

M. P. FUMANAL  
P. GARAY

## GÉNESIS Y EVOLUCIÓN DE LAS FORMAS PARAKÁRSTICAS DE VALLADA A PARTIR DEL ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO DE SUS RELLENOS

### RESUMEN

Se estudia la génesis y episodios evolutivos de un aparato kárstico desarrollado sobre materiales yesíferos en Vallada (Valencia), a partir de su estudio geomorfológico y análisis sedimentológicos. Esto permite diferenciar tres terrazas subterráneas y correlacionarlas con otros depósitos fluviales epigeos (río Cányoles). Finalmente se establece una interpretación paleoclimática considerando datos polínicos y dos fechaciones radiocarbónicas.

### RÉSUMÉ

L'on étudie la genèse et les épisodes évolutifs d'un appareil karstique, développé sur des matériaux gypseux, à Vallada (Valencia), à partir de leur étude géomorphologique et d'analyses sédimentologiques. Ceci permet de différencier trois terrasses souterraines et de les corrélater avec d'autres dépôts fluviaux superficiels (rivière Cányoles). Finalement, l'on avance une interprétation paléoclimatique en tenant compte de données polliniques et de deux datations isotopiques.

### 1. INTRODUCCIÓN

El afloramiento yesífero de Vallada alberga un interesante aparato kárstico originado por la pérdida de una corriente hídrica a expensas de un valle ciego, lo que da lugar a la formación de una cavidad subterránea recorrida por un curso perenne que resurge posteriormente por el manantial salino de la Serradella.

Uno de los accesos a este complejo hipogeo es la cavidad llamada els Sumidors, que con un recorrido de tan sólo 1,3 km presenta un desnivel de 205 m, lo que convierte esta forma de conducción en la más profunda del mundo de las conocidas desarrolladas en yeso. (ANÓNIMO, 1981, CEBRIÁN, 1982).

La primera exploración espeleológica de la que se tiene noticia es la que realizó la S.E.S. del Centro Excursionista de Valencia el 8 de abril de 1955, (FERNÁNDEZ *et al.*, 1979). Otras efectuadas entre 1959 y 1962 darán como resultado el descubrimiento de los pisos superiores, paso de sifones y descenso de cascadas que permiten una visión clara del fenómeno subterráneo (fig. 1).

El sector ha sido estudiado detenidamente por DONAT, (1966), en su aspecto geoespeleológico, por PULIDO BOSCH, (1977-78) desde un punto de vista geológico e hidroquímico, por el S.I.E., (1980) descriptiva y topográficamente y por IBÁÑEZ, (1983) en un contexto regional.

Con el presente estudio hemos pretendido completar el conocimiento genético y evolutivo de las formas parakársticas de Vallada, para lo cual se ha procedido al muestreo y análisis sedimentológico de las terrazas fluviales existentes en el interior del Túnel dels Sumidors y a su posterior confrontación y correlación con otros depósitos de la red fluvial epigea.

## 2. GEOLOGÍA

### 2.1. Descripción litoestratigráfica

Por orden cronoestratigráfico los materiales más antiguos aflorantes en el sector estudiado corresponden al Trías arcilloyesífero, (Keuper), en que se asientan los fenómenos kársticos objeto de las presentes notas. Ofrecen gran espesor aparente debido a la disposición compleja y replegada de sus materiales resultando difícil la evaluación de su potencia real.

A lo largo del Barranc del Penyó son características las arcillas yesíferas y yesos, fibrosos de tonos rojizos con intercalaciones de yesos sacaroideos grises y blancos y ocasionales lentejones de dolomías. Es frecuente la presencia de cuarzos idiomorfos, hematoides —«jacintos de Compostela»— o transparentes. Por encima de estos tramos, en los alrededores de la Casa del Campiller, aparecen niveles más potentes de yesos grises sacaroideos con bandeados más oscuros según la estratificación, los cuales son explotados en canteras a cielo abierto.

El Keuper en la zona levantina de la Península ha sido estudiado ampliamente por ORTÍ-CABO, (1974), quien con la definición de *Grupo Valencia* diferencia en él cinco formaciones litoestratigráficas, de las cuales las dos superiores, (K4 y K5), corresponden a un ciclo evaporítico que representa el Keuper Superior. A ellas pertenecen por las características señaladas los materiales descritos, con la denominación de *Formación Arcillas yesíferas de Quesa (K4)* y *Formación Yesos de Ayora (K5)*.

A continuación afloran calizas y dolomías del Cretácico superior que se encuentran en contacto mecanizado con el Keuper. Hacia la base aparecen niveles dolomíticos y margodolomíticos que dan paso a un grueso paquete carbonatado de más de 300 m de potencia. El conjunto pertenece a la Formación Creu, definida por PULIDO BOSCH, (1979). En el contacto con el Keuper suele observarse un tramo de roca calcárea triturada o milonitizada.

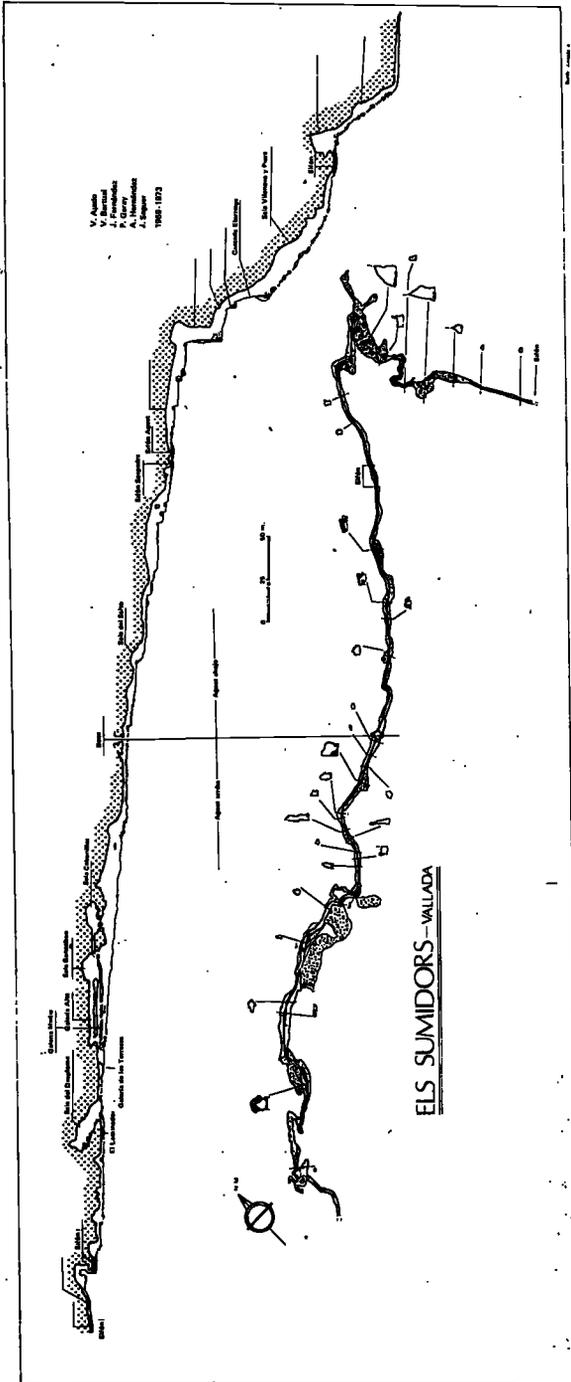


Fig. 1. — Plano topográfico de la cavidad.

En discordancia angular o tectónica con el Cretácico encontramos los materiales miocenos que hacia la base presentan capas detríticas discontinuas y de poco espesor seguidas por un potente conjunto de margas blancas y azules que supera los 1000 m de potencia.

Finalmente se pueden reconocer en el área de Vallada depósitos cuaternarios de procedencia y origen diversos. Los más representativos son las arcillas rojas producidas por la karstificación, las brechas y coluviones producto de la meteorización de laderas y los depósitos fluviales aterrizados cuyas características abordaremos más adelante.

## 2.2. *Disposición estructural*

La alineación montañosa de Serra Grossa forma un anticlinal asimétrico de dirección ENE-WSW cabalgante hacia el N sobre las margas miocenas. Su flanco meridional es por lo tanto el más tendido. La charnela se encuentra desmantelada a causa del ascenso diapírico del Keuper que ha verticalizado la estratificación de las calizas cretácicas en las zonas de contacto, tal como se observa en el Penyó.

La estructura tectónica actual responde principalmente a un empuje tangencial durante el Mioceno terminal, si bien debía existir un diastrofismo previo, consecuencia de las fases tectónicas anteriores, tanto compresivas como de distensión. El Triás diapírico en este sector enlaza discontinuamente hacia el E con el extenso afloramiento de Barxeta. La presencia de halita en él queda evidenciada por la existencia de algunos manantiales salinos, especialmente el de la Serra-della.

## 3. GEOMORFOLOGÍA KÁRSTICA

### 3.1. *Formas exokársticas*

Los materiales yesíferos de Vallada incluyen una gran profusión de formas de disolución, tanto en superficie como hipogeas, que, en conjunto vienen asociadas a un mismo aparato kárstico.

En la parte alta o suroccidental se forma una red de drenaje dendrítica que finaliza en un valle ciego: allí el cauce principal de la cuenca se sume por la Cova dels Brolladors para dar origen al río subterráneo del Túnel dels Sumidors. Discurre principalmente sobre las calizas cretácicas cuyo elevado coeficiente de infiltración impide la circulación del agua por sus cauces.

A partir del manantial de Terres Blanes que surge en el contacto con el Keuper, procedente de la escorrentía subterránea de los materiales cretácicos, se forma un pequeño curso hídrico perenne cuyas aguas se sumen bajo tierra antes de alcanzar la boca de la Cova dels Brolladors para llevar una circulación subálvea y reaparecer de nuevo ya en el interior del Túnel. En épocas excepcionalmente húmedas las aguas del arroyo de Terres Blanes llegan a penetrar directamente por la Cova dels Brolladors (fig. 2).

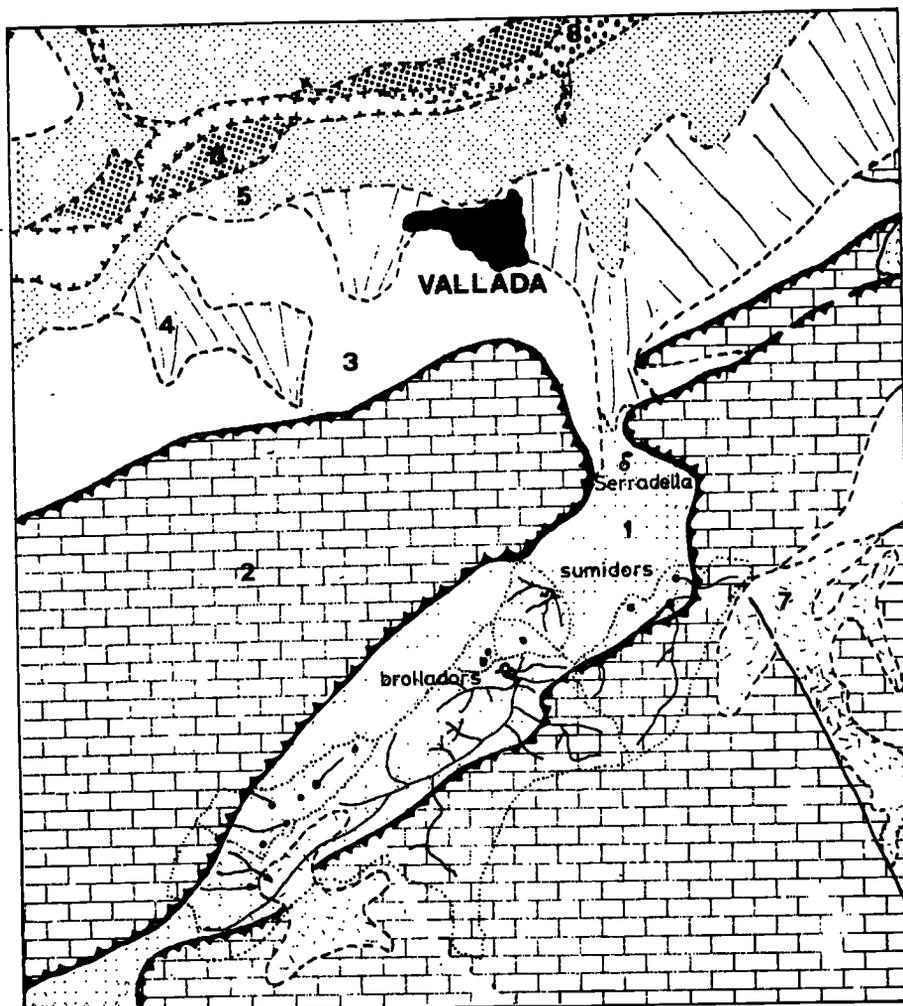


Fig. 2. — Esquema geológico de los alrededores de Vallada. El punteado marca las divisorias hidrográficas de las distintas cuencas endorreicas existentes, con sus cauces y sumideros: 1. Arcillas y yesos triásicos. — 2. Calizas y dolomías cretácicas. — 3. Margas blancas miocenas. — 4. Depósitos de ladera cuaternarios. — 5. Terraza fluvial antigua. — 6. Terraza fluvial moderna. — 7. Arcillas rojas de decalcificación. — 8. Depósitos aluviales recientes.

Hemos diferenciado cuatro sectores con dolinas a lo largo del afloramiento triásico. Seis de ellas se sitúan en el más occidental, próximo a Terres Blancs, y sus anchuras oscilan entre 50 y 150 m y hasta 40 m de profundidad. Su forma general es de embudo, aunque algunas presentan un relleno arcilloso que les confie-

re estructura de artesa. Esto se aprecia sobre todo en la mayor que parece tratarse de una uvala, resultado de un proceso de coalescencia.

Otras dos se extienden por encima del valle ciego, así como una uvala, todas ellas de fondo plano, arcilloso, con dimensiones algo menores que en el caso anterior.

El tercer sector, con tres dolinas de similares características, está en la margen derecha del Barranc del Penyó, próximo al contacto con las calizas cretácicas. Por último, con una génesis y morfología notablemente distintas, tenemos una zona en la que el número de dolinas no está bien determinado debido a sus pequeñas dimensiones. Su forma es aproximadamente cilíndrica y parecen responder a hundimientos de cavidades subyacentes. La mayor parte de estos fenómenos de colapsación son muy recientes, apenas 10 años, y han afectado incluso a parcelas de secano. El emplazamiento de estos procesos se sitúa entre los barrancos del Penyó y de la Serradella, ocupando algo más de una hectárea.

La entrada del Túnel dels Sumidors se encuentra en la zona de cabecera del Barranc del Penyó, junto al propio cauce. Allí se forma una pequeña depresión endorreica cuyo origen se adivina posterior a la formación del lecho del barranco, como consecuencia de la posible pérdida de agua del *talweg* a favor de fenómenos de colapso del techo de la galería. Una tercera cavidad completa el complejo formado por els Brolladors y el Túnel; se trata de la Font de la Serradella, surgencia que permite el retorno a la superficie de las aguas sumidas en el subsuelo a más de 1 km de distancia.

### 3.2. *Formas subterráneas*

No vamos a entrar en una descripción detenida ya que este aspecto viene reflejado en publicaciones anteriores. Tan sólo mencionaremos las principales características del desarrollo hipogeo del aparato kárstico estudiado.

Como ya hemos visto, es la Cova dels Brolladors el origen del mismo. Su acceso, semioculto por sedimentos, queda reducido a un laminador, inicio de una galería descendente que finaliza a los 60 m de recorrido en un sifón no explorado. El Túnel dels Sumidors es el conducto de mayor desarrollo. Se accede a él por un pequeño pozo, iniciándose el recorrido en sentido aguas arriba que se aproxima a medio km de longitud, por donde fluye un riachuelo de aguas perennes. Galerías superiores comunican con la principal por su bóveda, existiendo varios pequeños sifones hacia los tramos finales, distantes tan solo 60 m del señalado en la Cova dels Brolladors. Aguas abajo presenta un recorrido de unos 700 m, mucho más accidentado debido a la existencia de dos sifones a 160 m de la entrada y a multitud de resaltes y pequeñas cascadas, entre las que destacan la Cascada Llopis, de 23 m y la Elorriaga, de 15 m. Hacia su final aparece un sifón estacional y el actual sifón terminal del que se ha explorado cerca de 40 m, sin rebasarlo.

Las aguas del Túnel resurgen finalmente por la Font de la Serradella, cavidad reducida a causa de la casi completa colmatación sedimentaria. Hecho destacable es la salinidad de sus aguas —alcanzan más de 40 g/l de residuo seco— mientras

que las circulantes por el interior dels Sumidors continen una concentració de tan solo 2 g/l. Siendo las mismas aguas, como quedó demostrado mediante la adición de fluoresceína, (DONAT, 1966), el volumen de material disuelto necesario para facilitar esta concentración implica la existencia de procesos de vaciado importantes. Ello podría explicar los fenómenos de colapsamiento aludidos al hablar del campo de dolinas de hundimiento, que precisamente se sitúan entre el sifón terminal del Túnel y la Font de la Serradella.

### 3.3. *Formación del karst. Espeleogénesis*

El origen del aparato kárstico Brolladors-Sumidors-Serradella, desarrollado en un valle ciego, puede ser explicado aludiendo a la normal karstificación de los yesos; no obstante, la primitiva área endorreica que motivó esta circulación hipogea de las aguas podría responder a un abombamiento halocinético al NE del afloramiento triásico. En cualquier caso, las aguas encontrarían soluciones de continuidad en el fondo de la depresión, comenzando con ello la excavación del conducto subterráneo con una morfología erosiva que sería posteriormente retocada por procesos clásticos y sedimentarios hasta conferir el actual aspecto de la cavidad.

Las conexiones estructurales y tectoglifos debieron estar representados por los planos de estratificación, siempre verticales, muy buzantes o replegados y por los abundantes planos de falla. Sus estrías y recristalizaciones pueden observarse frecuentemente a lo largo de la cavidad, especialmente a favor de algunos procesos clásticos posteriores a la formación de la galería.

Los condicionantes litológicos ejercieron un papel fundamental en la espeleogénesis y explican muchos aspectos de la forma de los perfiles transversales de la cavidad. Es este caso el del primer tramo aguas arriba a partir de la boca del Túnel, donde el conducto ha sido excavado de forma diferencial sobre un estrato de yeso confinado por otros arcillosos que permanecen formando las paredes de la galería en este sector. La presencia de lentejones de dolomía intercalados en la serie triásica ha tenido igualmente una incidencia notable en el desarrollo espeleogénético. Al ser alcanzados por las aguas subterráneas, su estructura agrietada y triturada por la movilidad plástica de las arcillas encajantes y su gran permeabilidad condicionarían el abismamiento del río subterráneo. Si admitimos que la circulación se realizaba en régimen anegado, estas bolsas carbonatadas retendrían el agua que sería evacuada más lentamente mediante otras soluciones de continuidad. Al alcanzar el aparato kárstico una cierta entidad volumétrica en su desarrollo los materiales de estos lentejones, disgregados por la meteorización de las aguas tendrían la posibilidad de ser evacuados dando como resultado la formación de salas más o menos importantes. Se puede comprobar que las cascadas del Túnel coinciden con tramos amplios en donde se reconocen perfectamente las dolomías. Las galerías superiores, Alta y Media corresponden a un solo conducto original que ha evolucionado en dos a causa de procesos sedimentarios y clásticos posteriores. El origen del mismo parece estar en estrecha relación con la absor-

ción de la uvala situada entre la Cova dels Brolladors y el Túnel dels Sumidors, con lo cual se trataría de un afluente hídrico cenital de la galería del Túnel, actualmente inactivo (DONAT, 1966).

#### 4. DEPÓSITOS FLUVIALES

##### 4.1. *Terrazas epígeas*

La conexión del relieve kárstico estudiado con su nivel natural de base representado por el riu Cànyoles se efectúa siguiendo el curso del Barranc de la Serradella, el cual confluye con otros dos antes de desembocar en el colector principal del área, que a su vez recorre un amplio valle alineado en la vertiente septentrional de la Serra Grossa.

En su zona baja, estos barrancos discurren encajados en un antiguo cono de deyección encostrado que se corresponde lateralmente con una gran terraza, también brechificada del Cànyoles, ( $T_1$ ). El tramo de este río próximo a Vallada nos ha permitido distinguir hasta cuatro niveles de terraza (fig. 3). El más antiguo es el de la mencionada terraza encostrada que presenta una cota comprendida entre 10 y 12 m sobre el cauce actual. Se trata de un depósito conglomerático de grandes cantos subredondeados calizos con importante matriz limoarcillosa, y en conjunto fuertemente concrecionado, con pátinas rojizas de oxidación.

La parte superior del depósito la constituye un nivel calcítico de unos 20 cm de espesor. El depósito descansa directamente sobre margas miocenas burdigalienses, que foman el substrato del valle y que también han sido excavadas por un episodio de incisión posterior.

Un corte de la carretera de Vallada a la estación de ff. cc. permite observar sobre la anterior terraza un depósito discordante, no cementado, de origen aluvial que contiene algunos fragmentos rodados de travertinos. ( $T_2$ ) Este depósito se interdigita hacia el S con acumulaciones coluviales de la vertiente septentrional de la Serra Grossa.

A cotas más bajas sobre el riu Cànyoles se observa otra terraza, aproximadamente a +4 m formada fundamentalmente por limos y arcillas, con algunos cantos, sobre la cual proliferan los cultivos agrícolas. ( $T_3$ )

Se puede considerar como una cuarta terraza el fondo pedregoso del río, colgado cerca de 1 m sobre su cauce real perenne, aunque llega a funcionar en las avenidas extraordinarias. ( $T_4$ ) Cabe señalar la presencia de un testigo de terraza fluvial junto a la misma boca del Túnel dels Sumidors, consistente en un nivel calcítico que se encuentra recubriendo un conglomerado muy cementado idéntico al que forma la terraza de la galería inferior del Túnel y también a la  $T_1$  del Cànyoles. Este dato evidencia que la formación de la boca del Túnel es cronológicamente posterior a la formación de dicha terraza.

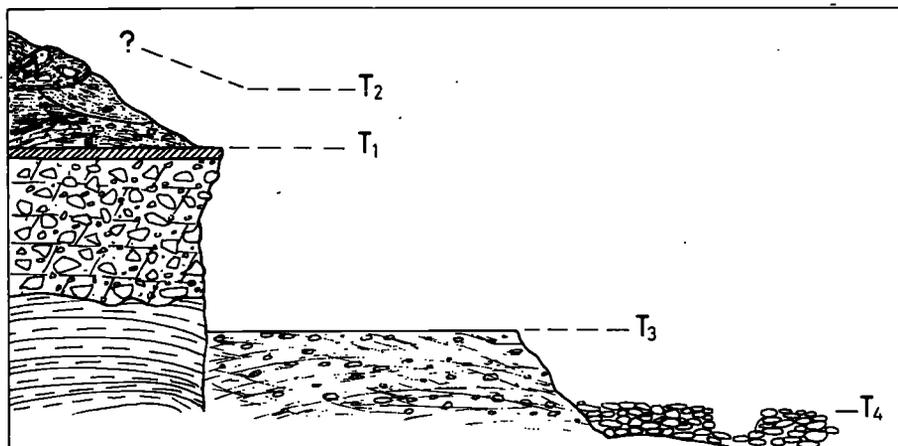


Fig. 3. — Esquema de la disposición de las terrazas epigeas.

#### 4.2. Terrazas hipógeas

Los depósitos fluviales existentes en el interior de los Sumidors fueron el principal objetivo de este estudio. Su análisis sedimentológico nos ha permitido abordar el conocimiento de la evolución geológica de esta cavidad y del karst yesífero que la contiene. Son escasos los testigos de este tipo de acumulaciones a lo largo del Túnel, a excepción del tramo comprendido entre la llamada Sala del Desplome y los Pisos Superiores, zona donde sí aparecen ampliamente representados. Especial desarrollo adquieren en la Galería de las Terrazas, a la que confieren una morfología característica (fig. 4). Aquí aparecen formados por un sedimento fuertemente encostrado sobre el cual se observan restos de otros niveles más sueltos.

Las denominadas Galerías Superior y Galería Media constituyen en realidad un mismo conducto separado por un relleno fluvial no cementado que descansa sobre otros depósitos brechificados. Este relleno presenta un corte estratigráfico ideal para el estudio. Ambos puntos mencionados ofrecen una secuencia completa en vertical y sobre ellos se ha realizado el análisis estratigráfico y sedimentológico cuyas características se describen a continuación:

#### ESTRATIGRAFÍA

##### *Secuencia fluvial de la Galería Inferior*

Niveles:

- G1 - I Estrato de cantos calizos de 4 a 6 cm  $\varnothing$ , homométricos, empastados en matriz arcillosa rojiza. La disposición del depósito no permite

[9]

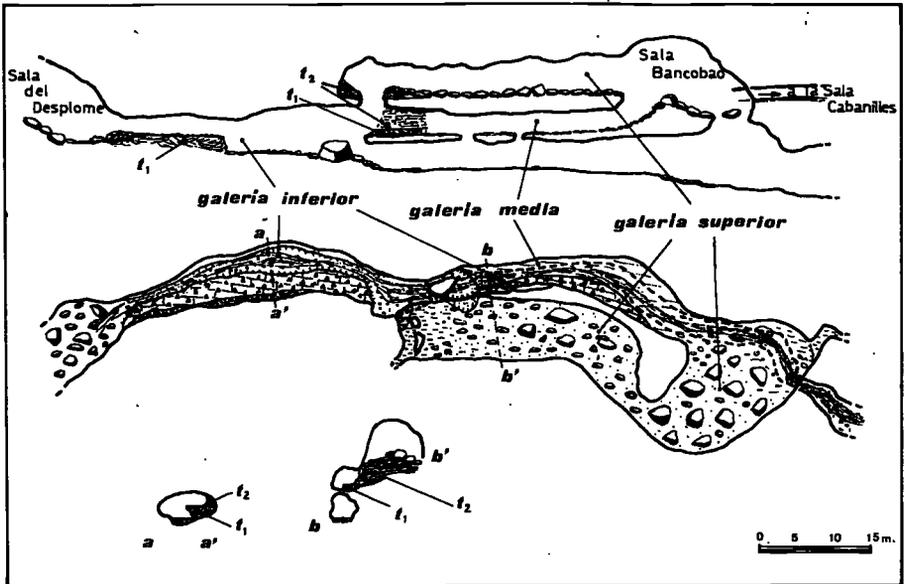


Fig. 4. — Galería de las Terrazas. Situación de los depósitos hipógeos estudiados.

detectar el contacto con el muro, aunque parece descansar sobre roca madre. Potencia vista 20-30 cm.

- GI - II Estrato arcillolimoso. Color 7,5 YR 5/4 marrón. Estructura laminar. Potencia 10-12 cm. Contacto neto respecto al anterior.
- GI - III Formado por abundantes gravas calizas, (70%), englobadas en arcillas color 10 YR 5/4, marrón amarillento. Su aspecto es evolucionado. Incluye algún cuarzo. Potencia 15 cm. Contacto erosivo con el nivel precedente.
- GI - IV Nivel de cantos/gravas con matriz arenoarcillosa. La morfología de los gruesos es redondeada y ofrece trazas de carbonatación secundaria que forma pequeños conglomerados. Se registran asimismo fragmentos tobáceos. Contacto gradual respecto al anterior. Color 7,5 YR 5/4, marrón. Potencia 20 cm.
- GI - V Ausente la fracción gruesa, los finos son limos arcillosos cuya estructura es levemente laminar. Color 5 YR 5/3 marrón rojizo. Potencia aproximada 10 cm.
- GI - VI Abundantes cantos redondeados o subredondeados, (75%), incluidos en matriz arenoarcillosa. Estructura masiva. En contacto erosivo respecto al anterior, presenta una litología caliza con algunos cuarzoes hematoideos. Aspecto muy evolucionado. En casi su totalidad presentan en superficie una limonitización en forma de pátina. Enriquecimiento en carbonatos. Color 5 YR 6/3, marrón rojizo claro. Potencia 10-15 cm.

- GI - VII Estrato litoquímico que da lugar a una costra estalagmítica de unos 2-3 cm.
- GI - VIII Nivel limoso, sin gruesos. Estratificación cruzada de bajo ángulo con gradación positiva. Color 5 YR 5/3, marrón rojizo. Potencia 12-15 cm.
- GI - IX En contacto erosivo, se forma básicamente con cantos y gravas calizas, (85%), alteradas. Se observa la presencia de pequeños fragmentos de costras estalagmíticas. Color 5 YR 6/3. Marrón rojizo claro. Potencia 20 cm. Enriquecimiento en carbonatos que se depositan sobre los clastos. Al mismo tiempo se detecta un proceso de precipitación de Fe que queda en forma de pátina.
- GI - X Estrato litoquímico que brechifica parcialmente los niveles inferiores y forma una costra estalagmítica sobre esta primera unidad. Potencia 5 a 6 cm.
- Gi - XI Discordante respecto al anterior, un 60% de gravas compone este nivel. Su litología altera sus características y es el yeso grisáceo y sacaroideo el material predominante, al que acompañan cuarzos blancos y hematoideos. Numerosos fragmentos de travertino. Color 5 YR 5/3, marrón rojizo. Textura de la fracción fina arenoarcillosa. Su menor grado de cementación ha permitido el parcial desmantelamiento del estrato mermando su extensión en horizontal. Estructura interna masiva.
- GI - XII Formado por fracciones finas, arenosas. Color 5 YR 5/4 marrón, rojizo. En retazos junto a la zona parietal.

### *Secuencia fluvial de la Galería Superior*

Continuación de la serie anterior, aunque en contacto discordante, su relleno prosigue en una galería que se superpone al conducto que contiene los depósitos anteriormente descritos. Aquí la sedimentación se divide en diez estratos, coincidiendo los dos inferiores con los señalados en el perfil anterior sobre la costra estalagmítica con la denominación IX y XII (fig. 5).

#### Niveles:

- GS - I Formado por un 60% de gravas. Color 5 YR 6/4, marrón rojizo. Estructura masiva, textura de los finos, arenosa. Litología de yesos y cuarzos. Potencia aproximada 15 cm. Se deposita sobre los niveles brechificados ya descritos en la unidad inferior.
- GS - II Nivel arenoso de potencia entre 10-15 cm. Parcialmente erosionado adopta una disposición lenticular y una estratificación laminar. Color 5 YR 6/4, marrón rojizo claro.
- GS - III Fracción gruesa en un 80%, se engloba en arenas arcillosas. Predominio de yesos y cuarzos hematoideos, mezclados con escasas cali-

- zas. No se observa carbonatación secundaria. Potencia 45 cm. Estructura masiva, color 7,5 YR 5/4, marrón. Contacto inferior erosivo.
- GS - IV Incluye algunas gravas, (18%) compuestas de yesos sacároideos, espejuelos, etc., que alternan con cuarzos. La fracción fina es arenosa, con claras laminaciones. Color 7,5 YR 5/4, marrón. Potencia 50 cm. Contacto gradual respecto al estrato III.
- GS - V Nivel con un 95% de fracción gruesa en la que destaca un 60% de gravas. Contacto erosivo respecto al anterior y estructura masiva. Color 7,5 YR 5/4 marrón. Se dispone en una geometría en abanico, acoplándose a la topografía del conducto y su potencia oscila entre 23 y 50 cm. Abundan absolutamente los yesos y restos de alguna costra caliza.
- GS - VI Ausente la fracción gruesa, contiene un 70% de arena que se organiza en laminaciones paralelas. Potencia 20 cm. Color 5 YR 5/3. Marrón rojizo.
- GS - VII Textura arenoarcillosa, incluye un nivel de abundantes carbones de los que se obtuvo una datación de radiocarbono, (C-269), de 5300 + 200 B.P. Potencia 15 cm. Color 5 YR 4/3 marrón rojizo.
- GS - VIII Último estrato que contiene fracción superior a 2 mm, aunque en mínima proporción. Litología similar a las anteriores. Textura de arena gruesa, estructura laminar planar. Potencia 30 cm. Color 5 YR 5/3 marrón rojizo.
- GS - IX Nivel arenoso que adopta una estratificación cruzada de bajo ángulo, 35 cm de potencia. Color 5 YR 4/3, marrón rojizo.
- GS - X De características similares a los anteriores y en contacto difuso, ofrece una potencia vista de 15-20 cm que se organiza en laminaciones paralelas. Color 5 YR 4/3 marrón rojizo. Sobre él y en diversos puntos se acumula material clástico procedente del techo.

Conocido el conducto de alimentación a partir del cual se han introducido los materiales y aprovechando que parte de su acumulación sedimentaria es perfectamente identificable con el tramo superior de la terraza GS, se ha procedido a un muestreo cuyo objeto único ha sido identificar las variaciones en la dinámica sedimentológica a que se somete el depósito si se sitúa frente a la ruptura de pendiente entre el conducto y la Galería Media y las características que adquiere al cabo de un proceso más prolongado de transporte. El testigo obtenido es poco potente, (unos 60 cm) y su estratigrafía iniciada desde la parte inferior es:

- Nivel I Arenas que contienen gravas dispersas. 20 cm. Corresponde al nivel IV de la Terraza Superior.
- Nivel II Estrato arenoso con alguna grava. 26 cm. Sigue correspondiendo al IV.
- Nivel III Gravas y cantos con mínima proporción de finos (8%). Se identifica con el nivel V.

Galería Superior

Galería Inferior

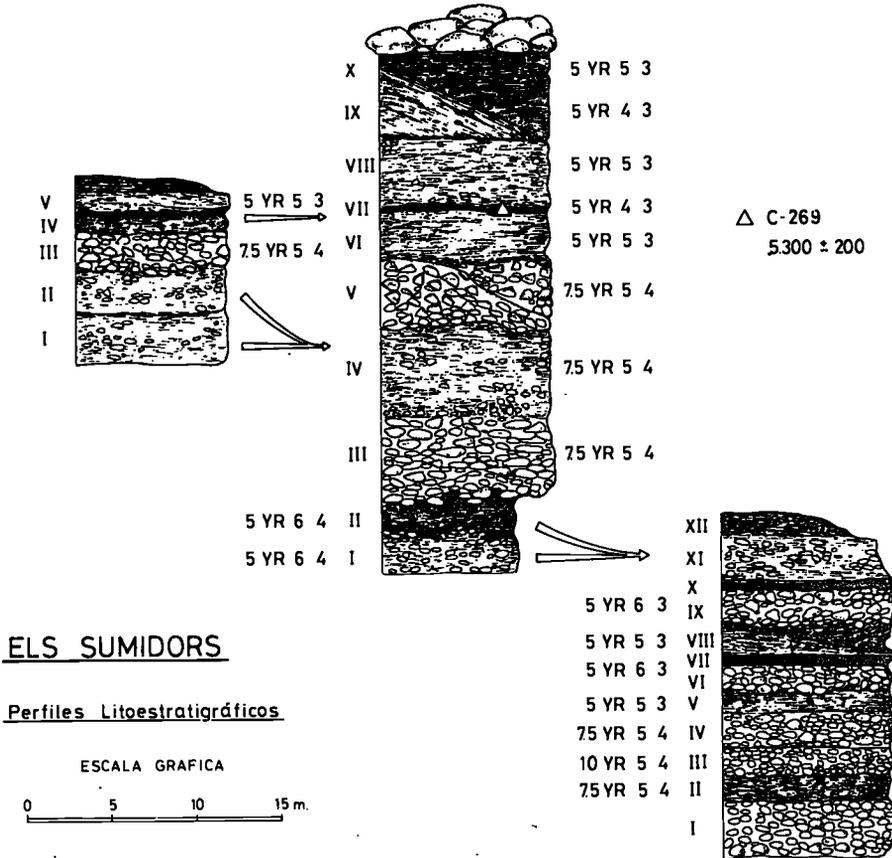


Fig. 5. — Perfiles litoestratigráficos de las terrazas subterráneas.

Nivel IV Arenas laminadas, 10 cm. Corresponde al n. VI. Se le superpone una delgada capa de carbones.

Nivel V Arenas laminadas 8 cm. Identificadas con el nivel VIII. Aquí aparece un nivel de arcillas coronando el corte.

Por último, un importante testigo de antiguas etapas de relleno se registra en la columna sedimentaria de la terraza G1 de la Galería Inferior. Su disposición en forma de pequeños rellenos lenticulares, dicontinuos y de poca potencia desaconsejaron un intento de análisis sedimentológico, optándose por la simple constatación de su situación adosada lateralmente a la antigua terraza encostrada. La

consideración visual de sus características denotó la ausencia de carbonatación (lo que propiciaría su desmantelamiento en los episodios erosivos posteriores) al tiempo que permitiría detectar la existencia de un claro nivel de carbones incluidos en un estrato arcilloso. Su abundancia animó un cuidadoso muestreo para su posible datación, así como para llevar a cabo un análisis polínico. El resultado de la primera (C-269), reveló un momento final del Pleistoceno Superior,  $11200 \pm 400$  B.P., lo que en términos palinológicos equivale aproximadamente al Dryas III.

## 5. ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO

Se ha realizado un análisis sobre todas las fracciones detríticas que integran los sedimentos siguiendo una metodología clásica sintetizada por Briggs, (1977). En la fracción gruesa se ha ponderado la composición litológica, tamaño, forma y alteraciones postsedimentarias. En las finas se ha realizado un análisis granulométrico con obtención de índices y parámetros, (FOLK y WARD, 1958), determinándose el contenido de calcio y pH.

Los resultados sobre la fracción superior a 2 mm informan en principio de una diferencia marcada respecto a las dos unidades estudiadas. En la inferior, (niveles I a X), la litología es en todos los casos caliza. La forma de los cantos muy evolucionada, se integra sistemáticamente en la categoría 2 del diagrama de Zingg, o sea formas cúbicas o esféricas. El índice de desgaste de las aristas oscilan entre valores altos, de 2'3 a 3'3. Se aprecian fenómenos de limonitización.

En la unidad superior la litología está compuesta por yesos triásicos y algunas calizas, aunque con total predominio de los primeros. La forma de los cantos incide en el grupo 1 del diagrama de Zingg, o sea en forma de plaqueta o disco, propia de la fractura natural de los yesos. Las aristas están poco evolucionadas y el índice de desgaste oscila entre 0'6 a 1'8.

Respecto a la fracción fina (fig. 6), su estudio revela inmediatamente una separación de dos grandes familias, cada una de las cuales caracteriza un modo diferente de transporte y a su vez corresponde separadamente a las dos unidades mencionadas.

La primera de ellas (Terraza G1), ofrece una serie de curvas muy tendidas, de trazo netamente lineal. Ninguna de las subpoblaciones que las forman ofrecen buena clasificación que las destaque del resto. El contenido limoargílico es siempre importante, superándose ampliamente el 50% y llegando en ocasiones a un 80%. Todo ello define un transporte en un medio hídrico denso y viscoso, tipo colada de fango, aunque dentro de distintas fluctuaciones.

La segunda familia, (terrazza superior GS), adopta un trazo típicamente fluvial, (VISHER, 1968) y sistemáticamente presenta dos subpoblaciones bien diferenciadas. La primera, muy bien clasificada, dentro del rango de la arena gruesa y media, transportada en saltación; un punto de inflexión que se establece entre 2 y 3 phi la separa de una segunda población subordinada, transportada en suspen-

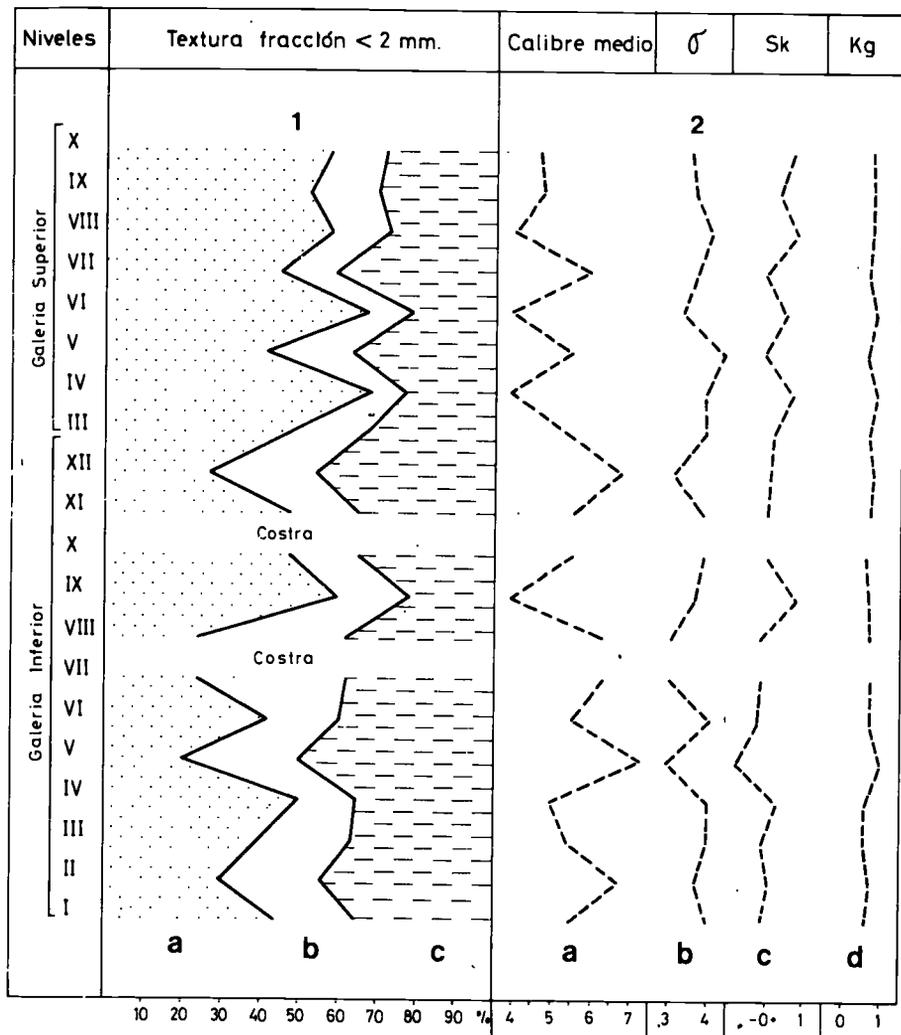


Fig. 6. — Fracción inferior a 2 mm. 1 Textura: a) arena; b) limo; c) arcilla. 2 Indices granulométricos: a) calibre medio; b) clasificación; c) asimetría; d) aplanamiento.

sión, cuya clasificación es muy deficiente. Los histogramas modales de ambas familias ilustran claramente esta diferencia (fig. 7).

Tras esta primera generalización que nos lleva a establecer el diferente régimen y origen de ambas acumulaciones, pasamos a considerar la historia del relleno.

Este ofrece un carácter cíclico, propio de sedimentos fluviales de circulación efímera o intermitente. Una serie de unidades sedimentarias características de la secuencia de relleno de canal, (PICARD y HIGH, 1973), se superponen. El nivel I de la terraza inferior, GI, señala el comienzo de un episodio bajo un régimen

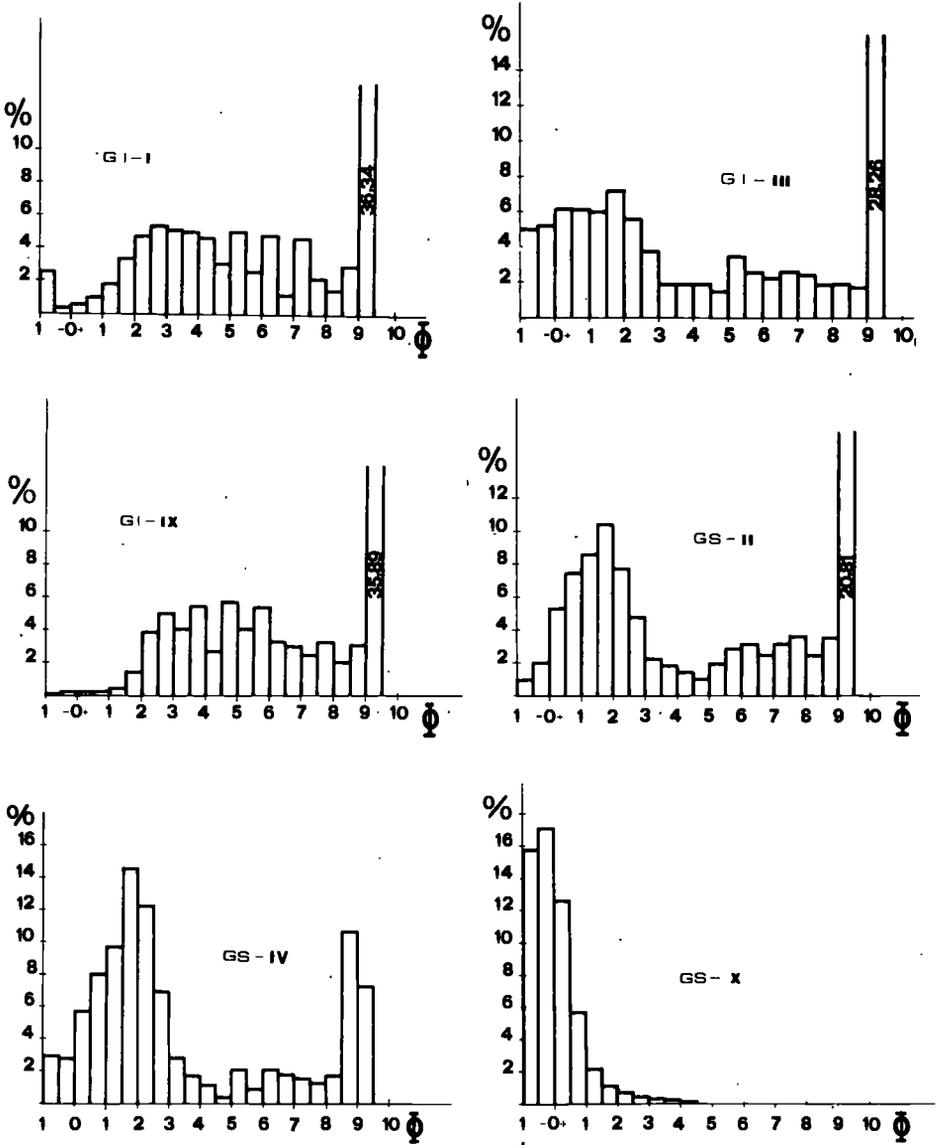


Fig. 7. — Histogramas modales. a) Galería inferior GI; b) Galería superior GS.

turbulento de alta capacidad de carga que transporta por tracción de fondo la fracción grosera del sedimento. Culminación de la secuencia será el estrato II que reflejará una disminución progresiva en la energía del medio. Tras este depósito, una reactivación en la circulación hídrica, de nuevo reflejando un elevado régimen de flujo y capacidad de transporte, dará lugar a la formación de los niveles

III, IV y V, que sintetizan una secuencia iniciada por carga de fondo cuya gradación positiva culmina en el estrato V, (con un tamaño medio de partícula mucho más fino y un valor muy negativo de asimetría). Aquí el paulatino descenso en el régimen de flujo permitirá el depósito de un material arcilloso en una estratificación horizontal paralela. Ello queda muy bien reflejado en las curvas granulométricas (fig. 8).

La correspondiente a las capas III y IV, hiperbólica, propia de una sedimentación forzada en elevado régimen de flujo, muestra un tamaño medio de partícula (Mz), de 5 phi, mejorando relativamente la clasificación en los rangos de arena gruesa y media, sin fases de decantación. La muestra V sigue un trazo parabólico, (concavidad hacia arriba), que refleja un descenso de la velocidad del medio. Como es propio de este tipo de secuencias la clasificación mejora en sentido ascendente (REINECK, 1975, p. 242) y la estructura del depósito es lenticular.

Una nueva fase de agradación permitirá la formación del nivel VI cuya estructura interna es groseramente gradada. Hasta este momento las características del relleno parecen responder a pulsaciones de actividad morfogenética, con activa removilización sedimentaria que provocará una denudación en las laderas y el consecuente acúmulo en cauces. Estos procesos no obstante, parecen iniciar un retroceso en el nivel VII, estrato litoquímico, no muy desarrollado, que refleja una detención en el aporte detrítico y condiciones de circulación hídrica lenta y laminar, con aguas saturadas en  $\text{Co}_3\text{Ca}$  bajo un ambiente propicio a la evaporación y reprecipitación de la calcita.

Sobre este nivel el estrato VIII de nuevo ofrece estructura interna gradada. La parte inferior recuerda las características de una estratificación cruzada de mediana escala propia de corrientes fluviales de velocidad moderada en un bajo régimen de flujo (PICARD y HIGH, 1973 p. 158). Su textura arenosa es coronada por un material arcilloso que adopta disposición interna laminar cuyo contacto con el nivel superior está erosionado. La energía del medio incrementa su capacidad de transporte en el siguiente estrato IX (fig. 9), que materializa un nuevo ciclo erosivo de la cuenca externa, con la consiguiente agradación en el cauce fluvial hipogeo. Típico depósito de carga de canal en un ambiente turbulento y elevado régimen de flujo, formará un estrato lenticular con un tamaño dominante de material grosero, aunque sin adoptar la distribución interna de una unidad sedimentaria completa.

El estrato está cubierto por el grueso pavimento estalagmítico de 5 a 6 cm (nivel X) (fig. 10) que se extiende persistentemente a lo largo de las formaciones de terraza visibles en la pared E de la cueva. El aporte de material detrítico cesa totalmente y unas condiciones propicias a la precipitación de los carbonatos son lo suficientemente prolongadas para dar lugar a la construcción de este potente encostramiento.

En un momento posterior tendría lugar la incisión del cauce y la consiguiente formación de terrazas laterales, permitiendo que nuevos ciclos de relleno colmaran paulatinamente toda la altura del cauce hipogeo. La parte inferior de este episodio estaría aquí representada sólo por los escasos materiales retenidos en di-

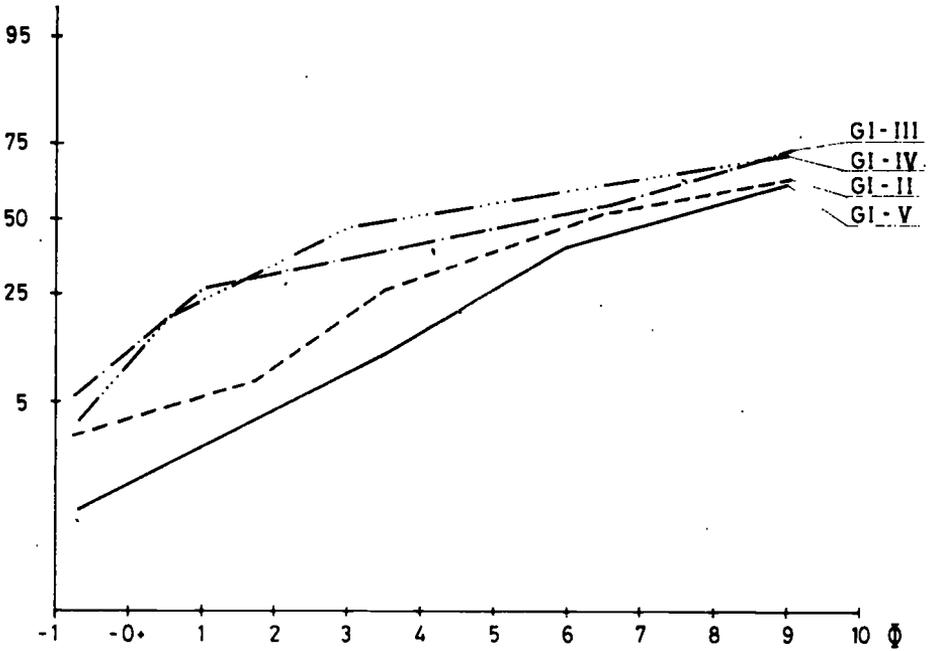


Fig. 8. — Curvas acumuladas galeria inferior.

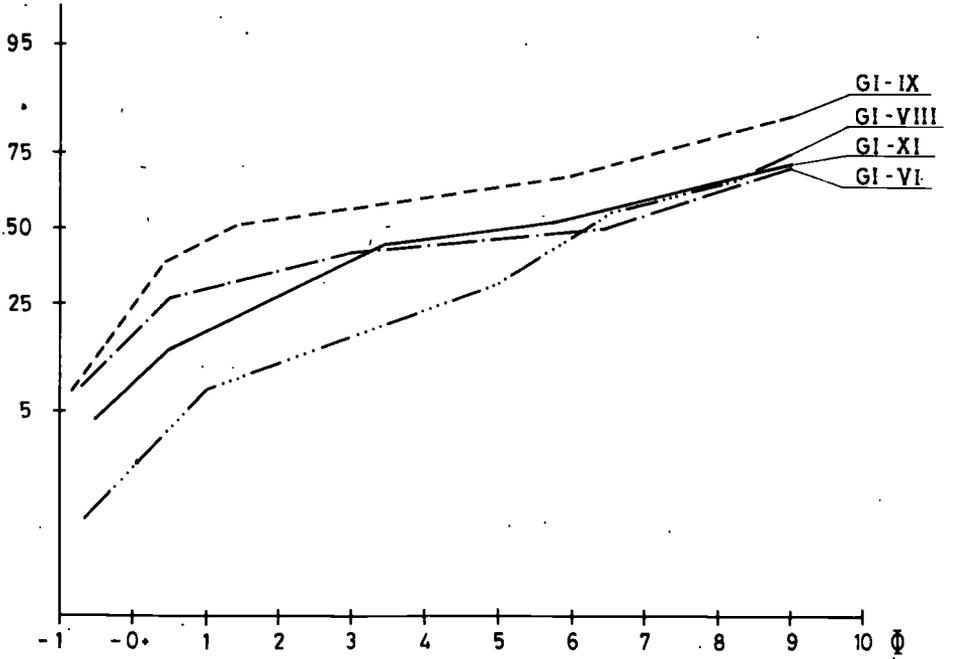


Fig. 9. — Curvas acumuladas galeria inferior.

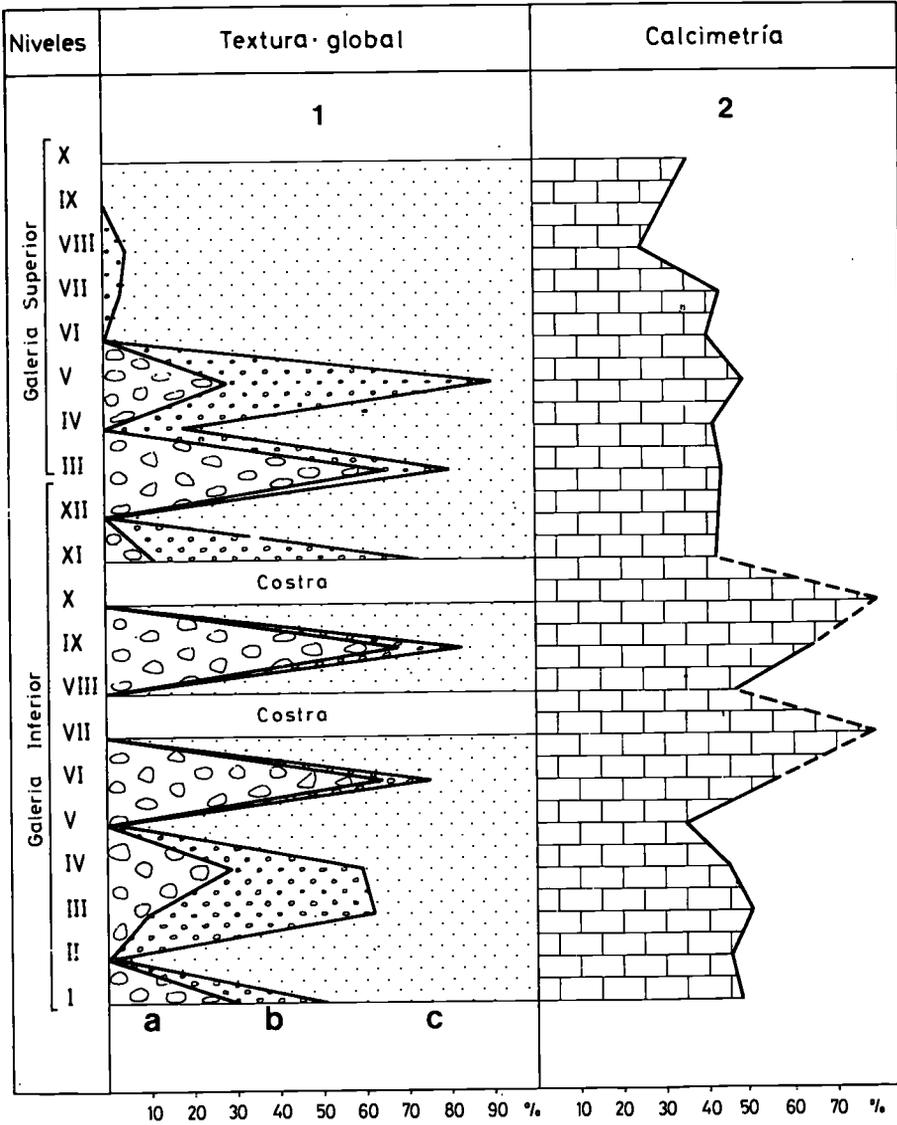


Fig. 10. — 1) Textura global: a) cantos; b) gravas; c) fracción 2 mm. 2) Calcimetría.

versos puntos cuya datación nos permite adscribir estos sedimentos al pleistoceno superior final. La continuación de este depósito, obtenida sobre los materiales cementados de la terraza inferior, GI y su prolongación en las galerías superiores nos informa de sus distintas características respecto al anterior. Siguiendo el orden deposicional, los estratos I y II de la Terraza superior, (correlacionables con

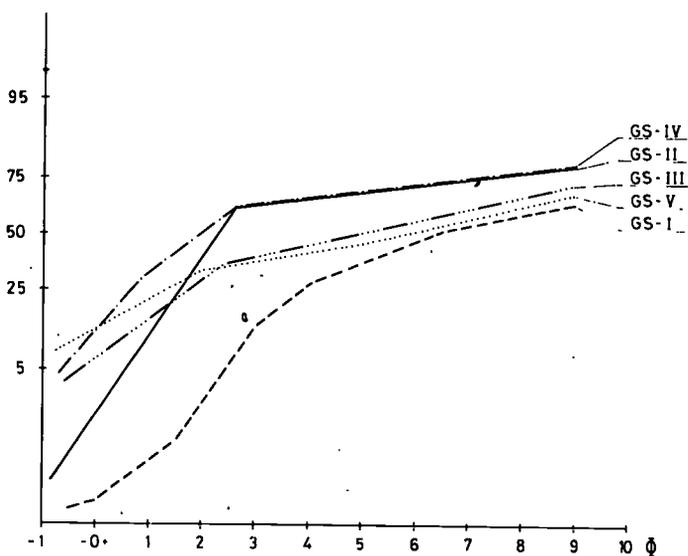


Fig. 11. — Curvas acumuladas galería superior.

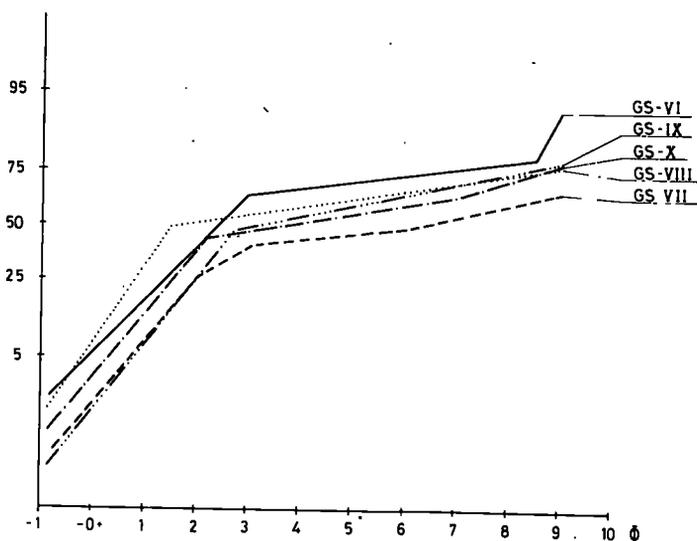


Fig. 12. — Curvas acumuladas galería superior.

los estratos XI y XII de la Terraza GI), representan una nueva unidad iniciada por carga de fondo a la que se superpone un nivel arenoso, con estructura paralela horizontal, sin niveles representativos de las fases de decantación, erosionados por el contacto con el nivel III (fig. 11).

Este, muy importante, personifica una elevada energía y capacidad de carga que remitirá gradualmente en el nivel IV.

La última manifestación de la introducción masiva de fracción gruesa en el conducto estará representada por el nivel V compuesto por abundantes gruesos

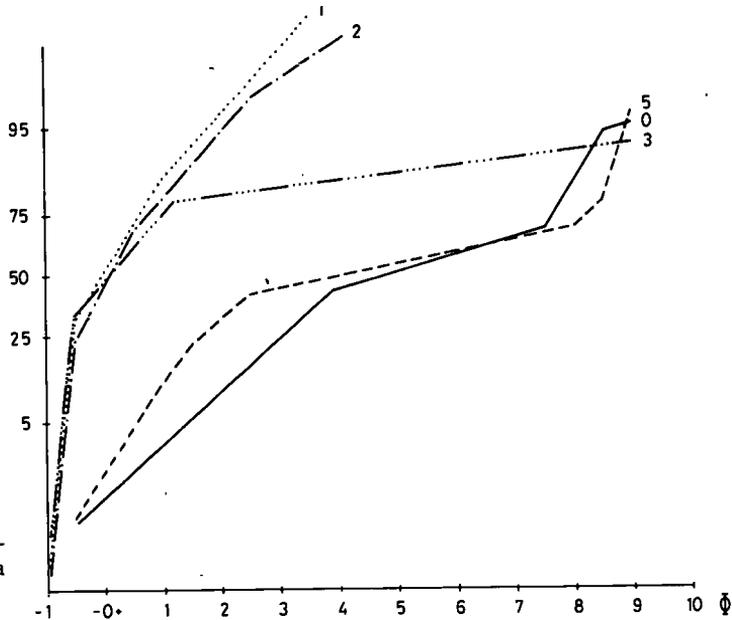


Fig. 13. — Curvas acumuladas parte alta de la galería superior.

en matriz arcilloarenosa. Sucederá un ciclo de aportes que recuerdan la organización estructural de las unidades sedimentarias en fase de relleno de canal, esta vez con una secuencia completa en gradación ascendente positiva que comenzaría por el nivel V, (carga de fondo), VI, (laminación cruzada de bajo ángulo) y VII, (estratificación paralela horizontal), con erosión del componente arcilloso en la parte superior.

Una última sedimentación vendría dada por los estratos VIII, IX y X (fig. 12), cuya estructura interna comienza por una estratificación de bajo ángulo seguida por un nivel entrecruzado tipo festón terminando con laminación horizontal paralela en el estrato X. Ya se ha comentado que la parte media superior de esta secuencia pertenece al 5300 B.P.

La comparación de los estratos coincidentes muestreados pocos metros aguas arriba en la ruptura de pendiente ocasionada al pie de la salida del conducto de alimentación, da lugar por su situación particular a un grupo o familia sedimentaria totalmente distinta a las anteriores, (fig. 13). Adopta en líneas generales una magnífica clasificación, (0'5, 0'4 en algunos casos), y un tamaño medio mayor de partícula, condiciones que reflejan una elevada energía, y deposición forzada ante el brusco desnivel, con evacuación de la mayoría de las partículas finas. Metros abajo, el flujo aparece ya más organizado y adoptando la dinámica propia de un curso fluvial. Este tipo de curvas ha sido ya estudiado en medios sedimentarios efímeros de alta energía (FUMANAL, CARMONA, MEYER, 1982).

## 6. EVOLUCIÓN MORFOCLIMÁTICA

El conjunto de la información obtenida en el presente estudio permite sintetizar una reconstrucción evolutiva de la historia de la cavidad, y su entorno parakárstico. Para ello nos hemos basado en las características hidrodinámicas que se deducen del análisis sedimentológico de las terrazas fluviales estudiadas.

Hay que partir del hecho de que el aparato kárstico Sumidors-Serradella se originó después de producirse el afloramiento de los materiales de la facies Keuper, lo cual es obvio ya que su posición y desarrollo son consecuentes con la morfología exokárstica presente en el área yesífera.

Por este motivo la cuenca de recepción del valle ciego de Brolladors estaría compuesta tanto por terrenos carbonatados, (cretácicos) como yesosos y arcillosos, (triásicos), situación que mantiene en la actualidad. Esta consideración resulta de gran importancia a la hora de interpretar las condiciones de formación de los depósitos fluviales del Túnel dels Sumidors.

Las características sedimentológicas de la primera terraza demuestran que el área de aprovisionamiento de sus materiales se desarrollaba especialmente sobre calizas acompañadas de abundantes depósitos o bolsas de arcillas de descalcificación que habitualmente dieron lugar a la formación de un flujo denso en los sucesivos episodios de circulación dentro de la cavidad. Por tanto podemos suponer que en el momento de formación de esta terraza hipógea los procesos erosivos estaban desmantelando una primitiva morfología kárstica desarrollada sobre calizas cretácicas inmediatas al afloramiento triásico. La gran proporción de fragmentos calcáreos frente a la escasa representación de otros del Keuper en este depósito cementado parece asociar esta acumulación a procesos propios de un clima frío y húmedo que permitieran una intensa disgregación de las rocas cretácicas por mecanismos crioclásticos frente a una denudación mucho menor de los materiales triásicos, apenas fisurados.

El encostramiento de la Terraza inferior sería consecuente a la formación de los dos niveles calcíticos que la recubren, los cuales, a su vez marcan una variación climática significativa que implica un clima más templado o cálido asociado a un régimen hidrológico laminar y por lo tanto, más seco que el anterior.

El siguiente suceso deducible de la interpretación geomorfológica del Túnel dels Sumidors es la existencia de una etapa posterior de excavación fluvial que afectó a los anteriores depósitos, originando una morfología de terrazas. Este proceso implica la presencia de una nueva variación climática con mayores precipitaciones, asociada a un descenso del nivel de base de la cavidad, (río Cànyoles, río Albaida, Xúquer).

La formación del depósito estudiado especialmente sobre la terraza de la galería alta, (GS), cuya edad se puede situar entre 12.000 y 5.000 años B.P. según dataciones radiocarbónicas, podría responder a una pulsación positiva del referido nivel de base.

Las características sedimentológicas señalan un medio de transporte mucho más fluido y libre que el de la terraza inferior, (GI), caracterizado por la inclusión de elementos silíceos y yesos, todo lo cual implica que los procesos erosivos de la cuenca tienen especial incidencia en los materiales triásicos. El aterrazamiento y casi total desaparición del depósito anterior que no sufrió cementación señalan una etapa erosiva de gran intensidad que puede ser atribuida a un nuevo descenso del nivel de base que, en este caso, se situaría a partir de la segunda mitad del Holoceno.

El significado paleoclimático deducible de este segundo depósito puede ajustarse más y ceñirse a una interpretación cronológica. A diferencia de los procesos sedimentarios, que rítmicamente se repiten en la primera acumulación, denotando unas condiciones ambientales prolongadas y sin matizaciones, a excepción del episodio final, en el caso de la unidad superior sí se señala un cambio claro en las características sedimentarias, y con ello, ambientales. Aunque no han podido interpretarse sedimentológicamente los niveles del Pleistoceno superior final, el estudio polínico realizado por Michèle Dupré<sup>1</sup> sobre estos materiales informan de que el estrato que arrojó una datación del 11.300 B.P. presenta unas características esteparias dentro de una vegetación abierta. La cobertura herbácea parece reflejar un ambiente seco y fresco, pese a la existencia de taxones mediterráneos. Es el momento más frío dentro de esta secuencia y cronológicamente se sitúa hacia el Dryas III. El taxon más abundante pertenece a las cicoriáceas, (55%). Entre los árboles el mejor representado es el pino (19%) al que sigue la carrasca con un 7'5%.

Estas condiciones, en cierto modo rigurosas, provocarán una morfogénesis activa en la cuenca vertiente, con repetidos procesos de meteorización. Los materiales fragmentados serán posteriormente transportados hacia las zonas inferiores de los valles. Estas pulsaciones denudativas, que parecen pertenecer a un clima marcadamente estacional sí se constatan en la acumulación de los estratos I, II, III de la terraza GS, que, como ya hemos visto, incluyen abundantes fracciones gruesas en un régimen turbulento.

Paulatinamente los sedimentos reflejan un paso lento pero sin retroceso a un tipo de depósito que denotará cada vez mayor protección de las laderas por la cobertura vegetal. Tal se deduce de la cadencia de los niveles IV, V, VI, donde además, el análisis polínico informa de una mejora de las condiciones. El bosque se va cerrando, aún con el pino como especie dominante (45%); sigue siendo fresco el ambiente climático pero las carrascas están ya bien representadas, (27%), y las herbáceas están igualmente dominadas por las cicoriáceas. Se apunta pues a una mayor temperatura y humedad.

Culminando la secuencia los niveles sedimentológicos a partir del VI reflejan ya decididamente una total protección de laderas y valles bajo condiciones claramente biotásicas, cuyas manifestaciones coinciden con el óptimo climático

<sup>1</sup> Agradecemos mucho la información proporcionada por la autora, avanzándonos conclusiones que serán publicadas en breve en un próximo estudio bioclimático de la zona.

holoceno, ya detectado a partir de otros estudios sedimentológicos y polínicos, (FUMANAL y DUPRÉ, 1983), anteriormente publicados.

A este tenor, el análisis polínico coincidente con el estrato VII atestigua una mejora climática culminante. El valle está cubierto por un bosque de carrascas denso, (*Quercus rotundifolia* en un 50% y pino con un 30%). Las herbáceas se representan por compuestas ligulifloras (6%) y gramíneas (4'5%).

Tras estos episodios y obedeciendo a una pulsación negativa del nivel de base kárstico que ocurrirá en un momento posterior al 5.000 B.P., se producirá la incisión de los depósitos de la terraza GS, que quedarán lateralmente como testigos morfológicos de la terraza holocena.

Como síntesis de la evolución del Karst de Vallada se ha realizado el siguiente cuadro-resumen, en base a las observaciones realizadas y sobreentendiendo que el mismo no es más que un simple ensayo susceptible de ser reajustado y complementado a la vista de futuras investigaciones (fig. 14).

El estudio realizado ha permitido obtener además las siguientes conclusiones:

- La Galería Superior del Túnel del Sumidor constituye un antiguo afluente cenital de dicha cavidad y no un conducto abandonado del curso hídrico principal, lo cual se deduce de las implicaciones hidrodinámicas del estudio de las terrazas.
- Las terrazas hipogeas estudiadas son correlacionables con las terrazas del río Cányoles. Así la terraza de la Galería Inferior es perfectamente asimilable a la T<sub>1</sub> del Cányoles y la de la Galería Superior a la T<sub>2</sub>. Los pequeños depósitos excavados, de baja entidad y distribuidos a lo largo del Túnel, a las terrazas más modernas del Cányoles.
- La abertura de la boca del Túnel es posterior a la formación de la cavidad y también a la deposición y cementación de los materiales de la terraza antigua, tal como demuestra la existencia de un testigo fluvial encostrado.
- Durante el período de formación del nivel calcítico que corona la terraza antigua (t<sub>1</sub>), debió producirse un depósito tobáceo asociado a los manantiales kársticos, tal como se deduce por la presencia de fragmentos de esta naturaleza en el depósito de la segunda terraza. La edad de estas supuestas tobas sería anterior al 12.000 B.P. y no se remontaría más allá del Pleistoceno Medio.
- Una incisión generalizada de los cauces puede situarse a partir del 5.000 B.P.

## 7. CONCLUSIONES

La formación del aparato kárstico Sumidors-Serradella es en nuestra opinión atribuible a una etapa pre-cuaternaria, basándonos en su posición topográfica y morfológica respecto a la antigua superficie de erosión-karstificación visible a lo largo de la alineación montañosa de la Serra Grossa - Mondúver. Esta asignación cronológica coincide con la de otros estudios referidos a la fachada mediterránea

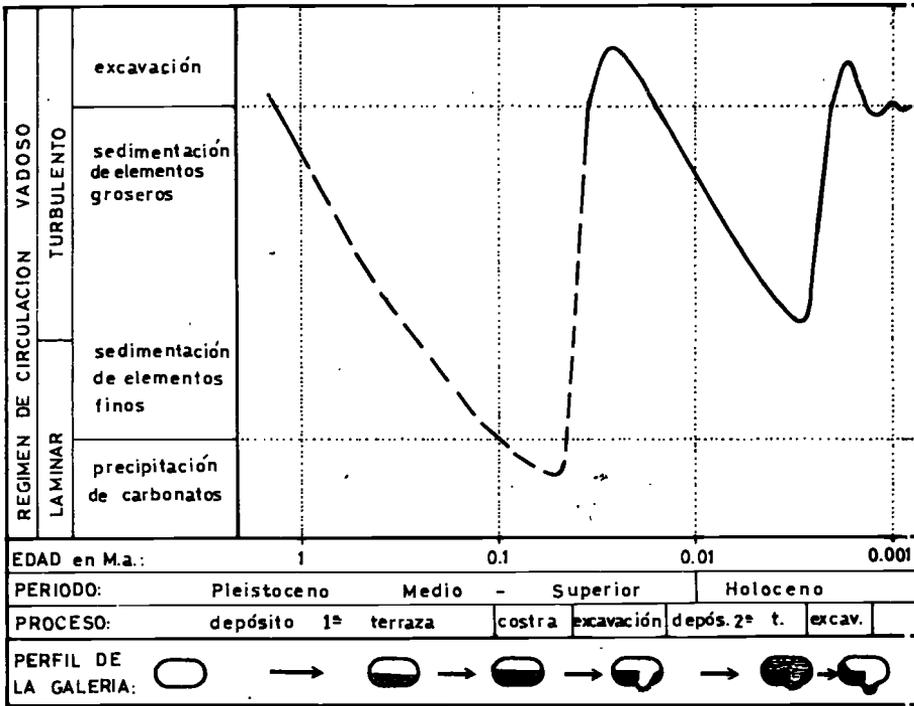


Fig. 14. — Aproximación sintética de la evolución sedimentaria del Túnel dels Sumidors durante el Cuaternario.

española, (GUTIÉRREZ ELORZA *et al.*, 1982; GARAY, 1983; GINÉS *et al.* 1979; PEZZI, 1975, etc.). En ellos se señala el desarrollo durante el Plioceno de una morfología kárstica muy acusada en condiciones de clima tropical o subtropical que dio lugar a la formación de abundantes depósitos de arcillas rojas y que corresponde a la fase más importante de karstificación de la zona citada. Su desmantelamiento parcial comenzó tras el encajamiento de la red fluvial desde principios del cuaternario.

La terraza antigua encostrada debió formarse pues a lo largo del Pleistoceno Inferior-Medio. Los niveles calcíticos podrían ser asimilados a sendos interstadios de temperatura moderada. Una primera etapa de erosión y consiguiente excavación de la terraza G1 tiene lugar en el Pleistoceno Superior. La nueva acumulación fluvial, (GS) se deposita entre el Pleistoceno Superior terminal y mediados del Holoceno, tras cuyo momento se producirá la segunda fase erosiva.

## BIBLIOGRAFIA

- ANÓNIMO (1981), «Túnel dels Sumidors: primer desnivel mundial en yeso (Valencia)» *Noticiario Lapiaz*, núm. 8, pp. 60.
- BRIGGS, D.J. (1977), *Sources and methods in geography: Sediments*. Butterworths, 190 p.
- CEBRIÁN, R. (1982), «El río subterráneo 'Túnel dels Sumidors'». *Valencia Atracción* núm. 564, pp. 16-17.
- DONAT ZOPO, J. (1966), «Río subterráneo 'Túnel del Sumidors' Vallada, Valencia». *Archivo de Prehistoria Levantina*, t. XI, pp. 255-273.
- FERNÁNDEZ, J., IBÁÑEZ, P. (1979), «XXX Anys d'Espeleología», ed. *Centre Excursionista de Valencia*. 109 pp.
- FOLK, R., WARD, W. «Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters», *Journal of Sed. Petrol.*, 27, pp. 3-26.
- FUMANAL, M.P., CARMONA, P. MEYER, M.J. (1982), «Tres medios sedimentarios actuales en el mediterráneo», *Cuadernos de Geografía*, núm. 31, pp. 97-128.
- FUMANAL, M.P., DUPRÉ M. (1983), «Epipaleolítico y neolitización en la zona oriental de la península ibérica: El ambiente físico y biológico», *Colloque international de Montpellier*. Premières communautés paysannes en Méditerranée occidentale.
- GARAY, P. (1983), *Estudio geomorfológico del macizo kárstico del Mondúver (Prov. de Valencia)*. Tesis de licenciatura inéd. Fac. de Ciencias. Universidad de Granada.
- GUTIÉRREZ-ELORZA, M., PEÑA MONNE, J.L., SIMÓN GÓMEZ J.L. (1982), «El karst en el sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica», *Reunión monográfica sobre el karst. Larra* 82. pág. 81-93.
- IBÁÑEZ, P. (1983), «Cavidades en yesos del País Valenciano» *Lapiaz*, núm. 11, pp. 21-36.
- ORTI CABO, F. (1974), «El Keuper del Levante Español», *Estudios Geológicos* núm. 30, pp. 7-46, C.S.I.C.
- PEZZI, M.C. (1975), «Algunas observaciones sobre sistemas morfoclimáticos y karst en las Cordilleras Béticas» *Cuadernos Geográficos*, Monografía núm. 1, Universidad de Granada.
- PICARD, M.D. y HIGH, L.R. Jr. (1973), «Sedimentary structures of ephemeral streams. Developments in sedimentology, vol. 17, Elsevier Sc. Publishing Co. Amsterdam.
- PULIDO-BOSCH, A. (1979), *Contribución al conocimiento de la hidrogeología del Prebético Nororiental (Prov. de Valencia y Alicante)*, Memoria del Ins. Geol. y Min. de España. t. 95, 410 pp.
- PULIDO-BOSCH, A. (1977-78), «El karst en yesos de Vallada, (Valencia). Incidencia en la calidad química de las aguas». *Cuadernos de Geología* núm. 8 y-9, pp. 113-122. Univ. de Granada.
- REINECK, H.E. y SINGH, I.B. (1975), *Depositional Sedimentary Environments*. Springer Verlag, Berlín, 439 pp.
- S.I.E. (1980), «Els Sumidors i la cova dels Brolladors» *Speleo SIE* núm. 24, pp. 51 a 62. Barcelona.
- VISHER, G.S. (1968), «Grain size distributions and depositional processes». *Journal of Sed. Petrology*, vol. 39 núm. 3, pp. 1074-1106.