nerja (Málaga) (Fumanal, 1986; Jordá, 1986), así como en Jarama VI (Guadalajara), en el interior de la meseta (Jordá, *in lit.*).

La formación de cortezas estalagmíticas.

Las cortezas estalagmíticas se forman por precipitación en forma de carbonato cálcico del bicarbonato cálcico disuelto en el agua kárstica, al romperse el equilibrio entre este y el anhídrido carbónico del aire. Para que se produzca esta precipitación es necesario que exista una ténue circulación de agua saturada en bicarbonato cálcico y prácticamente limpia

de coloides en suspensión. Normalmente el carbonato precipita en forma de cristales de aragonito que posteriormente recrystalizan pasando a calcita. En ocasiones, la presencia de determinados coloides en suspensión no impide la precipitación, confiriendo a la corteza una serie de coloraciones.

El espesor y desarrollo de estas formaciones es muy variable, pudiéndose distinguir normalmente varias etapas de formación separadas por delgadas laminas de naturaleza arcilloso que indican una mayor proporción de elementos en suspensión en el agua y una mayor velocidad en la circulación de esta que impiden la precipitación.

En ocasiones, el agua kárstica cargada en bicarbonato se infiltra en profundidad en los sedimentos, dando lugar al precipitar el carbonato un cemento calcítico que une los elementos detríticos confiriéndose características de brecha. En muchos casos, por encima de estos depósitos cementados se encuentra la corteza estalagmítica. Estas formaciones suelen estar ligadas a procesos de reconstrucción litoquímica del aparato kárstico, con desarrollo de estalactitas zenitales y estalagmitas que se apoyarán en la corteza.

Para que sea posible la génesis de cortezas estalagmíticas se precisa la existencia de una circulación hídrica poco intensa unida a una rápida evaporación que concentre el bicarbonato hasta su saturación, por lo que es necesario un ambiente con un cierto grado de humedad, aunque no excesivo. La temperatura no influye de forma decisiva, pudiéndose desarrollar estas formaciones en climas cálidos, templados e incluso ligeramente fríos (Laville, 1975; Hoyos, 1979).

La formación de cortezas estalagmíticas y la cementación de depósitos subyacentes es un hecho frecuente en los depósitos exteriores del karst español tanto durante el Pleistoceno como en el Holoceno, siendo significativa su presencia en los niveles de tránsito de uno al otro. En la mayoría de las ocasiones se encuentran a techo de la sedimentación, sellando los depósitos, si bien no resulta raro encontrarlas intercaladas en ellos. En la cornisa cantábrica se observan cortezas estalagmíticas en las secuencias de numerosos yacimientos, como la Cueva del Río, Sofoxó, La Riera, Llonín (Asturias) y Rascaño

(Cantabria) (Hoyos, 1979, 1981b; Laville, 1986; Fortea *et al.*, 1992; Laville y Hoyos, 1981). En la zona pirenaica se detectan en los yacimientos de La Roca dels Bous y Tragó (Lérida) (Jordá *et al.*, *in lit.*). En el interior de la meseta aparecen en Atapuerca y Valdegoba (Burgos) (Gil *et al.*, 1987; Díez *et al.*, 1988), en Pinilla del Valle (Maldonado, 1991) y en los yacimientos Jarama I, Jarama II y Jarama VI del Alto Valle del Jarama (Guadalajara) (Jordá, 1988; Jordá, *in lit.*). También aparecen en los depósitos kársticos de la vertiente mediterránea, como en Les Calaveres (Alicante) (Fumanal, 1986), Ambrosio (Almería) (Jordá y Carral, 1988), Carigüela (Granada) (Vega *et al.*, 1988) y Nerja (Málaga) (Jordá, 1986).

Procesos postsedimentarios.

La gelivación secundaria.

Este proceso consiste en la fragmentación por acción del hielo de los clastos situados en el suelo y niveles superficiales de los depósitos exteriores del karst (Laville, 1975). Para ello es necesario que exista la suficiente cantidad de agua que permita que los clastos se empapen a través de sus poros y fisuras.

Se pueden diferenciar dos tipos de clastos gelivados de forma secundaria (Laville, 1975): los cantos gelivados y los cantos fisurados. Los primeros se caracterizan por la rotura total en varios fragmentos de clastos de tamaño grande, que en la mayoría de las ocasiones se fragmentan siguiendo sus líneas de debilidad (estratificación, fracturación, etc.) y que se relacionan con ciclos de hielo-deshielo de gran intensidad y amplitud. Los cantos fisurados son aquellos que se caracterizan por la presencia superficial de una red de fisuras muy finas, que se ponen en relación con ciclos de hielo-deshielo de pequeña intensidad y duración.

En España se ha constado en los niveles más fríos del abrigo de La Viña (Asturias) (Fortea *et al.*, 1987).

La crioturbación.

Consiste en una deformación en profundidad de las estructuras sedimentarias que tiene su origen en el empapamiento de los sedimentos y su posterior congelación, lo que

da lugar a un aumento de volumen de los mismos con el desarrollo de las consiguientes presiones que conducen a la deformación del depósito. Las formas que da lugar este proceso son muy variadas dependiendo de la naturaleza y espesor de los estratos, siendo las más frecuentes las denominadas guirnaladas de crioturbación. Mediante este proceso, los materiales de niveles inferiores se incurvan hacia arriba y se introducen en los niveles suprayacentes rompiendo sus estructuras y llegando en muchos casos a desgajarse del cuerpo sedimentario al que pertenecían apareciendo como una masa de tendencia globular o alargada en el seno de los sedimentos superiores. La alteración que producen estos procesos en la secuencia sedimentaria es muy clara y en muchos casos puede inducir a graves errores si no se observa el fenómeno adecuadamente, dado que introducen materiales más antiguos en niveles con materiales más recientes. La crioturbación es un proceso postsedimentario claramente indicador de climas fríos con cierta humedad, ya que es necesario que se produzca el empapamiento de los depósitos de las zonas externas del karst (Van Vliet-Lanoë, 1988).

Procesos de crioturbación se han detectado en los yacimientos de la cornisa cantábrica, como El Cierro, Las Caldas, La Viña (Asturias) (Hoyos, 1979, 1981a, 1981b; Fortea *et al.*, 1987), así como en la Cova del Parco en el Pirineo leridano (Bergadà, 1991).

Los movimientos verticales.

Los movimientos verticales postdeposicionales suelen aparecer asociados a procesos de sedimentación fluvial. Se producen por el escape de fluidos que se produce en un sedimento empapado al ser sometido a presiones diferenciales por el sedimento suprayacente. Las estructuras de escapes de fluidos más frecuentes son las llamadas huellas de carga o deformaciones plásticas, y se dan cuando un sedimento arcilloso se encuentra cubierto por otro arenoso, de tal forma que la capa de arcilla se incurva hacia arriba cortando las arenas, pudiendo estas penetrar en el sedimento arcilloso. El resultado es una deformación de las estructuras sedimentarias originales, con la consiguiente mezcla de materiales. Al tratarse de estructuras postdeposicionales asociadas a procesos fluviales, pueden relacionarse con climas

templados con diferente grado de humedad (Hoyos, 1979). Se han detectado estructuras de escape de fluidos en los niveles fluviales del yacimiento de Jarama VI (Guadalajara) (Jordá, *in lit.*).

También podemos incluir entre los movimientos verticales los procesos de lavado por infiltración gravitacional de agua, que produce un arrastre de los materiales finos de los niveles suprayacentes hacia otros situados en zonas más profundas del depósito, dando lugar en estos a la existencia de dos o más poblaciones que no están relacionadas sedimentológicamente. Estos procesos de lavado son frecuentes en momentos donde se produce una penetración de agua en los depósitos, bien por precipitaciones directas o bien por escorrentía a favor de las paredes y viseras de las cuevas y abrigos. En los depósitos que nos ocupan se han detectado en Cova Rosa, Cueto de la Mina (Asturias) (Hoyos, 1979, 1981b; Rasilla y Hoyos, 1988), Rascaño (Cantabria) (Laville y Hoyos, 1981), Cova dels Porcs (Valencia) (Fumanal, 1986) y Cueva de Nerja (Málaga) (Jordá, 1986).

La disolución.

La disolución de las rocas calizas depende básicamente de tres factores: la composición química de las mismas, la acidez del agua kárstica y la temperatura de esta. En cuanto a la composición, la disolución será más fácil cuanto más pura sea la roca caliza en su contenido en carbonato cálcico. Una mayor acidez y una menor temperatura de las aguas también favorecen la disolución. Por tanto, un agua fría contendrá una mayor proporción de anhídrido carbónico, lo que facilitará la disolución de la roca. No obstante, en agua templada tiene mayor poder de disolución del bicarbonato cálcico, que compensaría el defecto de anhídrido carbónico. Es por esto que la disolución puede darse tanto en climas fríos como templados, en ambos casos con un cierto grado de humedad. En los climas templados, la actividad biológica existente en las aguas da lugar a que estas se acidifiquen, favoreciéndose así la disolución (Laville, 1975).

Los procesos de disolución pueden darse tanto en superficie, afectando a los clastos superficiales y a las superficies rocosas del aparato kárstico, como en profundidad, ac-

tuando sobre los clastos que componen los depósitos de las zonas externas del karst. La actuación de estos procesos produce una alteración superficial en los clastos de caliza autóctonos originados por gelifracción, de tal forma que sus aristas adquieren un aspecto romo, que no debe interpretarse como producto de un transporte.

En nuestro país es frecuente encontrar huellas de disolución en los clastos de los depósitos de las zonas externas del karst, tal y como ocurre en Cova Rosa, Las Caldas, Cueto de la Mina, La Viña (Asturias) (Hoyos, 1979, 1981a, 1981b; Rasilla y Hoyos, 1988; Fortea *et al.*, 1987), Rascaño (Cantabria) (Laville y Hoyos, 1981), Cova Negra, Cova dels Porcs (Valencia) (Fumanal, 1986) y Nerja (Málaga) (Jordá, 1986).

La alteración química.

La alteración química postsedimentaria o diagenética se da en la proximidades de la superficie de los depósitos, pudiéndose llegar a desarrollar suelos de alteración. En estos se produce una diferenciación en niveles edáficos, con un horizonte de lavado superficial en el que se disuelven los carbonatos y un horizonte de acumulación de arcillas, con o sin carbonatos. También se produce la migración el hierro ferroso en profundidad, depositándose en forma de hidróxido u óxido férrico, confiriendo una coloración rojiza a los sedimentos. El manganeso puede precipitar en forma de óxidos insolubles que dan lugar a finas láminas más o menos continuas y a concreciones esféricas.

En las zonas externas del karst pueden darse estos procesos en condiciones climáticas templadas o cálidas, con una humedad elevada, mientras que en climas fríos estos procesos suelen estar ausentes. Para que pueda llegarse a formar un suelo de alteración es necesario que estos procesos tengan lugar durante bastante tiempo, manteniéndose las condiciones ambientales estables. Este hecho no siempre es frecuente por lo que normalmente se encuentran niveles en los que se han iniciado estos procesos de alteración que se han visto interrumpidos por un cambio en las condiciones climáticas.

Procesos de alteración con desarrollo incipiente o avanzado de suelos se observan en

Cova Rosa (Asturias) (Hoyos, 1979, 1981b), Cova Negra, Malladetes y Cova dels Porcs (Valencia) (Fumanal, 1986).

Otro efecto de los procesos de alteración química es la formación de concreciones calcáreas, que se origina cuando el carbonato cálcico de los niveles superficiales se disuelve por el agua de infiltración, penetrando en profundidad y precipitando de nuevo en los niveles inferiores, dando lugar a concreciones nodulosas, a recubrimientos en los clastos o a concreciones pulverulentas que aparecen dispersas por el sedimento. Es un proceso asociado a climas cálidos con un cierto grado de aridez. Si el clima es árido o semiárido pueden llegarse a formar costras calcáreas de gran espesor que cementan el sedimento.

Este fenómeno se detecta en algunos yacimientos kársticos españoles, como en Cueto de la Mina (Asturias) (Rasilla y Hoyos, 1988), Erralla (País Vasco) (Hoyos y Fumanal, 1985), Nerja (Málaga) (Jordá, 1986).

La actividad biológica y antrópica.

En los depósitos que nos ocupan es frecuente que los procesos sedimentarios físicos y químicos que hemos visto se vean alterados por la actividad biológica y antrópica, que en muchos casos también es responsable de la formación de los depósitos (egagrópilas de rapaces, coprolitos de mamíferos y diferentes aportes antrópicos).

Las deformaciones postdeposicionales debidas a la actividad biológica pueden deberse tanto a la acción de los vegetales sobre el sedimento como a la de los animales. Entre las primeras señalaremos las huellas de raíces que pueden llegar a cortar los diferentes niveles que componen los depósitos, dando lugar, tras la muerte del vegetal, a tubos por los que pueden producirse infiltraciones de materiales suprayacentes. Otros signos de la actividad vegetal es la formación de incrustaciones sobre elementos detríticos o la génesis de aglutinados.

Las deformaciones derivadas de la acción animal están ligadas a todas las actividades que los diferentes grupos de animales pueden desarrollar sobre los sedimentos. Podemos señalar entre otros procesos, la acción de

organismos sedimentívoros, que dan lugar a delgados tubos del propio sedimento aglutinado, o de organismos perforantes que actúan sobre los clastos, la construcción de nidos por aves, la excavación de madrigueras y cubiles con la consiguiente removilización del sedimento, que puede conducir a infiltraciones en profundidad de materiales suprayacentes, la alteración de los sedimentos infrayacentes por la formación de potentes capas de murcielaguina y su posterior lavado, etc.

Las modificaciones introducidas en los sedimentos por la presencia humana en las zonas externas del karst también son muy variadas. Entre otras podemos señalar: el aporte de materiales geológicos alóctonos y extraños al yacimiento, la compactación debida al pisoteo y a las diferentes actividades desarrolladas, la realización de diferentes tipos de estructuras ya sean construidas o excavadas, la deformación interna y la modificación de la superficie de los depósitos, la incorporación de restos animales y vegetales, la instalación de fuegos que conducen a la rubefacción de los sedimentos y a la génesis de importantes niveles de acumulación de materia orgánica carbonizada, etc. Todas estas modificaciones de las condiciones naturales de los depósitos enmascaran en algunos casos los procesos originales.

LAS SECUENCIAS PALEOCLIMÁTICAS KÁRSTICAS EN ESPAÑA.

Para poder establecer una seriación paleoclimática en el territorio que ocupa España es necesario dividir esta en varios dominios, que en muchos casos coinciden con los de la España Calcárea del profesor E. Hernandez Pacheco. Las principales zonas geográficas en donde se han realizado estudios se ciñen a las áreas calcáreas donde existe una mayor profusión de yacimientos, y si bien la amplitud y complejidad de los trabajos efectuados y de los resultados obtenidos son claramente diferentes en función del número de estudios realizados, se pueden considerar las siguientes regiones como zonas potenciales para el establecimiento de secuencias paleoclimáticas regionales en el contexto general de España:

- Cantábrico: Es la zona tradicional de

estudios paleoclimáticos, en donde existe una secuencia establecida por Hoyos a partir de numerosos estudios (Hoyos, 1972-73, 1979, 1980, 1981a, 1981b, 1984; Hoyos y Fumanal, 1985, Rasilla y Hoyos, 1988), con aportaciones de Laville (Laville, 1980, 1981, 1982, 1986; Laville y Hoyos, 1981; Hoyos y Laville, 1982; Fortea *et al.*, 1987), que cubre fundamentalmente el Pleistoceno superior y los momentos iniciales del Holoceno.

- Pirineo oriental: En esta zona los estudios sedimentológicos y paleoclimatológicos se han empezado a realizar recientemente, pudiendo destacar los llevados a cabo en el Pirineo catalán (Bergadá, 1991; Fullola y Bergadá, 1990; Jordá *et al.*, *in lit.*; Mora *et al.*, *in lit.*; Maroto, 1985-86), que comprenden el Pleistoceno superior y el inicio del Holoceno.

- Mediterráneo oriental: La problemática de los depósitos de las zonas externas del karst ha sido abordada más recientemente por Fumanal en numerosos trabajos (Fumanal, 1979, 1982, 1983, 1986; Fumanal y Calvo, 1981; Fumanal y Dupré, 1983, 1987; Fumanal y Garay, 1984), la cual ha obtenido una secuencia que cubre prácticamente desde el final del Pleistoceno medio hasta el Holoceno incluido (Fumanal, 1986).

- Mediterráneo meridional: Hasta el momento se han obtenido secuencias locales, como en la Cueva de Nerja (Málaga) (Jordá, 1986; Jordá *et al.*, 1990; Jordá Cerdá *et al.*, 1991; Jordá, 1992) y en La Cueva de Ambrosio (Almería) (Jordá y Carral, 1988) que cubren parte del Pleistoceno superior y del Holoceno y el final del Pleistoceno medio y Pleistoceno superior (Vega *et al.*, 1988).

- Meseta: En la actualidad se está realizando el estudio sedimentológico y paleoclimático de los diferentes cortes existentes en la trinchera de la Sierra de Atapuerca (Burgos), que cubren la parte más alta del Pleistoceno inferior, el Pleistoceno medio y parte del superior, si bien existe un avance estratigráfico publicado (Gil *et al.*, 1987). También se están llevando a cabo este tipo de estudios en los yacimientos del Pleistoceno superior y Holoceno del Alto Valle del Jarama (Guadalajara) (Jordá, 1988; Jordá, *in lit.*) y en la Cueva de Valdegoba (Burgos) (Díez *et al.*, 1988, 1988-89), situados en un contexto pleistoceno superior y holoceno. Otros puntos de

interés en la zona del Sistema Central son el yacimiento de Pinilla del Valle (Madrid) del Pleistoceno medio (Alfárez *et al.*, 1982; Maldonado, 1991) y la Cueva del Buho (Segovia) del Pleistoceno superior (Iñigo, 1991).

En cuanto a la cronología, como hemos esbozado en los párrafos anteriores, los conocimientos que se tienen sobre la paleoclimatología de los yacimientos kársticos del Pleistoceno inferior español son muy escasos, existiendo información de tipo puntual y aislada que no permite establecer secuencias regionales. En este contexto son de gran interés los trabajos que actualmente se realizan en los yacimientos de Atapuerca, donde las secuencias sedimentarias se inician en el Pleistoceno inferior alto, abarcando el Pleistoceno medio hasta la base del superior (Aguiarre *et al.*, 1987).

El Pleistoceno medio está cubierto con los estudios realizados en Atapuerca junto con los que actualmente se llevan a cabo en los niveles inferiores de la Cueva del Castillo. Más información nos la ofrecen los niveles inferiores de Cova Negra (Fumanal, 1986) así como la secuencia de la Cueva de la Carigüela, recientemente estudiada (Vega *et al.*, 1988).

Pero es el Pleistoceno superior el periodo cronológico del que se tienen mayor número de datos paleoclimáticos que permiten el establecimiento de secuencias regionales. Como veíamos anteriormente, el Cantábrico y el Mediterráneo oriental constituyen los núcleos en donde se han podido establecer secuencias regionales, mientras que en el Mediterráneo meridional, las secuencias son hasta el momento locales, al igual que en el Pirineo oriental y en la Meseta. En los dos primeros casos se han podido diferenciar claramente una serie de fases climáticas a partir del estudio de más de una veintena de yacimientos en la Cornisa Cantábrica y de una decena en la zona mediterránea oriental. No obstante uno de los problemas que quedan pendientes es la correlación entre sí de dichas secuencias, teniendo en cuenta los condicionamientos geográficos existentes y la limitación de las mismas impuesta por las propias excavaciones arqueológicas. También supone un problema el desfase sistemático entre las secuencias polínicas y sedimentológicas (Hoyos, 1979), en parte debido a una

respuesta más rápida del medio físico a los cambios climáticos, frente a la de la cobertura vegetal.

En cuanto al Holoceno, se han obtenido secuencias paleoclimáticas kársticas regionales en el Mediterráneo oriental (Fumanal, 1986), y locales en la zona mediterránea meridional (Jordá, 1986; Jordá *et al.*, 1990) y en el Pirineo catalán (Mora *et al.*, *in lit.*) llevándose a cabo actualmente numerosos estudios que comprenden determinados momentos del Holoceno en diferentes puntos de la geografía española.

A la vista de lo anterior y con el objeto de ofrecer una visión de las diferentes secuencias paleoclimáticas kársticas del Cuaternario español, describiremos las características de las dos principales secuencias existentes hasta el momento, correspondientes al Cantábrico y al Mediterráneo oriental, a las que añadiremos la secuencia establecida para el yacimiento kárstico de la Cueva de Nerja (Málaga) con objeto de aportar los datos con que contamos para el Mediterráneo meridional, de modo que se cubra más ampliamente la geografía española. No obstante, en este mismo volumen, aparece una interpretación paleoambiental de la secuencia estratigráfica obtenida en los diferentes cortes del complejo kárstico de Atapuerca (ver Aguirre).

La secuencia paleoclimática del Cantábrico.

La secuencia paleoclimática del Cantábrico ha sido elaborada por Hoyos a partir de numerosos estudios llevados a cabo en yacimientos kársticos de Asturias, Cantabria y País Vasco, completándose con las contribuciones de otros autores (Hoyos, 1972-73, 1979, 1980, 1981a, 1981b, 1984; Hoyos y Fumanal, 1985, Rasilla y Hoyos, 1988; Laville, 1980, 1981, 1982, 1986; Laville y Hoyos, 1981; Hoyos y Laville, 1982; Fortea *et al.*, 1987).

Esta secuencia comprende los últimos momentos del Pleistoceno superior, incluyendo el interestadio Würm III-IV y la totalidad del Würm IV de la cronología glacial alpina, y los momentos iniciales del Holoceno, aproximadamente desde hace unos 20.000 años hasta un momento próximo a los 8.000 años B.P. Para la elaboración de esta secuencia se

ha tomado como variable fundamental la temperatura, considerándose la humedad como variable secundaria. Se han distinguido seis fases climáticas en el Pleistoceno superior final que el autor ha denominado de la siguiente forma de mayor a menor antigüedad: Würm III-IV - Asturias I, Würm IV - Asturias I, Würm IV - Asturias II, Würm IV - Asturias III, Würm IV - Asturias IV y Würm IV - Asturias V.

Comienza la secuencia con la fase Würm III-IV - Asturias I y en ella no se observan indicadores climáticos fríos, mientras si son claramente detectables los propios de un clima templado y húmedo, que permiten distinguir hasta cinco subfases. La primera de ellas se caracteriza por un clima templado con una gran humedad, que disminuye en la segunda subfase de características frescas y secas. En la tercera subfase se detecta un aumento de la humedad, que de nuevo disminuye en la cuarta en la que las condiciones climáticas son templadas y secas. En la quinta subfase vuelve a aumentar la humedad. Según Hoyos (1981) se trata de una etapa de crisis climática en la que alternan momentos templados y frescos dentro de un ambiente húmedo, excepto en la cuarta subfase de características algo más secas. En estos momentos predominan los procesos de inundación fluvial, arroyada difusa y reactivación kárstica, observándose en la subfase cuarta importantes fenómenos de alteración.

La primera fase del Würm IV o Würm IV - Asturias I se caracteriza por una ruptura con las condiciones climáticas anteriores, pasando estas a ser paulatinamente más frías, y en ella se han distinguido tres subfases. La primera corresponde a un momento frío y muy húmedo, que pasa en la segunda subfase a condiciones muy frías y secas, para finalizar con la tercera en la que el frío remite levemente detectándose un cierto grado de humedad. La segunda subfase corresponde al momento más frío de toda la secuencia. En esta fase predominan los procesos de gelivación, detectándose también procesos de arroyada difusa y de inundación fluvial probablemente debida al deshielo estacional.

La siguiente fase o Würm IV - Asturias II presenta unas características climáticas menos frías que la fase anterior, si bien perduran los procesos de gelivación, en un

ambiente más húmedo. Corresponde esta fase a un clima fresco (más frío que el actual) y húmedo.

En la fase Würm IV - Asturias III vuelven las condiciones climáticas frías aunque sin llegar a los rigores de la fase Würm IV - Asturias I, detectándose tres subfases. La primera de ellas viene marcada por el aumento de la gelivación y el desarrollo de solifluxión y arroyada en épocas de deshielo, por lo que estaríamos ante un clima frío y algo húmedo. La segunda subfase corresponde a un clima fresco y muy húmedo con predominio de la inundación y los procesos erosivos, detectándose en algunos puntos el crecimiento de coladas estalagmíticas. La tercera subfase presenta características frías y húmedas, con desarrollo de procesos de gelivación.

La fase Würm IV - Asturias IV se caracteriza por una mejora en las condiciones climáticas con un aumento progresivo de la humedad dentro de un ambiente fresco. Se producen inundaciones y desbordamientos fluviales así como procesos erosivos.

En la quinta fase o Würm IV - Asturias V vuelven las condiciones frías, pero sin alcanzar los niveles de las etapas anteriores, y en ella se distinguen tres subfases. La primera corresponde a un clima frío y húmedo con procesos de gelivación y de arroyada. La segunda subfase responde a un empeoramiento climático hacia condiciones más frías y más secas que las anteriores, incrementándose la gelivación y disminuyendo el arrastre de materiales. En la tercera subfase el clima se hace algo menos frío y más húmedo, disminuyendo progresivamente la gelivación.

Ya en el Holoceno se observan unas condiciones climáticas de carácter templado, distinguiéndose dos subfases. La inicial corresponde a un clima templado y húmedo en el que se producen inundaciones y aportes por arroyada difusa. La segunda subfase corresponde ya a un clima templado y más seco en el que cobrarán una cierta importancia los procesos de alteración.

Todo lo anteriormente expuesto puede observarse en el cuadro 1, que muestra las curvas climáticas y los diferentes procesos dentro de su marco cronoestratigráfico (Ho-

yos, 1981).

La secuencia paleoclimática del Mediterráneo oriental.

Esta secuencia ha sido obtenida por Fumanal (Fumanal, 1979, 1982, 1983, 1986; Fumanal y Calvo, 1981; Fumanal y Dupré, 1983, 1987; Fumanal y Garay, 1984) y cubre los últimos momentos del Pleistoceno medio, el Pleistoceno superior y la práctica totalidad del Holoceno, comprendiendo un lapso de tiempo que va desde hace algo más de 100.000 años hasta aproximadamente 4.000 años antes de la actualidad.

La secuencia se inicia con la fase Cova Negra - A, correspondiente al último lapso interglacial en el cual las condiciones ambientales presentan características propias de un clima templado con momentos de elevada humedad que alternan con periodos de sequedad. Los procesos más frecuentes son la formación de concreciones y el desarrollo de alteraciones e incluso edafogénesis.

Continúa la secuencia con la transición hacia condiciones climáticas estadales, es decir frías, que corresponde a la fase Cova Negra B. El comienzo de esta fase viene marcado por una etapa húmeda y fresca o subfase Cova Negra - B1, a la que sucede la subfase Cova Negra - B2 ya de características frías, con desarrollo de procesos crioclasticos. A esta fase sigue un atemperamiento climático con humedad estacional denominado interfase Cova Negra - C, en el cual se desarrollan procesos edafogénicos.

Con posterioridad a esta interfase se detectan de nuevo unas condiciones climáticas frías de mayor intensidad que las precedentes, que corresponden a la fase Cova Negra - D, dividida en cinco subfases en función de la humedad. Las dos primeras subfases (D1 y D2) se caracterizan por presentar una cierta humedad, que decrecerá hasta llegar a un ambiente árido en las subfases D3 y D4, ambiente que en la subfase D5 será claramente estepario y frío. En esta fase se observa un predominio de los procesos de gelivación.

Trás esta etapa se produce una discontinuidad en la sedimentación, a la que sigue

una fase climática fría o fase Malladetes - A, en la que predominan los procesos de gelivación. Rápidamente cambian las condiciones hacia un clima atemperado correspondiente a la interfase Malladetes - B, con desarrollo de procesos de arroyada difusa, de alteración y de concrecionamiento, interfase que está fechada hacia el 29.690 +/- 869 B.P.

Continúa la secuencia con la fase Malladetes - C, caracterizada por unas condiciones climáticas frías con humedad oscilante, y en la que predominan los procesos de gelivación en momentos fríos y secos, junto con momentos algo más húmedos con desarrollo de arroyadas superficiales. Además, estas condiciones climáticas propician la formación de canchales de gelifractos en las laderas y zonas de cabecera de los valles, hecho este que condicionará la constitución pedregosa de las terrazas del Pleistoceno superior final.

A la etapa anterior sigue la interfase Malladetes - D, que se caracteriza por un ambiente templado con algunas interrupciones frías de corta duración. Las dataciones isotópicas existentes permiten situar esta interfase entre los 20.000 y los 16.300 años B.P.

Prosigue la secuencia con las últimas manifestaciones frías del Pleistoceno superior final, que se traducen por una reactivación de los procesos crioclásticos, con un momento intermedio de características templadas. Los últimos momentos del Pleistoceno superior reflejan todavía un ambiente riguroso y seco que permite la gelivación de las rocas dando lugar a acumulaciones clásticas en fondos de valles altos y medios.

El inicio del Holoceno viene marcado por viene marcado por una serie de procesos de coluvionamiento que removilizan los clastos generados en la etapa anterior. Las condiciones climáticas parecen corresponder a un régimen climático semiárido, de extrema sequedad con desarrollo de precipitaciones bruscas y esporádicas que provocan el arrastre de los materiales de las laderas en épocas de tormentas. La circulación hídrica apenas presenta capacidad de transporte debido a la sequedad reinante y en algunos lugares se forman cortezas estalagmíticas. Estas condiciones perduran durante la primera mitad del Holoceno, a partir de la cual el clima se va haciendo paulatinamente más templado,

instalándose un régimen de precipitaciones repartidas a lo largo de todo el año, que permite la recuperación de la vegetación de las vertientes y el desarrollo de procesos edáficos, así como la incisión fluvial y la reactivación kárstica.

A partir del cuarto milenio antes del presente se observa un cambio progresivo hacia unas condiciones de mayor aridez y estacionalidad, que dan lugar a nuevos arrastres de la delgada cobertura edáfica en las laderas y a un relleno marginal de zonas lagunares, llegándose en algunos casos a la exposición total de la roca del sustrato. Estos procesos erosivos se ven potenciados por la actividad antrópica, que en estos momentos comienza a desarrollar la economía agrícola y de pastoreo con la consiguiente roturación de zonas boscosas.

Esta secuencia paleoclimática y ambiental del Pleistoceno superior y Holoceno de la zona mediterránea oriental se ve plasmada gráficamente en los cuadros 2 y 3 (Fumanal, 1986).

La secuencia paleoclimática de la Cueva de Nerja (Málaga).

Los datos obtenidos a partir del estudio de las secciones litoestratigráficas de las salas del Vestíbulo y de la Mina del yacimiento de la Cueva de Nerja permiten establecer una secuencia paleoclimática y paleoambiental (Jordá Pardo, 1986; Jordá Pardo *et al.*, 1990; Jordá Cerdá *et al.*, 1991; Jordá, 1992), que si bien presenta un carácter local, resulta significativa al aportar datos paleoclimáticos para la zona mediterránea meridional. Esta secuencia consta de doce etapas y cubre el Pleistoceno superior final y los dos primeros tercios del Holoceno.

La 1ª Etapa de la secuencia paleoclimática del yacimiento de la Cueva de Nerja corresponde a depósitos originados por arroyada difusa desarrollados en unas condiciones climáticas que en los primeros momentos son de carácter frío y húmedo, y que pasan progresivamente a tener un carácter frío y seco. Puede situarse por comparación con otras secuencias del Mediterráneo en las últimas etapas del Würm III (Fumanal, 1986). A esta etapa sigue una ausencia de registro

estratigráfico, correspondiente a la 2ª Etapa, originada por erosión y/o detención de la sedimentación, que se situaría situado al final del Würm III.

La 3ª Etapa, que únicamente aparece registrada en el Vestíbulo, se caracteriza por unos depósitos de muy baja energía, correspondientes a un ambiente templado y muy húmedo en los momentos iniciales, haciéndose progresivamente fresco y húmedo, para finalizar siendo fresco y seco. Las dataciones radicarbonicas existentes permiten situarla claramente en la interfase Würm III-IV, pudiendo ubicar el momento final de esta etapa en un lapso cronológico comprendido entre 18.420 ± 530 años B.P. y 17.940 ± 200 años B.P.

La 4ª Etapa viene marcada por un hiato estratigráfico, determinado por el desarrollo de claros procesos erosivos que en el Vestíbulo originan la ausencia de unos 6.000 años del registro estratigráfico, y que en la Mina, junto con la 2ª Etapa, representa un vacío de más de 7.000 años. Además, en la Sala de la Mina se documenta una importante caída de bloques en este momento. Esta etapa se situaría en los estadios iniciales del Würm IV.

La 5ª Etapa comienza con una sedimentación de baja energía en un ambiente templado y húmedo, que da paso al desarrollo de importantes procesos de gelivación en un ambiente frío y seco de carácter árido, que representa el momento más frío de toda la secuencia, para finalizar de nuevo con depósitos de arroyada difusa en un clima templado y húmedo. Su situación cronoestratigráfica es clara: las dataciones existentes permiten encuadrar esta etapa entre los 12.270 ± 220 años B.P. y algo por encima de los 11.930 ± 160 años B.P. Este momento corresponde a uno de las etapas más frías del del Würm IV final, hecho este verificado por las características sedimentológicas, la existencia de una vegetación de estepa fría y por la aparición de especies ornitológicas de ambientes igualmente fríos.

La 6ª Etapa viene determinada por una reactivación kárstica que da lugar a una intensa erosión fluvial que elimina unos 1.000 años del registro estratigráfico y se sitúa en los últimos momentos del Pleistoceno superior, dado que está postdatada en 10.860 ± 160

años B.P., representado un momento de gran pluviosidad.

En la 7ª Etapa, la ocupación humana epipaleolítica, genera un importante conchero en un ambiente fresco y seco con precipitaciones esporádicas, que pasa progresivamente a ser templado y algo más húmedo. Esta etapa representa una mejoría climática y comprende los últimos momentos del Pleistoceno Superior final (Würm IV final) y el comienzo del Holoceno, encontrándose datada entre los 11.930 ± 160 años B.P. y los 10.860 ± 160 años B.P. lapso de tiempo en el que se encuentra el límite Pleistoceno - Holoceno. El tránsito del Tardiglacial al Postglacial estaría situado en el tramo basal del conchero del Vestíbulo.

La 8ª Etapa de la secuencia cronoestratigráfica del yacimiento de la Cueva de Nerja está marcada por una ténue erosión, que da paso a la 9ª Etapa constituida por la Unidad 5, de la que contamos con dos dataciones absolutas (7.240 ± 80 y 6.420 ± 60 años B.P.) que nos permiten situarla en las primeras fases del Holoceno. Ambas etapas responden a unas características climáticas templadas y húmedas con momentos de mayor sequedad y aumento de las temperaturas.

La 10ª Etapa se denota por una fuerte erosión que en algunos puntos elimina gran parte de la secuencia. Sobre la cicatriz erosiva se depositan los materiales de la 11ª Etapa que denotan unas condiciones climáticas en las que alternan momentos cálidos y secos con precipitaciones esporádicas muy concentradas, con momentos templados y ligeramente más húmedos, dentro de un marco cronológico cuyo inicio está en la segunda mitad del Holoceno según las dataciones publicadas por Pellicer y Acosta (1986).

En estos momentos se producen entradas masivas de materiales procedentes del exterior de la cueva, que están en relación con las nuevas actividades económicas que los habitantes de Nerja implantan en sus hábitos. El desarrollo de la agricultura y la ganadería hace que los terrenos próximos a la cueva se roturen y talen para ponerlos en explotación. El posterior abandono de estos terrenos al perder su fertilidad inicial y por tanto su productividad, conduce al incremento de la erosión en las vertientes y laderas cercanas

a la cueva, produciéndose un arrastre de la delgada cubierta húmica existente que deja al descubierto la roca del sustrato, favoreciendo el retroceso de la vertiente y la génesis de coluviones que entrarían en la cueva, hecho este que se ve ayudado por la existencia de un clima seco con precipitaciones esporádicas muy concentradas.

Finaliza la secuencia con la 12ª Etapa que atribuimos a momentos recientes del Holoceno (alrededor de los 4.000 años B.P según Pellicer y Acosta, 1986) en la cual prosiguen los procesos de erosión y coluvionamiento, que conducen al cierre de la cavidad, hecho este que, unido a la ausencia de actividad humana en su interior y al advenimiento de un clima ligeramente más húmedo y cálido, permite la implantación en la cueva de las condiciones propicias para el desarrollo de una corteza estalagmítica que sella la sedimentación.

En el cuadro 3 se representan las características litoestratigráficas de los cortes estudiados en la Cueva de Nerja, indicándose los diferentes procesos y la interpretación paleoclimática, todo ello situado en un marco cronoestratigráfico bien definido por dataciones isotópicas.

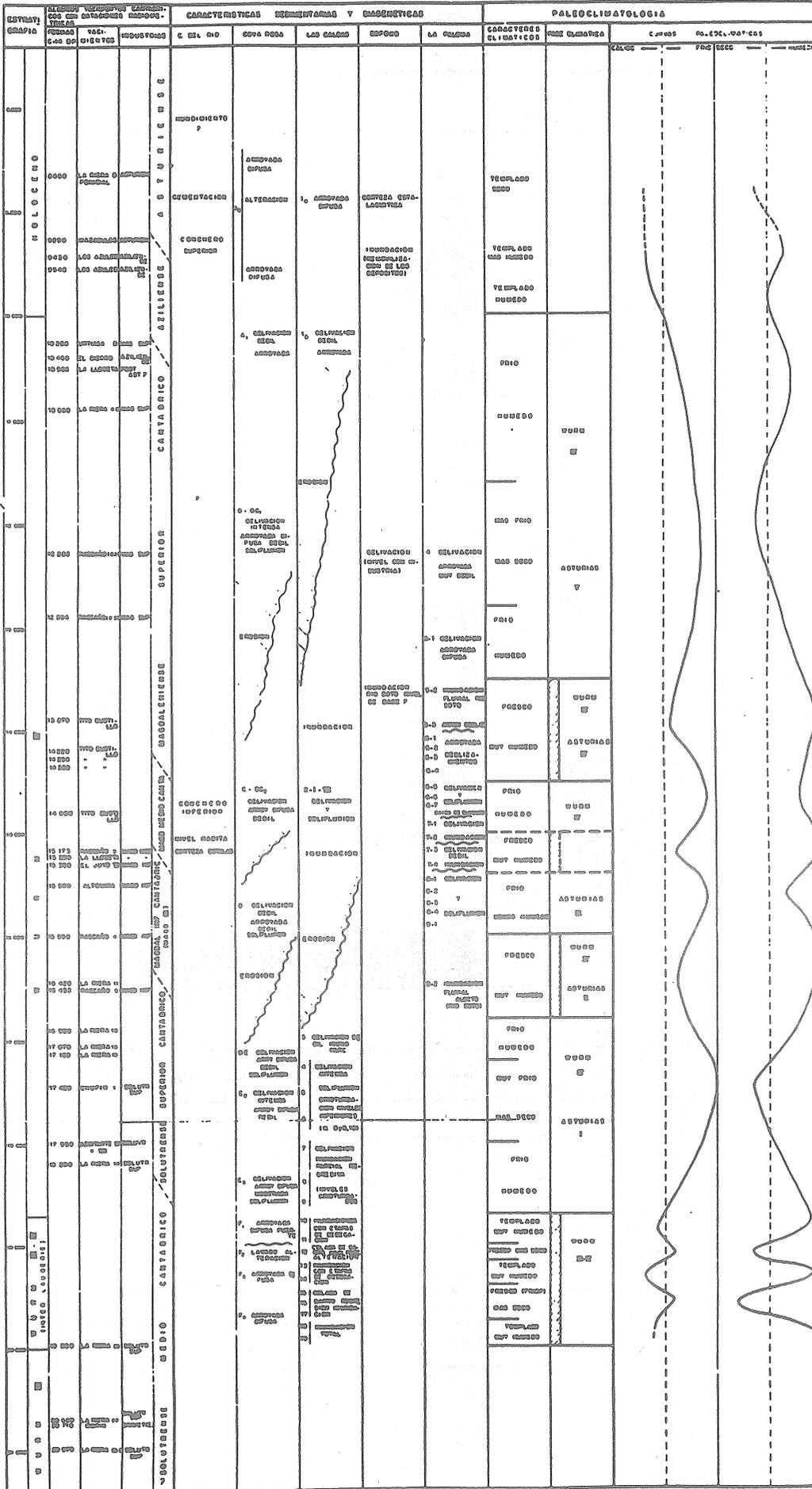
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adán Álvarez, G. y Jordá Pardo, J.F. (1992): La secuencia estratigráfica de la cueva del Angel (Tuñón, Santo Adriano) y el material arqueológico asociado. *Excavaciones arqueológicas en Asturias 1987-1990*, 2, pp. 255-257.
- Aguirre, E., Gil, E., Morales, J., Sesé, C. y Soto, E. (1987): Situación biostratigráfica de los yacimientos de Atapuerca e Ibeas. En Aguirre, E., Carbonell, E. y Bermúdez de Castro, J.M. (eds.), *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Dierra de Atapuerca*, I. Junta de Castilla y León, pp. 189-191.
- Alfárez, F., Molero, G., Maldonado, E., Bustos, V., BrPa, p. y Buitrago, A.M. (1982): Descubrimiento del primer yacimiento cuaternario (Riss-Würm) de vertebrados con restos humanos en la provincia de Madrid (Pinilla del Valle). *Col-pa*, 37, pp.15-32.
- Areso, P. (1984): Sedimentología de los niveles VII a II. En Altuna, J. y Merino, J.M. (eds.), *El yacimiento prehistórico de la cueva de Ekain (Deba, Guipúzcoa)*. Eusko Iraskuntza, Sociedad de Estudios Cascos, pp. 47-60.
- Bergadá, M.M (1991): Aproximació a l'estudi sedimentològic i paleoclimàtic d'un assentament prehistòric: la Cova del Parco (Alòs de Balaguer, La Noguera). *Cypsela*, IX, pp. 33-48.
- Díez Fernández-Lomana, C., Jordá Pardo, J.F. Y Sánchez, B. (1988): La cueva de Valdegoba (Burgos): estratigrafía, industria lítica y fauna. *II Congreso Geológico de España. Comunicaciones*, I, pp. 379-382.
- Díez, C., García, M.A., Gil, E., Jordá Pardo, J.F., Ortega, A., Sánchez, A. y Sánchez, B. (1988-89): La cueva de Valdegoba (Burgos). Primera campaña de excavaciones. *Zephyrus*, XLI-XLII, pp. 55-74.
- Fahey, B.D. y LEFEBURE, T.H. (1988): The freeze thaw weathering regime at a section of the Niagara escarpment on the Bruce Peninsula, Southern Ontario, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, pp. 293-304.
- Fortea, J., Corchón, M.S., González Morales, A., Rodríguez Asensio, A., Hoyos, M., Laville, H. y Fernández Tresguerres, J. (1987): Trabajos recientes en los valles del Nalón y del Sella. *Pre-Actes del Colloque International d'Art Mobilier Paleolithique (Foix - Le Mas d'Azil)*. Ministère de la Culture et de la Communication, pp. 191-235.
- Fortea Pérez, J., Rasilla Vives, M. de la y Rodríguez Otero, V. (1992): La Cueva de Lionín (Lionín, Peñamellera Alta). Campañas de 1987 a 1990. *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 1987-1990*, 2, pp. 9-18.
- Fullola, J.M. y Bergada, M.M. (1990): Estudi d'una estructura de combustió i revisió dels nivells paleolítics de la cova del Parco (Alòs de Balaguer, La Noguera, Lleida). *A.P.L.*, XX, pp. 109-133.
- Fumanal, M.P. (1979): Estudio sedimentológico de la Cueva de la Cocina. Dos Aguas,

- Valencia. *Cuadernos de Geografía*, 24, pp. 79-98.
- Fumanal, M.P. (1982): La cova de Les Calaveres. Estudio sedimentológico. *Trabajos Varios del S.I.P.*, 75, pp. 49-76.
- Fumanal, M.P. (1983): Informe preliminar sobre el estudio sedimentológico de la Cova de l'Or, Sector K. *Noticiario Arqueológico Hispánico*, nº 16.
- Fumanal, M.P. (1986): *Sedimentología y clima en el País Valenciano. Las cuevas habitadas en el Cuaternario reciente. Trabajos Varios del S.I.P.*, 83, 208 pp.
- Fumanal, M.P. y Calvo, A. (1981): Estudio de la tasa de retroceso de una vertiente mediterránea en los últimos 5.000 años. *Cuadernos de Geografía*, 29, pp. 135-150.
- Fumanal, M.P. y Dupré, M. (1983): Schéma paléoclimatique et chrono-stratigraphique d'une séquence du Paléolithique Supérieur de la région de Valence (Espagne). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 13, pp. 39-46.
- Fumanal, M.P. y Dupré, M. (1987): Epipaleolítico y neolitización en la zona oriental de la Península Ibérica. 1. El ambiente físico y biológico. *Prémieres communautés paysannes en Méditerranée occidentale. Actes du Colloque International du C.N.R.S. Montpellier, 1983*, pp. 581-585.
- Fumanal, M.P. y Garay, P. (1984): Génesis y evolución de las formas parakársticas de Vallada a partir del estudio sedimentológico de sus rellenos. *Cuadernos de Geografía*, 34, pp. 31-56.
- Gil, E., Aguirre, E. y Hoyos, M. (1987): Contexto estratigráfico. En Aguirre, E., Carbonell, E. y Bermúdez de Castro, J.M. (eds.), *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca, I*. Junta de Castilla y León, pp. 45-54.
- Guillien, Y. y Lautridou, J.P. (1970): Calcaires des Charentes. Essai au gel de quelques calcaires charentais. *Recherches de Gélification Expérimentale du Centre de Géomorphologie. Bull. centre Géomorph. C.N.R.S. Caen*, 5, pp. 7-45.
- Hall, K. (1986): Rock moisture content in the field and the laboratory and its relationship to mechanical weathering studies. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, pp. 131-142.
- Hoyos Gómez, M. (1972-73): Brecha y corteza estagnática de la Cueva de Sofoxó. *Zephyrus*, XXXIII-XXIV, pp. 40-42.
- 1979: *El karst de Asturias en el Pleistoceno superior y Holoceno*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- 1980: *Estudio geológico y sedimentológico de la Cueva de la Paloma (Soto de las Regueras, Asturias)*. *Excavaciones Arqueológicas en España*, 116, Ministerio de Cultura, pp. 23-63.
- 1981a: Estudio geológico y sedimentológico de la Cueva de Las Caldas. En Corchón, M.S., *Cueva de Las Caldas, San Juan de Priorio (Oviedo)*, *Excavaciones Arqueológicas en España*, 115, Ministerio de Cultura, pp. 10-55.
- 1981b: La cronología paleoclimática del Würm reciente en Asturias. Diferencias entre los resultados sedimentológicos y palinológicos. *Programa Internacional de Correlación Geológica, Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, pp. 63-75.
- 1984: Contribución de la sedimentología a la reconstrucción paleoclimática del Pleistoceno. *V Reunión de Paleolitistas Españoles*, Peñíscola, mayo 1984, Diputación Provincial de Castellón, 21 pp.
- Hoyos Gómez, M. y Fumanal, M.P. (1985): La Cueva de Erralla. Estudio sedimentológico. *MUNIBE*, 37, pp. 29-43.
- Hoyos Gómez, M. y Jordá Pardo, J.F. (1989): Los depósitos arqueológicos y paleontológicos asociados a los depósitos kársticos cuaternarios en España. En J.J. Durán y J. López-Martínez (eds.), *El Karst en España. Monografía 4, S.E.G.*, pp. 381-390.
- Hoyos, M. y Laville, H. (1982): Nuevas aportaciones sobre la estratigrafía y sedimentología de los depósitos del Paleolítico

- superior de la Cueva de El Pendo (Santander): sus implicaciones. *Zephyrus*, XXXIV-XXXV, pp. 285-293.
- Iñigo Vega, C. (1991): Estudio de un yacimiento cuaternario próximo a Segovia. *Cuadernos de I.N.I.C.E. Arqueología y Paleontología*, 38, pp. 23-36.
- Jordá Cerdá, F., Aura, J.E., Jordá Pardo, J.F., Pérez Ripoll, M., Badal, E. y Rodrigo, M.J. (1991): Paleambiente y secuencia cultural de la Cueva de Nerja (Málaga): La Sala del Vestíbulo. *VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario. Resúmenes de las Comunicaciones*, sin paginar.
- Jordá Pardo, J.F. (1986): Estratigrafía y sedimentología de la Cueva de Nerja (Salas de la Mina y del Vestíbulo). En Jordá Pardo, J.F. (ed.), *La Prehistoria de la Cueva de Nerja (Málaga), Trabajos sobre la Cueva de Nerja*, 1, pp. 39-97.
- 1988: Investigaciones prehistóricas en el Alto Valle del Jarama (Valdesotos, Guadalajara). *1 Congreso de Historia de Castilla-La Mancha*, 1, pp. 111-123.
- 1992: *Neógeno y Cuaternario del extremo oriental de la costa de Málaga*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 888 pp.
- Jordá Pardo, J.F. (*in lit.*): Dataciones radiométricas, sedimentación y procesos postsedimentarios en el yacimiento paleolítico de Jarama VI (Valdesotos, Guadalajara). *Espacio, Tiempo y Forma*, VII.
- Jordá Pardo, J.F., Aura Tortosa, J.E. y Jordá Cerdá, F. (1990): El límite Pleistoceno - Holoceno en el yacimiento de la Cueva de Nerja (Málaga). *Geogaceta*, 8, pp. 102-104.
- Jordá Pardo, J.F. y Carral, P. (1988): Geología y Estratigrafía del yacimiento prehistórico de la Cueva de Ambrosio (Vélez Blanco, Almería). En Ripoll López, S., *La Cueva de Ambrosio (Almería, Spain) y su posición cronoestratigráfica en el Mediterráneo Occidental*, *British Archaeological Reports, International Series*, 462, pp. 19-40.
- Jordá Pardo, J.F., Martínez, J., Mora Torcal, R. y Sánchez Casado, F.L. (*in lit.*): Modelos deposicionales y ocupación antrópica en el NE de la Península Ibérica durante el Paleolítico Medio. *Actas de la 2ª Reunión Nac. Geoarqueología* (Madrid, 1992).
- Laville, H (1975): *Climatologie et chronologie du paléolithique en Périgord. Etude sédimentologique de dépôts en grottes et sous abris. Etudes Quaternaires*, 4, Université de Provence, 422 pp.
- 1980: Les dépôts solutréens de la grotte de La Riera (Asturies). Signification climatique et chronologique. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 77, pp. 234-236.
- 1981: Los depósitos solutrenses de la Cueva de La Riera (Asturias). Significación climática y cronológica. *Zephyrus*, XXXII-XXXIII, pp. 57-59.
- 1982: Corrélations de quelques séquences culturelles du Würmien récent au vu de la signification climatique de dépôts en grottes et sous abris dans le Sud-Ouest de la France et en Espagne Cantabrique. *Etudes et Recherches Archéologiques de l'Université de Liège*, 13 (3), pp. 5-16.
- 1986: Stratigraphy, sedimentology and chronology of the La Riera Cave deposits. En Straus, L.G. y Clark, G.A. (eds.), *La Riera Cave. Stone Age hunter-gatherer adaptations in northern Spain. Anthropological Research Papers*, 36, Arizona State University, 25-55.
- Laville, H. y Hoyos Gómez, M. (1981): Estudio geológico de la Cueva de Rascaño. En *El Paleolítico Superior de la Cueva del Rascaño (Santander)*, *Monografías del Centro de Investigaciones Prehistóricas de Altamira*, 3, pp. 189-210.
- Maldonado Díaz, E. (1991): El yacimiento cuaternario de Pinilla del Valle (Madrid). *Cuadernos de I.N.I.C.E. Arqueología y Paleontología*, 38, pp. 9-21.
- Malurie, J. (1968): *Thèmes de recherches géomorphologiques dans le Nord-Ouest du Groenland*. Centre de Rech. Docum. Cartogr. Géogr. Ed. C.N.R.S., 496 pp.

- Maroto Genover, J. (1985-86): Un jaciment prehistòric a l'interior del massís de l'Alta Garrotxa: La Cova dels Ermitons. *Vitrina*, 1, pp. 38-48.
- Matsuoka, N. (1990): The rate of bedrock weathering by frost action: field measurements and predictive model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, pp. 73-90.
- Mills, H.H. (1986): Downslope movement of in situ clasts on forested hillslopes, Virginia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, pp. 451-456.
- Miskovsky, J.C. (1974): *Le Quaternaire du Midi méditerranéen. Stratigraphie et paléoclimatologie d'après l'étude sédimentologique du remplissage des grottes et abris sous roche (Ligurie, Provence, Languedoc méditerranéen, Roussillon, Catalogne)*. *Études Quaternaires*, 3, Université de Provence, 331 pp.
- Mora, R., Jordá Pardo, J.F., Piqué, R. y Taule, M. (*in lit.*): La dialéctica entre el medio natural y el medio histórico a lo largo de la secuencia estratigráfica de La Font del Ros (Berga, Barcelona). *Actas de la 1ª Reunión Nacional de Geoarqueología (Barcelona, 1990)*.
- Pellicer, M. y Acosta, P. (1986): Neolítico y Calcolítico de la Cueva de Nerja. En Jordá Pardo, J.F. (ed.), *La Prehistoria de la Cueva de Nerja (Málaga)*, *Trabajos sobre la Cueva de Nerja*, 1, pp. 337-450.
- Rasilla Vives, M. de la y Hoyos Gómez, M. (1988): Nuevos datos sobre el yacimiento de Cueto de la Mina (Posada de Llanes, Asturias). Avance de las campañas de 1981-1985. *Noticiario Arqueológico Hispánico*, 30, pp. 7-20.
- Reynhardt, J.H. (1992): Stratified debris deposits on the southern slope of the Magaliesberg in the vicinity of Homsnek. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* 84, pp. 159-172.
- Soria Mingorance, J.M. y Durán Valsero, J.J. (1988): Sedimentación en Cueva Horá (Sierra Harana, Granada): Implicaciones neotectónicas y significado regional. *Congreso Geológico de España, 1988*, Comunicaciones, vol. 1, pp. 407-410.
- Tricart, J. (1953): Résultats déxpériences sur la désagrégation de roches sédimentaires par le gel. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 238, pp. 1296-1298.
- Van Vliet-Lanoë, B. (1988): The significance of cryoturbation phenomena in environmental reconstruction. *Journal of Quaternary Science*, 3 (1), pp. 85-96.
- Vega Toscano, G., Hoyos Gómez, M., Ruíz Bustos, A. Y Laville, H. (1988): La séquence de la Grotte de La Carigüela (Piñar, Grenade): Chronostratigraphie et Paléocologie du Pléistocène Supérieur au Sud de la Péninsule Ibérique. *L'Homme de Néandertal*, vol. II, L'Environnement, pp. 169-180.
- Wilson, P. (1990): Clast size variations on talus: some observations from Northwest Ireland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, pp. 183-188.
- Wood, W.R. y Johnson, D.L. (1978): A survey of disturbance processes in Archaeological site formation. *Advances in Archaeological Method and Theory*, 1, pp. 315-381.



Cuadro 1. Secuencia paleoclimática del Pleistoceno superior final de la zona cantábrica (según Hoyos, 1981).

Edad	Datación absoluta B. P.	Periodos climáticos	Industrias	Perfiles litoestratigráficos				Dataciones C ¹⁴ B.P.	Procesos geomórficos	Paisaje																																	
				Tossal de la Roca	Túnel dels Sumidors	Cova de l'OR	Ereta del Pedregal																																				
HOLOCENO	2.000	Subatlántico	Neolítico Antiguo Epipaleolítico	Encofítico Medio Final	Tossal de la Roca	Túnel dels Sumidors	Cova de l'OR	Ereta del Pedregal	Dataciones C ¹⁴ B.P.	Procesos geomórficos	Paisaje																																
	2.500																																										
	3.000	Subboreal										Encofítico Medio Final	Tossal de la Roca	Túnel dels Sumidors	Cova de l'OR	Ereta del Pedregal	Dataciones C ¹⁴ B.P.	Procesos geomórficos	Paisaje																								
	3.500																																										
	4.000																																										
	4.500	Atlántico																		Encofítico Medio Final	Tossal de la Roca	Túnel dels Sumidors	Cova de l'OR	Ereta del Pedregal	Dataciones C ¹⁴ B.P.	Procesos geomórficos	Paisaje																
	5.000																																										
	5.500																																										
	6.000																																										
	6.500																																										
	7.000	Boreal																										Encofítico Medio Final	Tossal de la Roca	Túnel dels Sumidors	Cova de l'OR	Ereta del Pedregal	Dataciones C ¹⁴ B.P.	Procesos geomórficos	Paisaje								
	7.500																																										
	8.000																																										
	8.500	Preboreal																																		Encofítico Medio Final	Tossal de la Roca	Túnel dels Sumidors	Cova de l'OR	Ereta del Pedregal	Dataciones C ¹⁴ B.P.	Procesos geomórficos	Paisaje
	9.000																																										
9.500																																											
10.000																																											
10.500																																											
11.000	Epipaleolítico	Encofítico Medio Final	Tossal de la Roca	Túnel dels Sumidors	Cova de l'OR	Ereta del Pedregal	Dataciones C ¹⁴ B.P.	Procesos geomórficos	Paisaje																																		
11.500																																											
12.000																																											

Cuadro 3. Secuencia paleoclimática del Holoceno para el Mediterráneo oriental (según Fumanal, 1986).

INDICE

INTRODUCCION	1
I. EL MARCO CRONOESTRATIGRÁFICO. por J.F. Jordá Pardo.	1
II. SEDIMENTACIÓN Y MORFOGÉNESIS.	21
Los ambientes glaciares y periglaciares cuaternarios en España. por J. López Martínez.	23
El ambiente fluvial: Abanicos aluviales. por P.G. Silva, A. Martín-Serrano y E. Molina.	47
Ambientes lacustre y palustre en España durante el Cuaternario.	101
Los depósitos kársticos y su contribución al conocimiento del Medio Ambiente en España durante el Cuaternario. por J.F. Jordá Pardo.	105
Variaciones cuaternarias y actuales en el nivel medio del mar: implicaciones ambientales en las costas españolas. por M. Hernández Ruiz.	129
III. FORMACIONES EDÁFICAS. por J. Gallardo y A. Pérez-González.	155
IV. NEOTECTÓNICA Y VULCANISMO.	171
Aspectos medioambientales de la Neotectónica. por F.J. Burillo, F. Nozal, C. Sanz de Galdeano y J.L. Simón.	173
Vulcanismo y medio ambiente: La actividad volcánica en España durante los dos últimos millones de años. por J.M. Cebriá.	211
V. EL AMBIENTE BIOLÓGICO.	237
Síntesis paleontológica del Cuaternario marino español. por J. Civis y J.A. Flores.	239
La arqueocitología en la Península Ibérica: hacia una reconstrucción paleoambiental. M.J. Rodrigo, N. Juan-Muns y G.G. Rodríguez.	253
La vegetación continental. E. Badal y P. Roidon.	273
Vertebrados continentales:	297
Especiación y alteraciones plesitocénicas: el caso de la herpetofauna ibérica. por M. García-Paris y B. Sánchez.	297