

MUNIBE (Ciencias Naturales)	38	15-39	SAN SEBASTIAN	1986	ISSN 0027-3414
-----------------------------	----	-------	---------------	------	----------------

Recibido: 6 - 10 - 84

Evaluación geomorfológica de los depósitos aluviales de las cuevas de Iritegi y Artzen-Koba (Valle del río Aránzazu. Oñati. Guipúzcoa)

F. M. UGARTE*
C. LOPEZ-AZCONA***
J. A. GONZALEZ**

RESUMEN

En este trabajo se trata de investigar un sector de la cuenca alta del río Aránzazu (Oñati-Guipúzcoa), desde el punto de vista geomorfológico con objetivos claros:

- Confirmar o desechar la existencia de huellas de procesos fríos periglaciares en el interior de una cavidad (Iritegi).
- Realizar una reconstrucción de la paleogeografía del sector y de los procesos morfogenéticos habidos en la zona en el período correspondiente al Cuaternario sup.

Ambos objetivos se han cumplido, con las reservas debidas en el segundo caso, habida cuenta de la ausencia de dataciones cronológicas absolutas en la zona.

Asimismo se ha intentado introducir una nueva técnica de datación cronológica relativa en función de la alteración isovolumétrica que presenta la fracción gruesa (cantos) detrítica de litología areniscosa.

SUMMARY

In this paper is attempted to investigate an area in the upper basin of the Aranzazu river (Oñati-Guipúzcoa) from a geomorphological point of view, with two clear objectives:

- To confirm or exclude the existence of vestiges of periglacial cold processes inside a Iritegi cave.
- To make a paleo geographical reconstruction of the area and the morphogenetic processes occurred in the zone during the superior Quaternary.

Both objectives have been performed, with reserve in the second case owing to the absence of absolute chronological datations in the area.

We have been attempted also to introduce a original relative chronological datation method, based in the alteration displayed by the detritical large fraction (stones) of sandstone lithology.

LABURPENA

Arantzazu erreka goi-arroa aztertzen ahalegindu gara lan hontan. Bi helburu nagusi izan dira jarriak lan hau burutzeko:

Iritegi kobako jalkinetan, periglaziar moetak oñatzik dagoen ala ez erabakitzea.

Inguru hontako Kuaternarioa azken denboretako paleo-geografía agerazari eta prozesu morfogenetikoen bilakera aztertu.

Bi helburu hauek bete dira, nahiz da azken muturreraino ailegatzeke gelditu, kontuan eduki behar dugu inguru hontako kronologia absolutuen hutsunea.

Esan behar dugu, baita re, teknika berri bat lurralde hontan sartzen saiatu garela. Teknika hau errekarri eta klastoen (arearizko) alterazioa neurtzeko indize bat lortzeko baliabide bat dugu.

A) INTRODUCCION

Este trabajo tiene por objeto estudiar las diversas formaciones sedimentarias que se ubican en cor-

tes visibles en estas cavidades kársticas. De su análisis se pretende obtener, no sólo algunas precisiones sobre la paleo-hidrodinámica que ha tenido lugar en las mismas, sino que también, se intenta abordar el conocimiento de las condiciones paleoclimáticas que han presidido la morfogénesis de estos parajes, durante el Cuaternario reciente.

Efectivamente, la relación existente entre los materiales detríticos hipógeos y los superficiales dispuestos en las inmediaciones de las cuevas, unas

* Sociedad de Ciencias Aranzadi. Plaza I. Zuloaga (Museo). 20003-San Sebastián.

** Instituto de Geología económica. C.S.I.C.Madrid.

*** Dpto. Geografía de España y Física. Universidad Autónoma. Madrid.

veces sitios en las vertientes y otros englobados en los aterrazamientos fluviales, nos han permitido realizar un acoplamiento de procesos que facilita la interpretación de los ambientes morfogenéticos desarrollados en este sector de la cuenca alta del río Aranzazu.

Mientras que en ciertas áreas de montaña media del País Vasco (Aralar, por ejemplo) las manifestaciones frías de Würm son evidentes (UGARTE, 1985), aunque discutidas (para algunos autores alcanzan rango glacial y para otros sólo de tipo periglacial), en las zonas bajas y de altitud moderada falta por concretar y delimitar el tipo de procesos y de manifestaciones climáticas que han tenido lugar en esta fase del Cuaternario (GONZALEZ MARTIN, 1984; UGARTE, GONZALEZ Y ALONSO, 1984).

Además, la zona de nuestro estudio reviste un doble interés desde el punto de vista geomorfológico. Por un lado, en ella se han señalado, hace algún tiempo (LLOPIS LLADO, 1957) una serie de manifestaciones (crioturbaciones) indicadoras de fríos muy rigurosos, en el interior de la cueva de Iritegui; éstas, al producirse en un medio confinado, bastante adverso a los fuertes cambios de temperatura y al exigir estas microformas frías de naturaleza muy intensa (con necesidad de un pergelisol, o al menos de un acusado gelisol estacional), obliga (caso de poder afirmar la veracidad de estas huellas climáticas) a reconocer para el exterior condiciones y ambientes periglaciares muy rudos. Por otro lado, las formaciones detríticas que fosilizan los conductos hipógeos de la cavidad de Artzenkoba han liberado abundantes restos de oso (*Ursus spelaeus*), cuya localización cronológica corresponde al Cuaternario superior, alcanzando hasta los tiempos finiwürmienses, en los yacimientos vasco-cantábricos (ALTUNA, 1972). No obstante, en los conjuntos detríticos de esta caverna no se ha señalado ninguna manifestación de frío, a pesar de hallarse en un geotopo más favorable (galería más susceptible de ser afectada por el medio ambiente exterior).

Finalmente, señalar que la ubicación de supuestas crioturbaciones hipógeas en Guipúzcoa alcanza, incluso, cuevas situadas en los dominios litorales, como es el caso del complejo de Urtiaga (Itziar/Deba), donde se ha mencionado la presencia de cantos estalagmíticos crioturbados (LLOPIS, 1957).

B) Situación y localización de la zona: aspectos geográficos, geológicos y morfológicos.

Las cavidades de Artzenkoba e Iritegui se hallan instaladas en el sector de cabecera de la cuenca del río Aranzazu (Fig. 1 y 2); la primera en las pro-

ximidades de la confluencia del río Aranzazu (Jaturabe) con la regata proveniente de Araoz, mientras que la segunda se ubica en la desembocadura de la regata de Bellotza en el río principal (Aranzazu). A otra escala geográfica, este conjunto se integra en la cuenca del río Deba (cuenca vasco-cantábrica), en la parte alta de su cabecera, sector del río Oñati/río Aranzazu. Este sistema drena el valle de Aranzazu, situado entre las sierras de Aloña-Aizkorri (alturas dominantes 1.200-1.540 m.) al Norte y la de Elguea-Artia-Urkilla (1.100-1.200 m.) al Sur, formando el umbral que separa la cuenca cantábrica de la del Ebro (Arakil-Zadorra).

Desde el punto de vista geológico y geomorfológico, la zona se halla ubicada en el flanco meridional del anticlinal de Aloña-Aizkorri, próxima al contacto con la formación monoclinal de la sierra Elguea-Artia-Urkilla (Fig. 3 y 4), que recubre el flanco sur del anticlinal; éste está compuesto por calizas cuya aptitud a la karstificación es muy variable:



Figura 1. Situación del sector estudiado en el conjunto de la cuenca vasco-cantábrica (Cuenca del río Deba. Guipúzcoa). 1) Sierra de Aloña-Aizkorri; 2) Sierra de Zaraia; 3) Zona estudiada.

— Calizas arrecifales formando lentejones muy irregulares y fisurados; alto porcentaje (> 90%) de CO_3Ca (Aptense: facies urgoniana).

— Calizas margosas y margas dispuestas en forma bastante regular, bien estratificadas, pero poco aptas a la karstificación (Aptense: facies para-urgoniana).

En lo que concierne al conjunto monoclinal de Elguea-Artia-Urkilla, hay que mencionar que está integrado por estratos con buzamiento regular (20° - 25°) hacia el S. y SSW. y que presentan las siguientes litologías:

— calizas arcillosas y margas: Aptense (Clansay).

— calizas y areniscas: Albense inferior.

— areniscas: Albense medio (techo de la formación).

De estos parajes proviene la mayor parte de los materiales detríticos que se han acumulado en el interior de las cavidades objeto de nuestro estudio.

Igualmente, debe señalarse la existencia de un fenómeno muy bien definido de epigénesis realizado por el cauce del río Aránzazu que ha incidido ortoclinalmente el flanco sur del anticlinal; esta acción ha dado lugar a un cañón kárstico bien desarrollado y profundo, aunque con un aspecto bastante irregular, en función de las litologías aflorantes en el talweg. Este cañón corta el flanco en dos partes, dejando en su margen izquierda lentejones de caliza arrecifal (Bellotza, Aitzabal, Guesaltza, Madina), perfectamente individualizados por las incisiones que en forma de «ruz» han generado las numerosas regatas procedentes de la sierra de Elguea-Artía-Urkilla. Es en estos lentejones donde se sitúan las cavidades más importantes del talweg del río Aránzazu:

— Peña de Aitzabal: Cueva de Iritegui.

— Guesaltza-Madina: Conjunto kárstico de

Guesaltza Arrikurtz-Jaturabe-Atzen koba (ALOÑA-MENDI, 1974).

En este sector el talweg del río Aránzazu se dispone en torno a los 590 m. (Iritegui) y 390 m. (Jaturabe).

En lo que concierne a los aspectos morfológicos de índole kárstica, la cavidad de Iritegui, tal y como se ha dicho anteriormente se sitúa bajo el lentejón de Aitzabal (totalmente perforado por una serie de conductos establecidos a diversos niveles), en la margen izquierda del río Aránzazu. Se trata de una cavidad que en la actualidad presente varias aperturas al exterior: dos hacia el río Aránzazu (colgadas a 5-7 m. sobre el talweg actual) y otra hacia la regata de Bellotza (casi al mismo nivel altimétrico en el que se encuentra el cauce actual). Observando la red estructural de galerías (ALOÑA—MENDI, 1974), se llega a la consideración de que esta cavidad presente, cuanto menos, dos niveles muy claros:

a) Piso superior: corresponde a la altura de las entradas actuales.

b) Piso inferior: que conecta con el nivel freático actual del río.

La estructura y dirección de las galerías cartografiadas, así como los datos sedimentológicos ob-

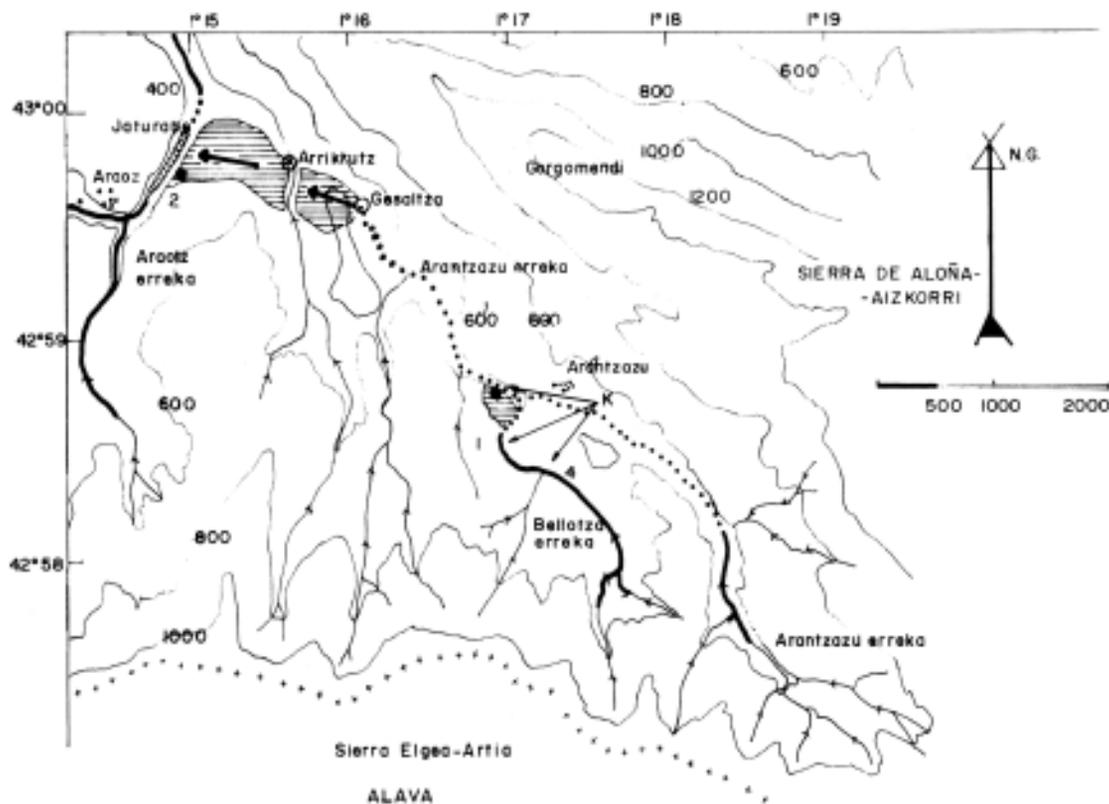


Figura 2. Plano de situación del sector estudiado, en el interior de la cuenca del río Aránzazu (cabecera): 1) Cavidad de Iritegui; 2) Complejo Kárstico de Guesaltza-Arrikurtz-Jaturabe; 3) Drenaje mixto: hipogeo-epigeo; 4) Drenaje superficial.

tenidos de los aluviones situados en su interior sugieren que este complejo coincide con un conducto kárstico establecido entre la regata de Bellotza y el río Aránzazu, articulado como un talweg fluvial hipógeo, con todos los condicionamientos hidrodinámicos impuestos por el medio. En el momento actual, existe un funcionamiento de régimen hipógeo; sólo en períodos de altas aguas, la escorrentía aparece en superficie.

Por otro lado, Artzen-koba forma parte del lentejón calizo arrecifal de Madina, en la margen derecha de la «cluse» de Jaturabe. En este lentejón y en el de Guesaltza se establece uno de los sistemas kársticos más importantes de Guipúzcoa: sistema de

parcial de la cavidad (simas y sumideros) y en consecuencia la infiltración y engullimiento de parte de los materiales detríticos.

C) Cueva de Iritegui y parajes inmediatos.

La cueva de Iritegui se presenta, actualmente, más o menos fosilizada en lo que se refiere a las galerías cartografiadas; los conductos kársticos están rellenos parcialmente de materiales detríticos aluviales distribuidos de forma claramente irregular; estas circunstancias sugieren, por tanto, que con posterioridad a su sedimentación se han registrado en el interior de la caverna sendos procesos de incisión y desmantelamiento, cuyas huellas y cicatrices han

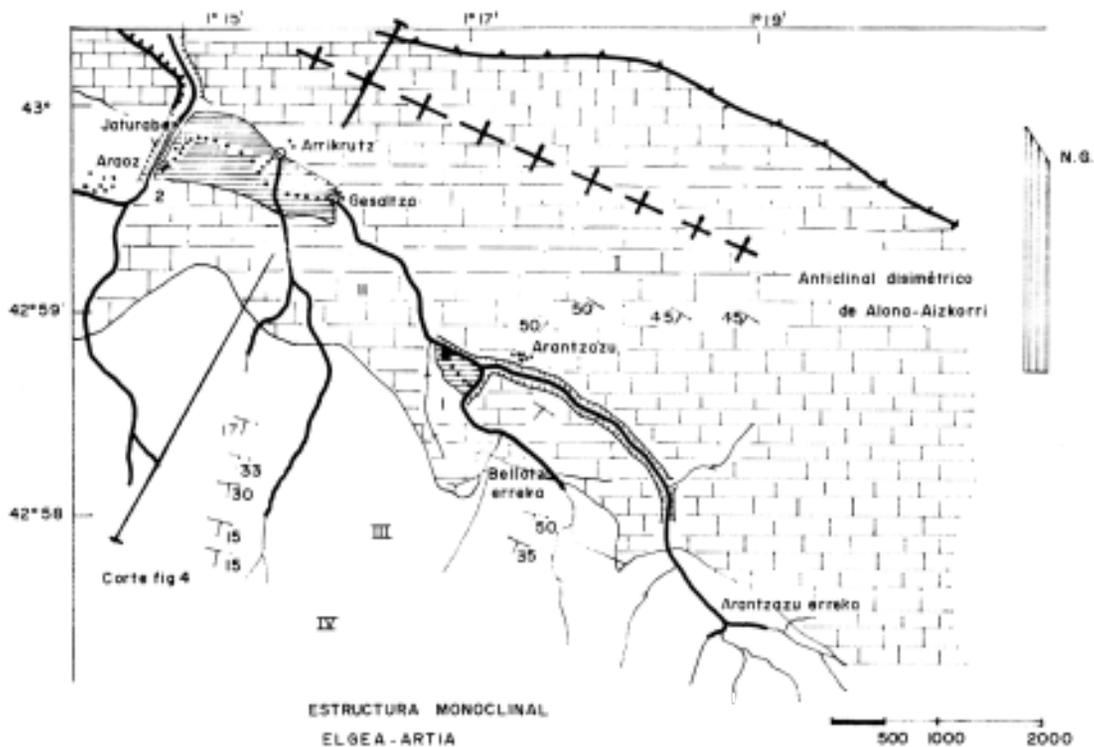


Figura 3. Esquema geológico del sector: 1) Anticinal disimétrico cabalgante Aloña-Aizkorri, II) Lentejones de caliza arrecifal en el flanco S. del anticinal, III) Estructura monoclinial de Artia-Elguea, series basales; IV) Techo de la estructura monoclinial de Artia-Elguea.

Guesaltza-Arrikruz-jaturabe, talweg hipógeo del río Aránzazu en este sector. Artzen-koba constituye un apéndice (antigua surgencia) de este gran sistema kárstico, que queda colgado actualmente unos 10-15 m. sobre la surgencia actual que marca el nivel de base hidrodinámico. El período de vigencia de esta surgencia corresponde por tanto a una fase anterior, previa a la incisión que hizo descender el nivel de base, dejando colmatada parte de la cavidad. La dinámica kárstica en el momento presente se sitúa en un nivel inferior y está provocando, el hundimiento

lado a su vez recubiertas por nuevas colmataciones: planchas y costras estalagmíticas, columnas, concreciones parietales, etc. También es posible observar los resultados de un intenso proceso de «incisión» (reequilibrio mecánico de la cavidad) acontecido con posterioridad a la deposición del material aluvial; estos mecanismos motivaron la aparición de una gran cantidad de bloques, que se disponen desordenadamente sobre las cubiertas detríticas hipógeas de origen longitudinal. Por último, se detecta una cierta hidrodinámica que da lu-

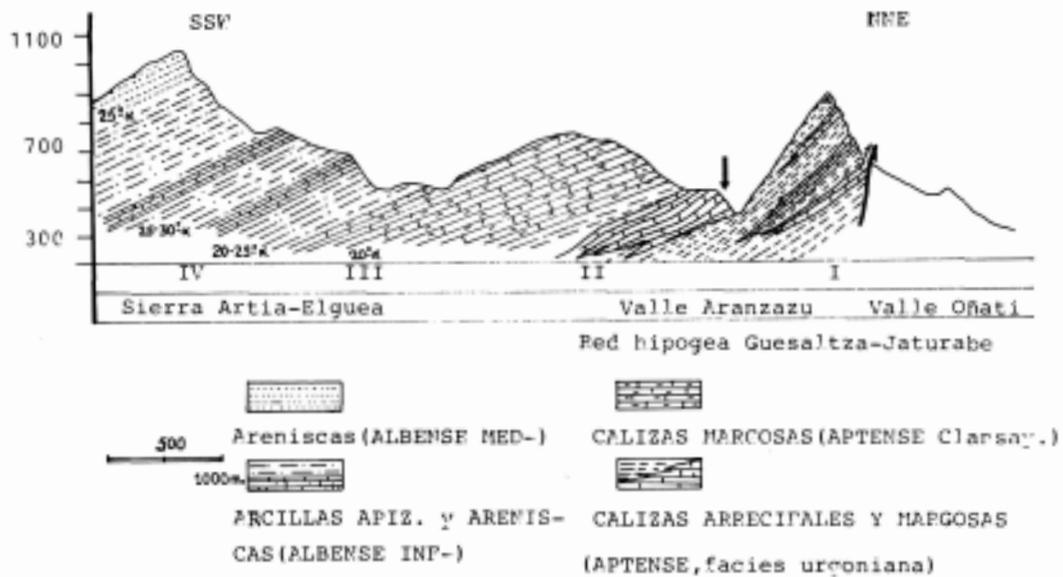


Figura 4. Corte geológico del sector. Unidades estratigráficas (Tornado del IGME. Magna Hojas n.º 88 y 113).

gar a la formación de sumideros que a su vez originan sendos procesos de «soutirage», infiltración, etc., que afectan, especialmente, a los niveles detríticos inferiores ubicados en las galerías; este parece ser el caso del sumidero situado al pie del corte estudiado (Fig. 5 y 6).

No obstante, antes de llegar a esta disposición sedimentaria que se advierte hoy en día, los episodios morfogenéticos han debido ser ciertamente complejos y difícilmente detectables por el análisis de unas formaciones que parecen pertenecer a una sola fase del relleno detrítico de esta cavidad; ésta,

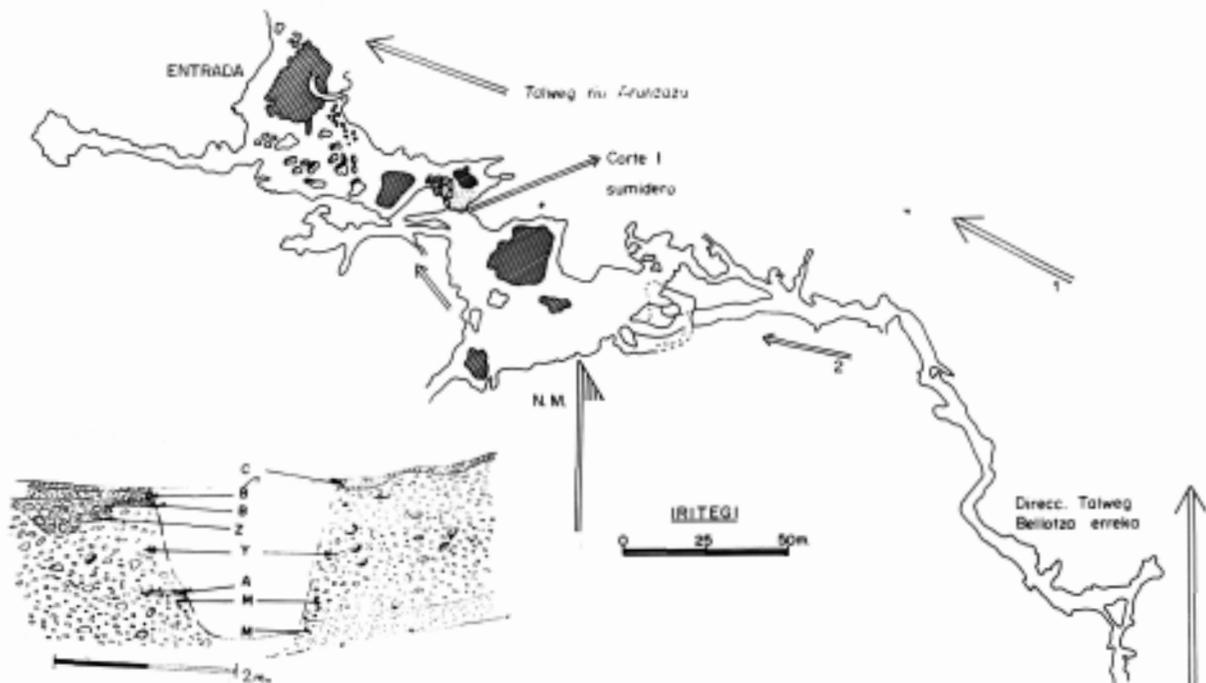


Figura 5. Topografía de la cavidad de Irtegui: 1) Gradiente hidrodinámico, flujo de la escorrentía en el exterior; 2) Dirección del flujo hidrodinámico kárstico. Topografía del G.E. Aloña-Mendi (Oñati).

sin duda, debe corresponder a uno de los momentos finales de su evolución kárstica.

C₁) Estratigrafía de los depósitos hipógeos y características sedimentológicas del material grueso.

La estratigrafía de las formaciones hipógeas de la cueva Iritegui está compuesta por cinco niveles (Cuadro I) (Fig. 6).

En lo que concierne a la sedimentología, hay que señalar una notable homogeneidad entre el material aluvial que compone los niveles detríticos de la cueva (Niveles G e I). Estas analogías alcanzan no sólo a sus características granulométricas, sino también a la litología y morfometría (Fig. 7 y 8).

Efectivamente, en su granulometría (Fig. 7) los materiales detríticos están formados por elementos, relativamente, bien clasificados donde la fracción de cantos pequeños (2-6 cm.) aglutina la mayor parte del material (nivel G = 63%; Nivel I = 70%); a estos se añaden considerables porcentajes de cantos

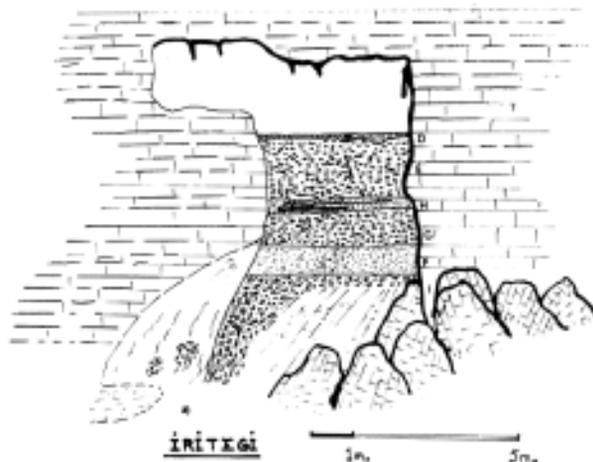


Figura 6. Corte del depósito estudiado, niveles explicados en el texto y cuadros. a) Sumidero semi-colmatado.

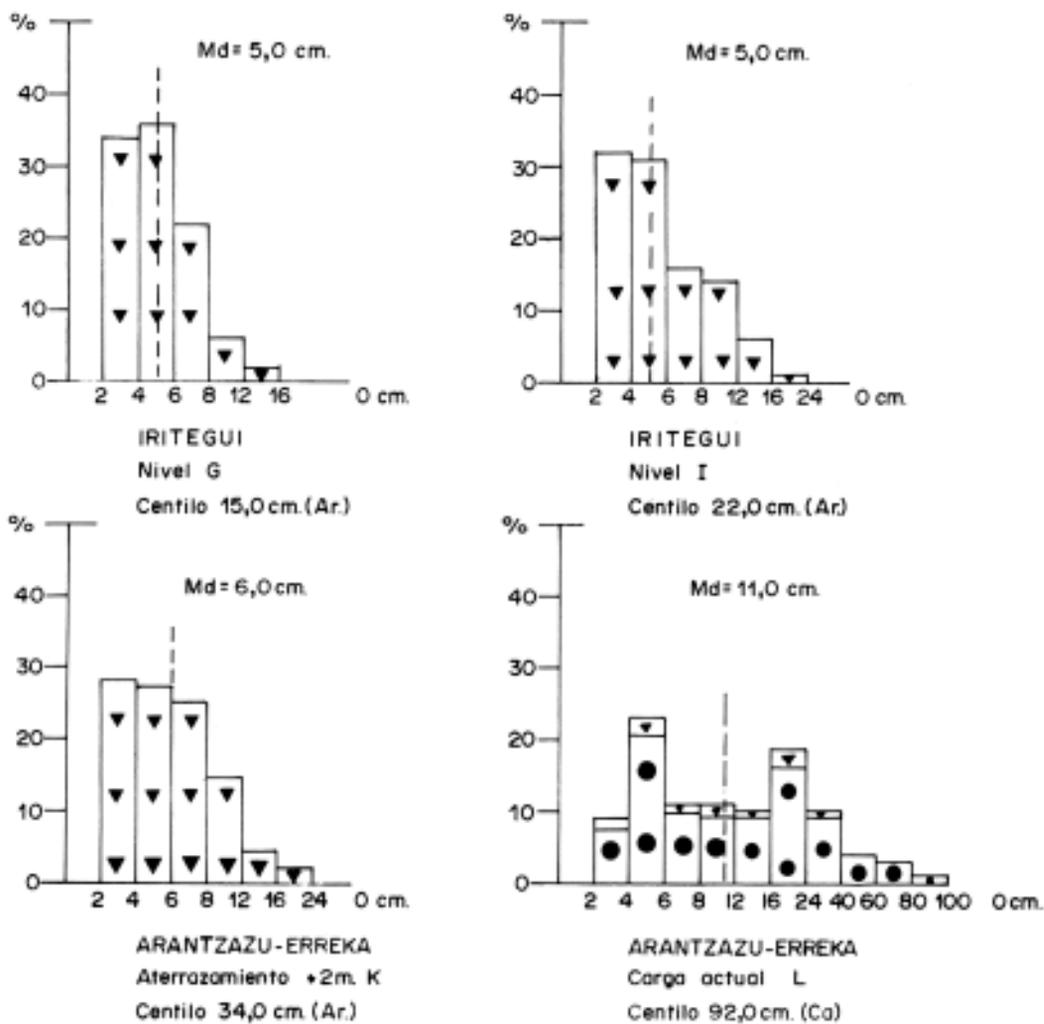


Figura 7. Histogramas granulométricos y litología de la fracción gruesa de los depósitos de Iritegui y río Arantzazu.

medianos (6-12 cm. = 30% y 28%, respectivamente), mientras que el número de cantos grandes es muy restringido, no existiendo ningún bloque (> 24 cm.) en estos dos niveles. El valor de la mediana de grano es bastante moderado en ambos conjuntos (Md. = 5,0 cm.), siendo los dos histogramas de carácter unimodal, con un sólo máximo, muy poco destacado, cuyo valor fluctúa entre el umbral 2-4 cm. y 4-6 cm.

Litológicamente, los materiales pertenecen casi exclusivamente a elementos areniscosos, a los que se añade una cierta cantidad de nódulos feruginosos procedentes de los afloramientos argilíticos. Así pues, en el contexto de esta caverna, estas cubiertas detríticas están integradas por materiales de litología alóctona. Desde el punto de vista morfométrico, su aspecto es el de cantos bien redondeados y con medianas de desgaste elevadas (Nivel G =

Md. Id. = 266; Nivel I: Md. Id. = 320). El valor de su aplanamiento es alto y en buena parte impuesto por las características texturales del material areniscoso (Fig. 8). Todas estas características son casi idénticas a las de los materiales que de la misma litología conforman los depósitos superficiales de esta zona (UGARTE, GONZALEZ Y ALONSO, 1984).

Finalmente, queremos mencionar dos hechos que se aprecian atendiendo al desgaste del material areniscoso de la cueva: en primer lugar, las características de los histogramas de desgaste, así como la ausencia de roturas en el material detrítico (a pesar de la deleznable constitución de esta litología areniscosa) sugieren la existencia de transportes más o menos enérgicos, pero no excesivamente violentos (30 cm/s. de velocidad; valor importante para un medio confinado: Fig. 9), dado que la frag-

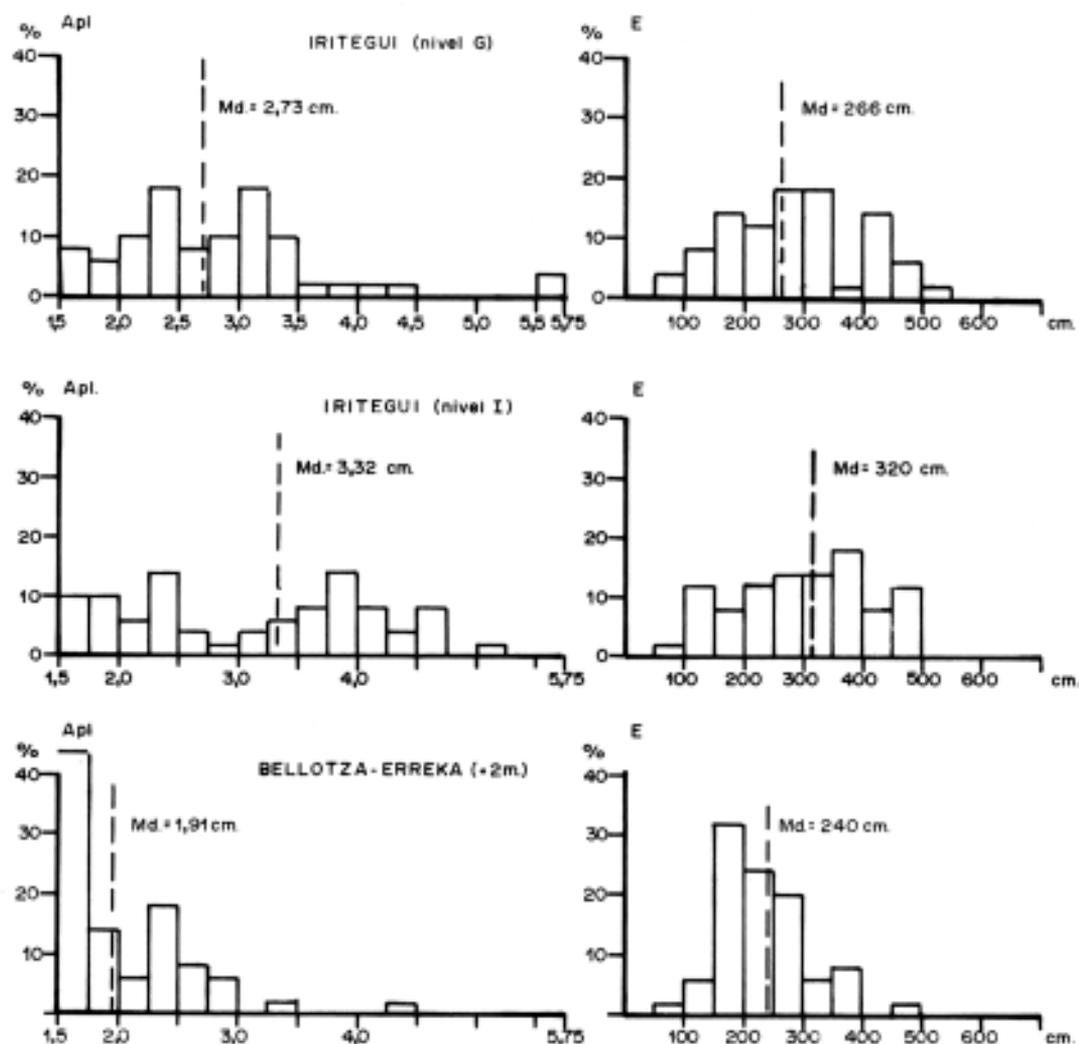


Figura 8. Histogramas que representan los valores morfométricos de los cantos. (Aplanamiento y redondeamiento: Tricart y Cailleux) de los depósitos de Irítegui y Bellotza.

mentación por torrencialidad es totalmente nula. En segundo lugar, es importante señalar, que no existe ninguna huella de gelifracción en estos materiales, a pesar de haberse señalado un fenómeno de crioturbación en el nivel I hace algún tiempo (LLOPIS LLADO, 1957).

sedimentología son idénticos a los niveles hipógeos de la cueva. Estos materiales superficiales arman un nivel de acumulación fluvial en forma de aterrazamiento que se ubica, casi en el mismo fondo del valle colgado entre 1,5 m. y 5 m. sobre el talweg del río. En conjunto sus elementos detríticos ofrecen una

TABLA 1
ESTRATIGRAFIA DEL DEPOSITO DE IRITEGUI



Nivel	Estructura y materiales
D	Costra estalagmítica de 20 cm. (espesor irregular).
E	Materiales detríticos de procedencia alóctona, de potencia cercana a los 2 m.(1.75m.), compuesto predominantemente por materiales areniscosos bien rodados, entre los que se intercala un lentejón de material fino y gravilla. No se observa ninguna estructura sedimentaria en el corte frontal, único visible.
H	Nivel irregular y discontinuo de materiales finos de potencia muy escasa (5-15 cm.). No se observado discordancia erosiva entre este nivel y el infra- y sub-yacente.
G	Nivel con materiales detríticos de origen alóctono, compuesto por cantos areniscosos bien desgastados. Potencia 0.70 m., apoyándose en una discordancia erosiva que decapita la formación infra-yacente. Color Munsell 10YR 6/3 y 6/4.
F	Nivel compuesto por materiales homométricos de origen alóctono (areniscas), fundamentalmente compuesto por arenas, entre las que se disponen algunas gravas y gravillas, potencia 0.80 m.
I	Nivel compuesto por materiales detríticos de procedencia alóctona (cantos, gravas, arenas), sedimentados en lentejones (estructura sedimentaria no identificada), con una potencia visible de 2-3 m. Los ejes de mayor longitud de los cantos areniscosos se disponen a veces horizontalmente y en otras ocasiones (sector cercano al sumidero), ofreciendo una gran inclinación adaptándose a las inflexiones que muestran los sedimentos de este nivel. La ausencia de otros cortes nos hace pensar que estas manifestaciones son las que LLOPIS-LLADO (1957) relacionó con las crioturbaciones. Color Munsell 10YR 5/6 y 5/8.

(Ver fig. nº 6)

C₂) Los conjuntos detríticos superficiales sitos en las inmediaciones de la cueva de Iritegui (Fig. 10).

Desde el punto de vista geomorfológico existen en las proximidades del talweg del río Aránzazu varias formaciones con una clara diferenciación genética y cronológica.

— Conjuntos detríticos (Dep. K) integrados por pequeños bloques cantos y gravas de litología exclusivamente areniscosa. Morfométricamente presentan aspectos fuertemente desgastados y en su

estructura caótica («vrac»), pero donde puede advertirse varios momentos de construcción, con distintas hidrodinámicas que se traducen en aluviones con contrastada granulometría. Este aterrazamiento se encuentra parcialmente desmantelado e incidido como lo demuestra su deteriorada morfología y el distinto techo que alcanza sobre el cauce (+1,5 — 5 m.). Igualmente, es de gran interés concretar que esta formación se halla recubierta, en parajes muy próximos por acumulaciones de vertien-

te de facies «groizes» (corte visible en la margen izquierda de la regata de Bellotza, sector Sur de Aitzabal) de edad probablemente tardiglaciár.

— Acumulaciones situadas en el mismo cauce del río (Dep. L); su ubicación morfológica denota una edad cronológicamente más reciente que la de los momentos que originaron las fases de construcción del aterrazamiento y su posterior incisión; sus materiales detríticos están compuestos, fundamentalmente, por bloques de litología caliza, sin ningún desgaste y por algunos elementos rodados areniscos, retomados del aterrazamiento (+1,5 — 5 m.). Esta formación procede de las vertientes inmediatas.

Sedimentológicamente, estos dos conjuntos (Dep. K y Dep. L) ofrecen las típicas diferencias que existen entre las formaciones aluviales y coluviales (Fig. 7): notable homometría en los arrastres de origen longitudinal y marcada heterometría para los procedentes de una dinámica de vertientes, con his-

togramas granulométricos mucho más alargados desarrollados hacia los tamaños de bloques. Igualmente, es de destacar que los materiales detríticos gruesos que forman el aterrazamiento en el valle del Aránzazu (Dep. K) muestran características sedimentológicas muy similares a los que componen los niveles G e I de la Cueva de Iritegui: Así, el valor de la mediana de grano es moderado y su histograma sólo presente un máximo apenas destacado, no obstante, 'se aprecian algunas diferencias con respecto a las acumulaciones hipógeas; estas son propias del paso de un medio confinado a un medio exterior, donde la potencia absorbida por los rozamientos es sensiblemente inferior a la que tiene lugar en un ambiente hipogeo kárstico; por ello, el valor de la mediana aumenta (> 6 cm.), se incrementa el porcentaje de cantos grandes y la longitud del centilo experimenta un notable y sustancial aumento (34,0 cm. en arenisca). Este fenómeno diferencial vuelve

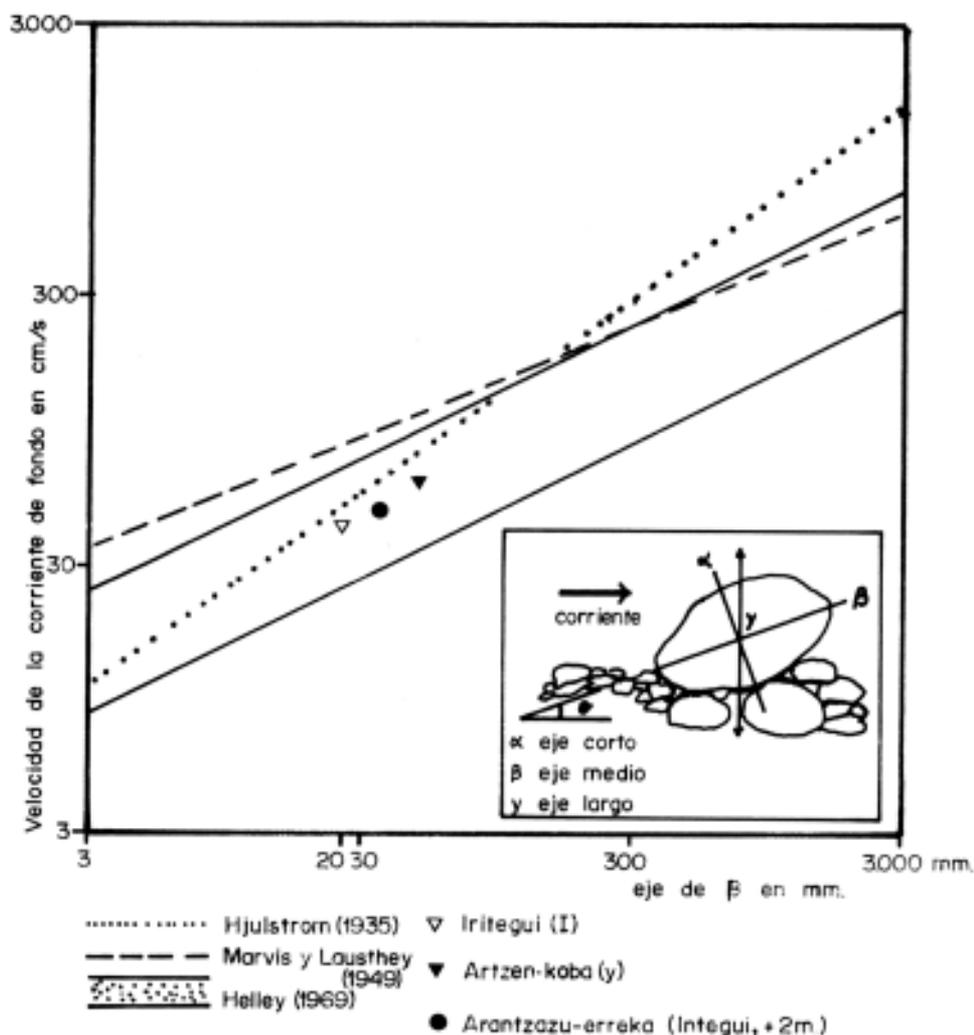


Figura 9: Diagrama que representa la relación entre la velocidad de la corriente de fondo y la puesta en movimiento de partículas de gran dimensión.

a manifestarse a nivel morfométrico (Fig.8), ya que los cantos areniscosos de las formaciones de la caverna presentan valores de desgaste más elevados (Md. Id. formación G = 266; Md. Id. formación I = 320, frente a tan sólo 240, cifra de la mediana de desgaste del depósito superficial K); también, los histogramas de desgaste de las acumulaciones de Iritegui presentan una mayor complejidad, con varios máximos, mientras que el histograma correspondiente al desgaste de los elementos del aterrazamiento es de aspecto unimodal, aunque ofrece un segundo máximo muy poco destacado en el umbral 350-400.

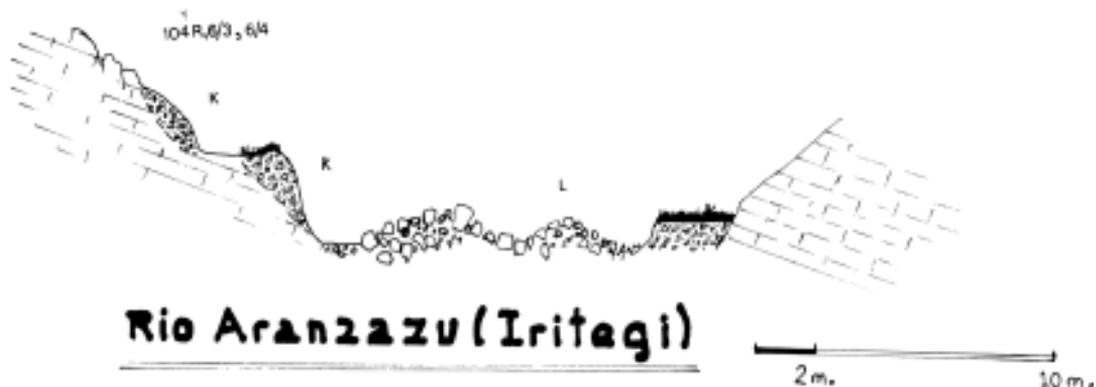


Figura 10. Corte geomorfológico del valle del río Aranzazu (sector de Iritegui).

Desde el punto de vista geomorfológico es necesario destacar las características litológicas de los depósitos superficiales (K y L) y ponerlas en relación con el paisaje en el que se insertan estas unidades detríticas. Efectivamente, en lo que concierne al aterrazamiento, la petrografía de sus aluviones (areniscas) contrasta, notablemente, con la litología de las paredes del valle en este sector compuestas por caliza arrecifal urgoniana. El hecho de que no hayamos encontrado ningún canto calizo en este conjunto plantea un interrogante a la hora de establecer la paleoclimatología de la zona: ¿La causa de este fenómeno responde a la acción de una morfogénesis diferencial, con crisis en las zonas altas (Sierra de Elguea-Artia) que ha liberado los numerosos fragmentos de arenisca y fitoestabilización total de las vertientes de las áreas bajas (zona de Aranzazu, compuesta por calizas)?, o bien ¿serán los procesos edáficos y climáticos desarrollados con posterioridad a la sedimentación de esta unidad los que han hecho desaparecer por simple disolución y lavado los posibles elementos que de naturaleza caliza podrían, hipotéticamente, existir en esta acumulación? ¿Es posible una diferenciación bioclimática tan acusada en un intervalo altitudinal reducido con 600-700 m. de desnivel?.

Finalmente, los depósitos de «groizes» y los bloques que colonizan el talweg actual evidencian, merced a su facies «fría» y a la naturaleza caliza de sus fragmentos (en consonancia con los afloramientos de las vertientes) un significado climático más neto; su génesis se vincula a un momento con parcial o intensa ruptura de la fitoestabilización de las laderas del sector, acusando en el caso de las «groizes» unos climas no excesivamente húmedos.

D) Caverna de Artzen-koba.

En lo que concierne a las unidades estratigráficas (Fig. 12) que conforman el relleno de las gale-

rías de esta cueva (Cuadro II) hay que señalar la presencia de varias fases litoquímicas con desarrollo de costras estalagmíticas que se intercalan entre otros momentos con arrastres más o menos importantes de material detrítico, cuya naturaleza litológica vuelve a ser de origen alóctono y con morfometría bien desgastada. Así, los niveles detríticos N e Y muestran histogramas granulométricos con un sólo máximo y con material relativamente bien clasificado (Fig. 11). Igualmente, entre estas formaciones de procedencia longitudinal se evidencian algunos conjuntos detríticos muy heterométricos compuestos por fragmentos de caliza arrecifal desprendidos del techo de la cueva por procesos de incisión.

E) Estudio granulométrico de las fases arenosas de las cavernas de Iritegui y Artzen-koba.

Las curvas acumulativas pertenecientes a la fracción arenosa de los niveles situados en la estratigrafía de Artzen-koba (Fig. 13) ofrecen facies de aspecto parabólico muy tosco e irregular; escapa a esta consideración el nivel M, que constituye la formación muro visible en la citada caverna; efectivamente, su curva de clara apariencia hiperbólica está denunciando una sedimentación lenta, por decantación, en un

medio acuático muy tranquilo, sin movimiento en sus aguas y sin ninguna dinámica.

El resto de los estratos ofrece curvas con segmentos basales de fuerte tendencia lineal, con pequeñas o moderadas cantidades de fracción inferior a 60 µm.; por el contrario, en los segmentos cimeros pueden advertirse trayectorias cóncavas y convexas muy poco inclinadas, mientras que en los tramos medios de estas curvas son frecuentes las inflexiones. Con todo ello, la clasificación de las arenas en estos conjuntos detríticos (Cuadro III) es mala o muy mala, como lo indica el índice de Trask (So) cuyos valores oscilan entre 1,88 (nivel B) y 3,13 (nivel Z); en este último caso, los datos granulométricos concuerdan de una manera estricta con las anotaciones tomadas sobre el terreno, ya que la nula clasificación de las arenas de este nivel se vincula a una unidad producida por sendos procesos de incisión, que en ningún caso pueden originar una clasificación «in situ» del material.

Las medianas granulométricas, salvo el conjunto detrítico M (muy bien clasificado), se sitúa en las fases de arena fina (nivel Y: Q₂ = 0,32 mm.), de arena media (nivel Z y B. Q₂ = 0,47 y 0,63 mm.) y de arena gruesa (nivel N: Q₂ = 0,90 mm.). La dispersión global ofrece valores más bien altos para casi todas las formaciones (Dg. = 0,98-1,71).

En líneas generales, las condiciones de sedimentación de estas unidades detríticas se corresponden con las acumulaciones de tipo «forzado», bajo la ac-

ción de fuerte actividad de corriente, especialmente detectada en los niveles N e Y; un brusco descenso de la hidrodinámica acontecido después de una fuerte pulsación motivo de un abandono de la fracción gruesa de la carga y parte de la fracción media; solamente las partículas más finas pudieron continuar su transporte en un medio caracterizado por la débil competencia.

Con respecto a los materiales arenosos insertos en las formaciones hipógeas de la cueva de Iritegui hay que mencionar que sus curvas acumulativas presentan dos tipos de familias (Fig. 13): por un lado, unas que ofrecen un destacado aspecto parabólico y por otro, curvas con apariencia sigmoidal, si bien, éstas vuelven a evidenciar las mismas irregularidades que presentaban las de los conjuntos detríticos pertenecientes a la cavidad de Artzen-koba (inflexiones, escasa inclinación de sus segmentos medios, etc.). La fracción fina de estos niveles ofrece en su repartición granulométrica (Cuadro III) fuertes porcentajes en la fase gruesa (gravas y arenas), mientras que por el contrario estos materiales acusan una débil representación de los elementos inferiores a 60 µm. (1,5%-0,1%). Igualmente, la existencia de sendas irregularidades en sus tramos medios vuelven a testimoniar las diferentes condiciones (de transporte y sedimentación) que han concurrido en la génesis de estas formaciones. En lo que respecta a su clasificación, todas las muestras ofrecen valores muy altos (So = 1,88-2,051: mala clasificación

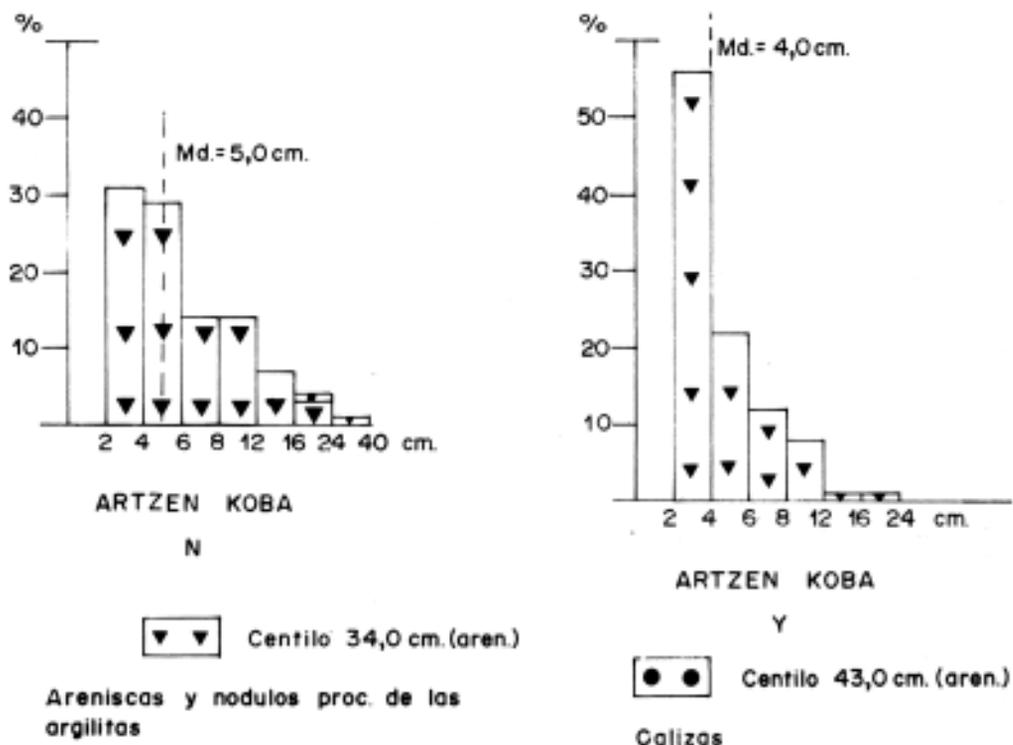


Figura 11. Histogramas granulométricos y litología de la fracción gruesa de los depósitos de Artzen-koba.

TABLA 2

ESTRATIGRAFIA DEL CORTE DE ARTZEN - KOBA



Nivel	Estructura y materiales
C	Costra estalagmítica superior, presenta una potencia irregular de 5-20 cm.
B	Nivel detrítico compuesto esencialmente por materiales finos.
B1	Costra estalagmítica, potencia 5 cm., desaparece en el resto del corte.
Y	Nivel con material detrítico (cantos, gravas, arenas, etc.), de origen alóctono, de litología areniscosa, bastante redondeados. Color Munsell, 10YR 6/3 y 6/4.
A	Costra estalagmítica intermedia, de unos 8-10 cm. de potencia, su presencia se interrumpe bruscamente.
Z	Formación de origen autóctono integrada por materiales de caliza arrecifal, muy heterométricos, entre los que se mezclan trozos de costra estalagmítica. Bolsada relacionada con un proceso de incisión.
N	Nivel compuesto por material detrítico (cantos, gravas, arenas,...), potencia 1.5 m., de origen alóctono, litología areniscosa, bien redondeados. Estructura caótica del sedimento ("vrac"- "debris-flow") similar al nivel I. Color Munsell 10YR 6/3 y 6/4.
M	Nivel basal compuesto por material detrítico alóctono de granulometría fina. Entre esta formación y la supra yacente se advierte una nítida discordancia erosiva.

(ver fig. nº 12).

pues, a excepción de los niveles F y E ($S_o = 1,22$ y $1,58$). También y como sucedía en los niveles de Artzen-koba, los datos de dispersión global vuelven a adquirir cifras bastante elevadas.

Por último, el material fino que compone el aterrazamiento sobre el río Aránzazu (Dep. K) muestra desde el punto de vista genético características, índices y parámetros muy similares a las que se han descrito para los niveles hipógeos (Cuadro III y Fig. 13):

— Clasificación notoriamente mala ($S_o = 2,64$).

— Alto valor del índice de dispersión global.

Con estas peculiaridades se puede decir que se trata de una acumulación cuya sedimentación se ha producido de un modo brusco y forzado, como consecuencia de un rápido descenso de la actividad de la corriente.

F) Granulometría de la fracción inferior a 60 μm .

Las curvas acumulativas obtenidas en el estudio de esta fracción (fig. 14) ofrecen perfiles para-

ferruginosas y una estructura en capas. Su textura se caracteriza por una escasa porosidad. Entre los minerales que intervienen en su composición hay que señalar la existencia muy notable de calcita, a la que acompaña también una buena representación de cuarzo y algo de illita o moscovita.

Sin embargo, en la estratigrafía de Artzen-koba aparecían varios horizontes de encostramiento estalagmítico. En nivel superior (nivel C) se encuentra formado por caliza micrítica muy poco densa, con una gran porosidad de tipo cavernoso, en algunos casos con aspecto muy alargado. En los poros hay crecimiento de cristales muy pequeños y se han detectado, asimismo, trazas de moscovita e illita. En lo que concierne al nivel B₁, esta costra está formada, también, por caliza micrítica, con abundantes poros en forma de geodas y con algunos clastos pequeños de cuarzo. Desde el punto de vista mineralógico el material predominante vuelve a ser la calcita y acompañan a ésta cantidades más o menos variables de cuarzo, illita y moscovita.

De acuerdo con algunos autores (GUENDON, 1985), estas formaciones carbonáticas pueden ser clasificadas como pertenecientes al grupo de «ciment detritique initial», con precipitación de calcita desarrollada en un medio vadoso.

H) La alteración isovolumétrica de cantos.

Este tipo de metodología ha sido utilizada por varios autores en trabajos de similar problemática, concretamente sobre cantos angulosos que rellenan ciertas cavidades francesas (MISKOVSKI, 1972) y otros, sobre materiales graníticos asociados a formaciones superficiales (VAUDOUR, 1979). Igualmente, se ha comprobado (VAUDOUR, 1979) que existe un gradiente de alteración muy claro que se refleja en los siguientes criterios: 1) densidad aparente; 2) porosidad; 3) humedad a 105°C; 4) pérdida al fuego 1.000°C; 5) Color Tablas Munsell y 6) determinación de pH.

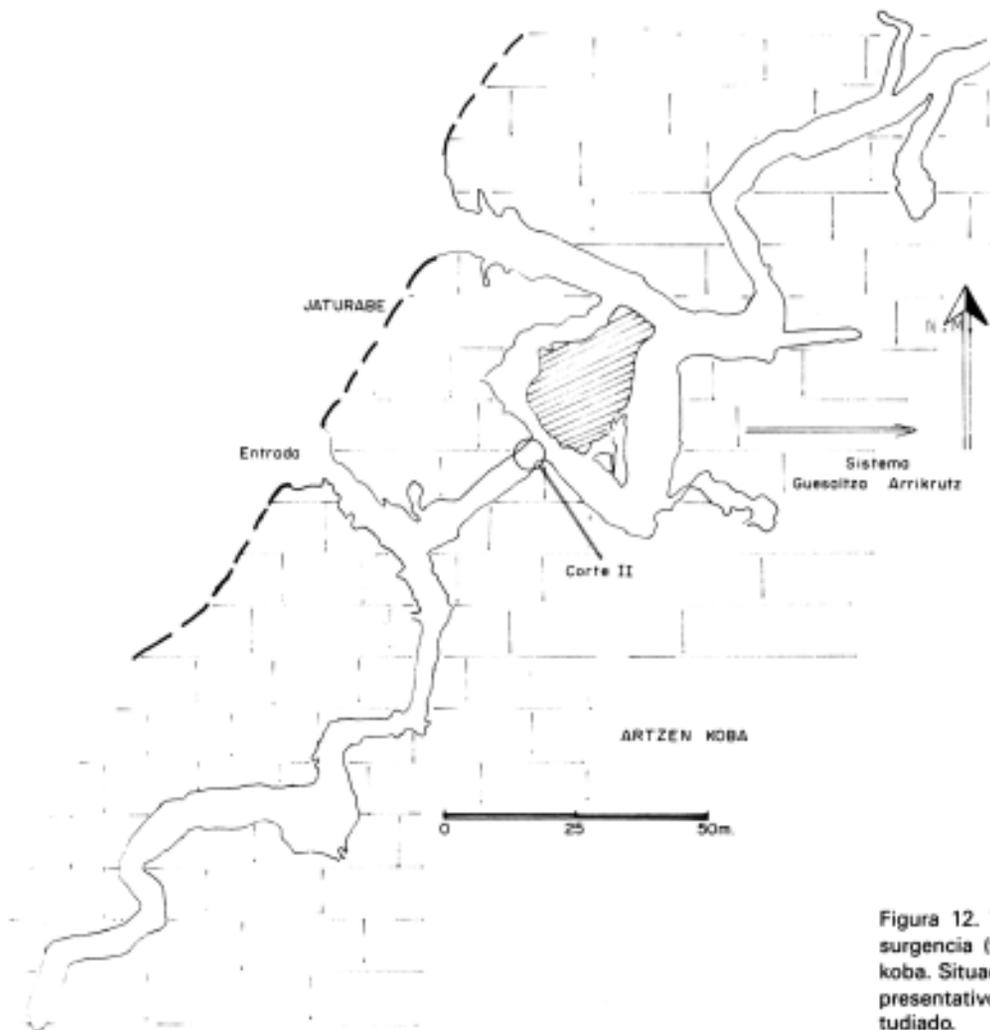


Figura 12. Topografía de la surgencia (fósil) de Artzen-koba. Situación y gráfico representativo del corte estudiado.

Para la realización de esta técnica se han elegido para su análisis (*) cantos de granulometría comprendida entre 5 y 10 cm. de longitud y procedentes de distintos depósitos del País Vasco: niveles de acumulación fluvial (N.A.F.), terrazas, rellenos kársticos, etc. La litología de los fragmentos estudiados ha sido siempre de naturaleza areniscosa y con una textura de grano medio; se debe señalar que se han desechado para su análisis los materiales detríticos de tamaño inferior a 5 cm. (por presentar, en la mayoría de los casos, un notable espesor de córtex de alteración) y aquellos elementos areniscosos de grano grueso, así como los microconglomerados por poseer condiciones petrográficas muy dispares.

La petrografía de algunas muestras de esta arenisca de grano medio (Albense-Cenomanense) ha sido analizada sobre afloramientos «in situ» en el valle de Oñati (OCHOA RUIZ DE ZUAZO, 1970), y los resultados han sido:

— componentes esenciales: cuarzo, plagioclasa y moscovita; accesorios: clorita, biotita, glauconita, circón, turmalina y otros

— matriz generalmente arcillosa, escasa y en algunas zonas constituida por sericita y clorita

— cuarzo muy abundante, siendo anguloso su aspecto, bastante homométrico y con fuerte extinción ondulante

— las plagioclasas se ofrecen poco evolucionadas en cuanto a su desgaste y presentan maclas polisintéticas; se encuentran muy ligeramente saussurizadas. La moscovita está, asimismo, poco rodada, siendo mucho más abundante

— no presentan tectonización acusada ni permeabilidad

Cuando estas petrografías comienzan a sufrir los procesos de alteración se generan una serie de cambios que pueden concretarse en:

— color de acuerdo con las Tablas Munsell (Fig. 15-III) con cambio paulatino de gris al amarillo con matices

— aumento de los valores de absorción y porosidad (Fig. 15-I y 15-II)

— disminución de los valores de densidad seca y peso específico (Fig. 15-IV).

En función de su antigüedad cronológica, del tipo de depósito en el que se encuentran los materiales detríticos y del medio (ecotopo) en el que se han sedimentado (bien al aire libre o bien hipogeamente), los fragmentos areniscosos han sufrido una evolución muy dispar y presentan una mayor o menor alteración:

1) al aire libre: terrazas, niveles de acumulación fluvial, coluvios:

- oscilaciones climáticas (temperatura y grado de humedad)
- procesos edafogénicos

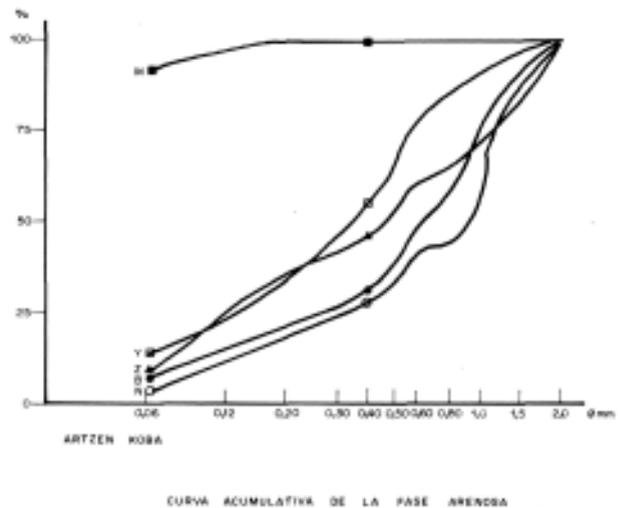


Figura 13. Curvas acumulativas de la fracción arenosa de los distintos niveles de los depósitos detríticos de Iritegui y Artzen-koba.

2) endokarst: rellenos detríticos en cuevas

— hidrodinámica contrastada, oscilación de niveles freáticos, etc.

— condiciones de isothermalidad e isohumedad, con algunos cambios en función de las crisis climáticas acontecidas en la región.

De acuerdo con los datos obtenidos (Cuadro IV), los materiales que evidencian una alteración más intensa corresponden a las muestras números 9, 20, 3 y 11 (Fig. 15-IV); su grado de alteración es notorio como lo demuestran los valores de densidad seca (2,010 gr./cm³ - 2,260 gr./cm³) y los elevados porcentajes de porosidad (21,1% - 12,0%); éstos contrastan, fuertemente, si se comparan con las cifras correspondientes a los materiales areniscosos no alterados, recogidos en afloramientos «in situ»: muestras números 1 y 2 (2,566 gr./cm³ - 2,604³ y porosidad comprendida entre 2,0% y 4,3%).

Estos datos experimentales corroboran, ciertamente, algunas consideraciones y conclusiones obtenidas por nosotros en anteriores trabajos de campo (UGARTE, GONZALEZ y ALONSO, 1984; VIERS y UGARTE, 1985). así, las muestras tan alteradas se corresponden con depósitos mal ubicados desde el punto de vista cronológico, pero de notable antigüedad, como son los casos de la enigmática acumulación de Larra* (muestra número 20) y de la sita en el conjunto paleokárstico de Aitz-zulo (muestra número 11); igualmente en este contexto de alteración se incluye el nivel de acumulación fluvial situado a +35 m. sobre el cauce del Oñati (muestra número 9).

No obstante, también existen ciertas anomalías: la muestra número 3 evidencia una notable altera-

ción y sin embargo, se vincula a un conjunto morfológico, relativamente, reciente (aterrazamiento +10 m. en Iturrigorri). A este aspecto, no deja de ser extraño, por otra parte, que otras unidades morfológicas similares al nivel de acumulación de San Lorenzo +35 m. (muestra número 9), que se asociaron a momentos cronológicos muy próximos (UGARTE, GONZALEZ y ALONSO, 1984), por sus similares peculiaridades sedimentológicas y por sus idénticas posiciones morfológicas (nivel de aterrazamiento +40 m. de Jaturabe : muestra número 6 y nivel +40 m. de Zumelzegui-Oñate : muestra número 8) ofrezcan valores de alteración mucho más reducidos (densidad seca 2,389 gr./cm.³ y 2,330 gr./cm.³ y porosidad 10,6% y 8,2%, respectivamente).

Estas excepciones tienen que relacionarse, obligatoriamente, con varios factores que en síntesis pueden ser:

— los procesos de fragmentación que han liberado los materiales detríticos involucrados, posteriormente, en las distintas formaciones sedimentarias han actuado sobre afloramientos de una misma naturaleza litológica, pero que presentaban, antes de la partida del material, un desigual grado de alteración.

Efectivamente, los procesos de ataque a la «roca-madre» han actuado desigualmente en función del tiempo que ha permanecido expuesto el

afloramiento (ubicación y posición geomorfológica), de los ambientes climáticos acontecidos y por supuesto, del mayor o menor control tectónico (red y grado de fisuración, diaclasamiento, etc.).

— otra variable vendría relacionada con las circunstancias propias del transporte (torrencial, fluvial, solifluidal, etc.) y con su carácter retomado y reciclado de otras formaciones cronológicamente más antiguas.

— finalmente, existen factores en dependencia con los ambientes hidrológicos (un nivel de cantos y gravas apoyado sobre una unidad compuesta por materiales finos, poco porosa, engendrada por una fase de arrastre anterior, puede presentar un elevado grado de alteración, si ese nivel fino infrayacente actúa como horizonte freático temporal, de tipo hipodérmico, con motivo de fuertes lluvias y aguaceros) y edáficos (ecotopos más favorables merced a un notable espesor de las formaciones edáficas, etc.) post-sedimentarios.

En lo que concierne a la alteración que presentan los cantos sedimentados en el interior de las cavernas (Cuadro IV) hay que decir que los valores de porosidad son bastante semejantes en todos los niveles hipógeos. La mayor porosidad (10,5%) se ubica en el nivel Y de Artzen-koba, unidad que sin ser la más antigua se dispone entre dos costras estalagmíticas pertenecientes a sendas fases litoquími-

TABLA 5. ANALISIS DE LAS CARACTERISTICAS FISICO-MECANICAS DE CANTOS.

ORIGEN DEL MATERIAL	INDICE FRAGM.	COLOR MUNSELL	pH	PESO ESPECIFICO		PESO ESPEC. REAL	DENSIDAD SECA	ABSORC.	POROS.
				APARENTE	SECO				
nº	(I)	(II)		gr/cm ³	s.s.s.	gr/cm ³	gr/cm ³	%	%
1 Olate (areniscas del Albiense "in situ").		2.5YR 4/0	6.2	2.568	2.612	2.682	2.566	1.7	4.3
2 Idem. Iturrinorri.		5Y 5/2	3.3	2.606	2.624	2.659	2.604	1.3	2.0
3 Iturrigorri (NAF + 10m)	1	10YR 7/3,2	6.0	2.269	2.383	2.571	2.260	5.3	15.9
4 idem. (NAF + 4m)	2	10Yr 6/3	3.2	2.575	2.643	2.764	2.571	7.3	6.8
5 idem. (aluvial ac)	2	10YR 6/4,5/4	4.7	2.540	2.609	2.729	2.540	2.7	6.9
6 Jaturabe (NAF + 40m)	1 y 2	10YR6/6,4	4.0	2.390	2.496	2.672	2.389	4.4	10.6
7 Miruerreka-Olate.Col.	1 y 2	2.5Y 7/2	6.5	2.324	2.420	2.572	2.321	4.2	9.6
8 Zumelpequi (NAF+40m)	1	10YR 6/8y6	6.9	2.333	2.415	2.541	2.330	3.5	8.2
9 San Lorenzo(NAF+35m)	1	10YR 7/6 y 6/6	5.2	2.222	2.434	2.818	2.220	9.5	21.1
10 Zulueta(NAF+ 5 m)	1	7.5YR 5/6,4	4.6	2.428	2.508	2.639	2.426	3.3	8.0
11 Aitzulo.Paleo-karst	1 y 2	10YR 7/6	4.6	2.223	2.343	2.527	2.221	5.4	12.0
12 Artzen-koba.Niv. Y	2 y 3	10YR 7/6	4.6	2.337	2.442	2.611	2.335	4.5	10.5
13 idem. Niv. N	2	10YR 7/3 y4	4.3	2.345	2.424	2.548	2.343	8.7	8.0
14 Irtegui.Niv. E	2 y 3	10YR 6/4 y3	4.8	2.359	2.437	2.559	2.358	3.3	7.8
15 idem. Niv. 1	3	10YR 6/4 y3	3.6	2.474	2.552	2.683	2.472	3.1	1.8
16 Arantzazu-erreka en Irteyi.	1	10YR 7/4,6/4	5.3	2.335	2.445	2.675	2.334	4.7	11.0
17 Bellotza-erreka (K)	1 y 2	10YR 7/4,6/4	5,3	2.295	2.423	2.631	2.294	5.6	12.8
20 Larra-Navarra	1	10YR 5/6	5.7	2.012	2.389	2.389	2.010	7.8	15.8

cas; los demás estratos ofrecen cantos con porcentajes de porosidad comprendidos entre 8,0% y 7.8%. Por el contrario, las acumulaciones superficiales, ubicadas en las proximidades de la cavidad de Iritegui (Dep. K y Dep. L) presentan una porosidad algo más acusada; ello es consecuencia de haber sufrido las correspondientes acciones bioclimáticas propias de los medios exteriores.

Así pues, los materiales que han permanecido en un medio isotermal e isohúmedo (endokárstico) parecen tener un menor índice de alteración que los situados fuera de él. Este es el caso de las muestras pertenecientes al depósito aluvial (Dep. K : Fig. 15-); estos materiales han sido sedimentados con posterioridad o en momentos concomitantes a los niveles E (muestra 14) e I (muestra 15) de la cavidad de Iritegui (Fig. 16) y sin embargo, sus valores indican un mayor índice de alteración.

En definitiva, los resultados obtenidos en el análisis de alteración parecen ser bastante homogéneos e indicativos, salvo en las muestras correspondientes a los depósitos fluviales; en ellos, las acciones de retoma y reciclaje de material, con origen diverso (tanto en su procedencia como en su cronología) parecen originar unas ciertas heterogeneidades en las apreciaciones sugeridas por los datos de alteración de sus cantos. Así, esta técnica, sin llegar a un extremo de alta fiabilidad, al menos se constituye como un indicador más o menos eficaz, para detectar la evolución en el tiempo de estos materiales detríticos. Para ello, es imprescindible la comparación entre elementos de una misma naturaleza litológica y con textura muy similar; no obstante, debe rechazarse cualquier interpretación estricta y rígida: el mismo valor para dos muestras determinadas, no significa una concomitancia cronológica entre ambas; sino que se trata de una referencia cualitativa. Es evidente, como hemos señalado anteriormente,

que la evolución del material es función del grado de alteración de los afloramientos geológicos de los que han partido los fragmentos detríticos, de los mecanismos de transporte y su violencia, del medio en que se han sedimentado y finalmente de los procesos hipodérmicos y edáficos a los que han estado sometidos.

I) Consideraciones finales : Intento de reconstrucción de la evolución paleogeográfica fini-cuaternaria de este sector del valle del río Aránzazu.

Los complejos Kársticos de Iritegui Artzen-koba se encuentran situados, en el momento actual, bajo un clima de características templado-húmedas que determina un neto predominio (o al menos relativo)^x de las condiciones de biostasia en las vertientes del País Vasco. En el pasado reciente y bajo circunstancias ambientales muy variadas, estos sistemas subterráneos han actuado de una manera solidaria con flujos de agua superficial; procedieron como conductores de corrientes más o menos discontinuas (hoy de escasa importancia), siempre condicionadas por los fenómenos meteorológicos de tipo acuoso que se registraban en el exterior.

Las galerías analizadas en esta ocasión no son ya funcionales y han quedado, nítidamente, colgadas algunos metros por encima de los lechos actuales. En lo que concierne a su espeleomorfología, estos conductores antiguos presentan las siguientes características:

— La morfología de estas cuevas es típica de cavidades que han sufrido una amplia evolución. Así, el aspecto de las galerías se relaciona con las peculiaridades tectónicas de cada tramo, con el tipo de dinámica endokárstica a que han estado sujetas y finalmente, con los procesos de incisión (asociados

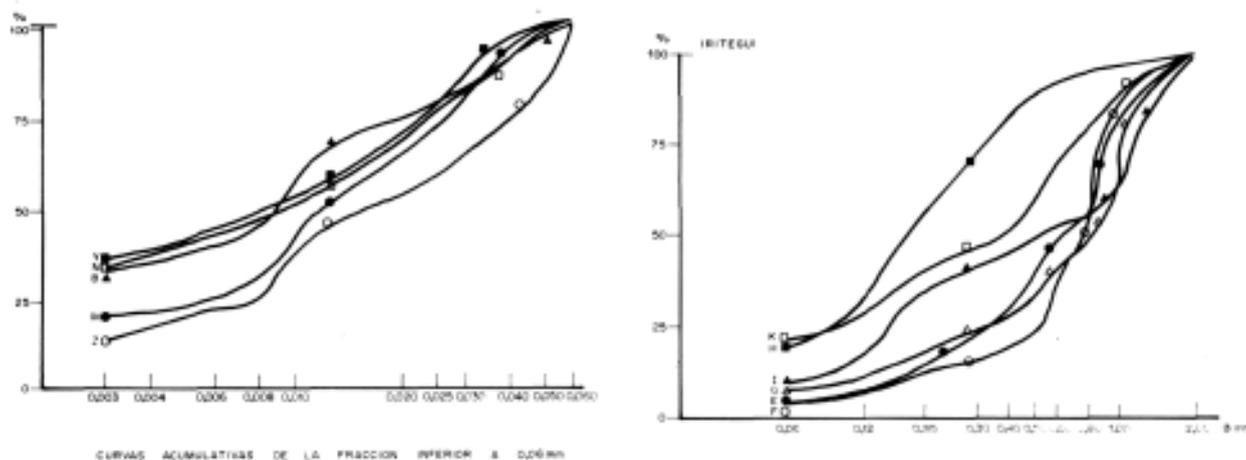


Figura 14. Curvas acumulativas de la fracción final (<0.06 mm.) correspondientes a los depósitos de Iritegui y Artzen-koba.

con el comportamiento mecánico de rocas) que han podido afectar a los conductos; es por ello, que algunos sectores de las galerías presentan formas abovedadas, donde son frecuentes tanto los recubrimientos y concreciones parietales, como las formas estalagmíticas y estaláctíticas más o menos desarrolladas; sin embargo, otros tramos han perdido esta morfología debido a los fenómenos de incisión que han conllevado sendas acciones de hundimiento del techo, de la base, etc.

— En lo que concierne al piso de las cavidades, hay que mencionar que se encuentran compuestos por formaciones detríticas aluviales entre las que a veces se intercalan algunas costras estalagmíticas. El techo de esta unidad basal está constituido por una costra superficial bien visible en Iritegui y en Artzen-koba. Estos conjuntos detríticos fosilizan con carácter, casi general, las formas de erosión labradas por los mecanismos hidrodinámicos precedentes en el sustrato rocoso de las cavidades.

Todas estas características obligan a relacionar estos complejos subterráneos con los denominados

karst evolucionados, con conductos colmatados parcialmente y sin ninguna relación con los niveles hidrodinámicos actuales. La evolución de estas cavernas ha debido estar condicionada por los mecanismos de incisión y acumulación acontecidos en la red de drenaje; así, el progreso del aluvionamiento en las cavidades se encuentra estrechamente unido con la sedimentación de las terrazas epigeas, existiendo, pues, una relación completa entre materiales detríticos subterráneos y aluviones externos.

Dentro de la tipología de acumulaciones hipógeas detectadas en la estratigrafía de las cavidades, hay que señalar:

— *acumulaciones detríticas integradas por materiales gruesos*: están formadas, casi exclusivamente, por gravas y cantos de naturaleza alóctona a los conductos kársticos, pues pertenecen a una litología areniscosa; éstos ofrecen notables desgastes (dada su deleznable constitución) y se encuentran engastados en una matriz fina, de fase esencialmente arenosa, mal clasificada y sin cementar. Estos materia-

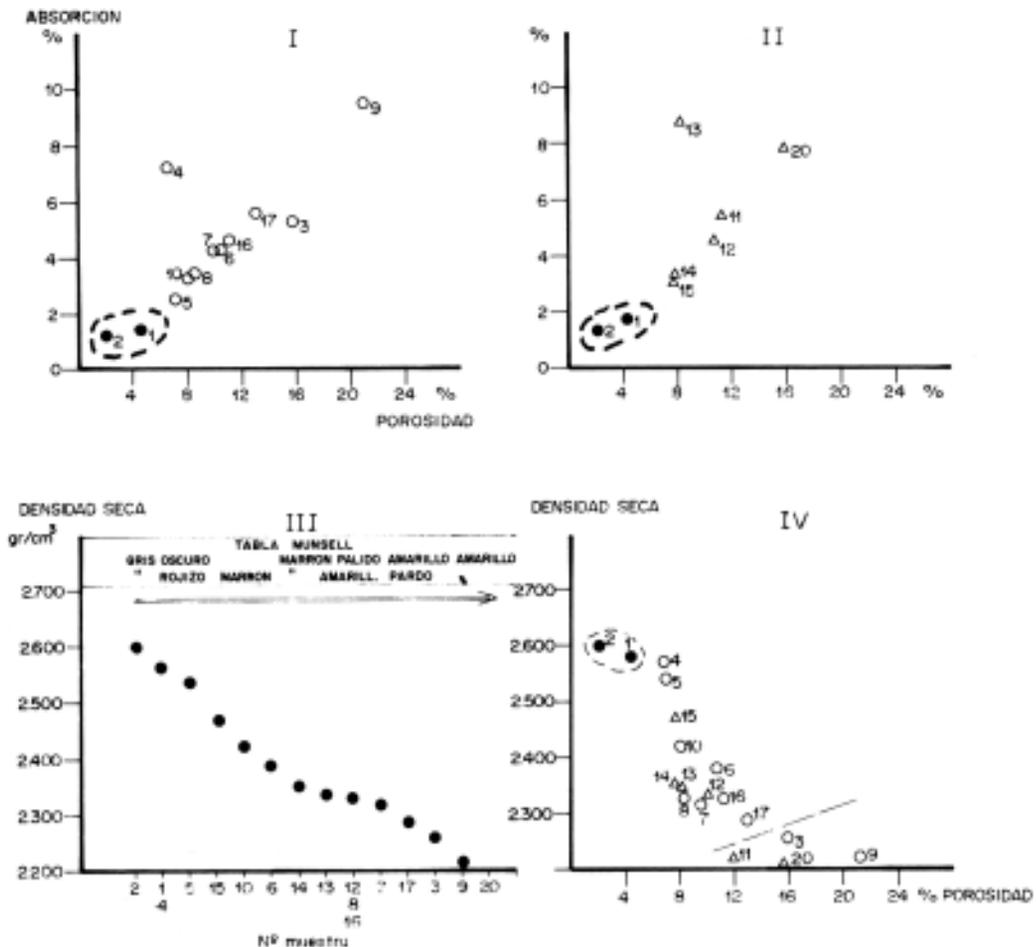


Figura 15. Diagramas con representación de valores petrográficos y otros (color Munsell), relativos a las muestras de la fracción gruesa (cantos) pertenecientes al área estudiada. Identificación de las muestras: ver Cuadro IV.

les han sido puestos en marcha por fuertes pulsaciones de corriente de carácter esporádico vinculadas a la pluviodinámica exterior (o a rápidos deshielos de nieve) que han arrastrado una gran cantidad de materiales detríticos originando aterrazamientos superficiales en las márgenes de los ríos y construyendo de carácter aluvial en el interior de las cavernas. Su sedimentación ha seguido las pautas generales que imponen este tipo de dinámica; al abandono brusco de la carga detrítica como consecuencia de

un rápido descenso de la crecida; es por ello que la estructura sedimentaria que se advierte tanto en los aterrazamientos externos como en el interior de las cavernas responde a una disposición caótica de los elementos. Igualmente, la no cementación carbonática de los aluviones, aludida anteriormente, parece sugerir la escasez de agua en estas galerías que sólo parecen haber funcionado durante las citadas avenidas aunque a este respecto pudieran existir otros factores que explicaran el mencionado hecho.

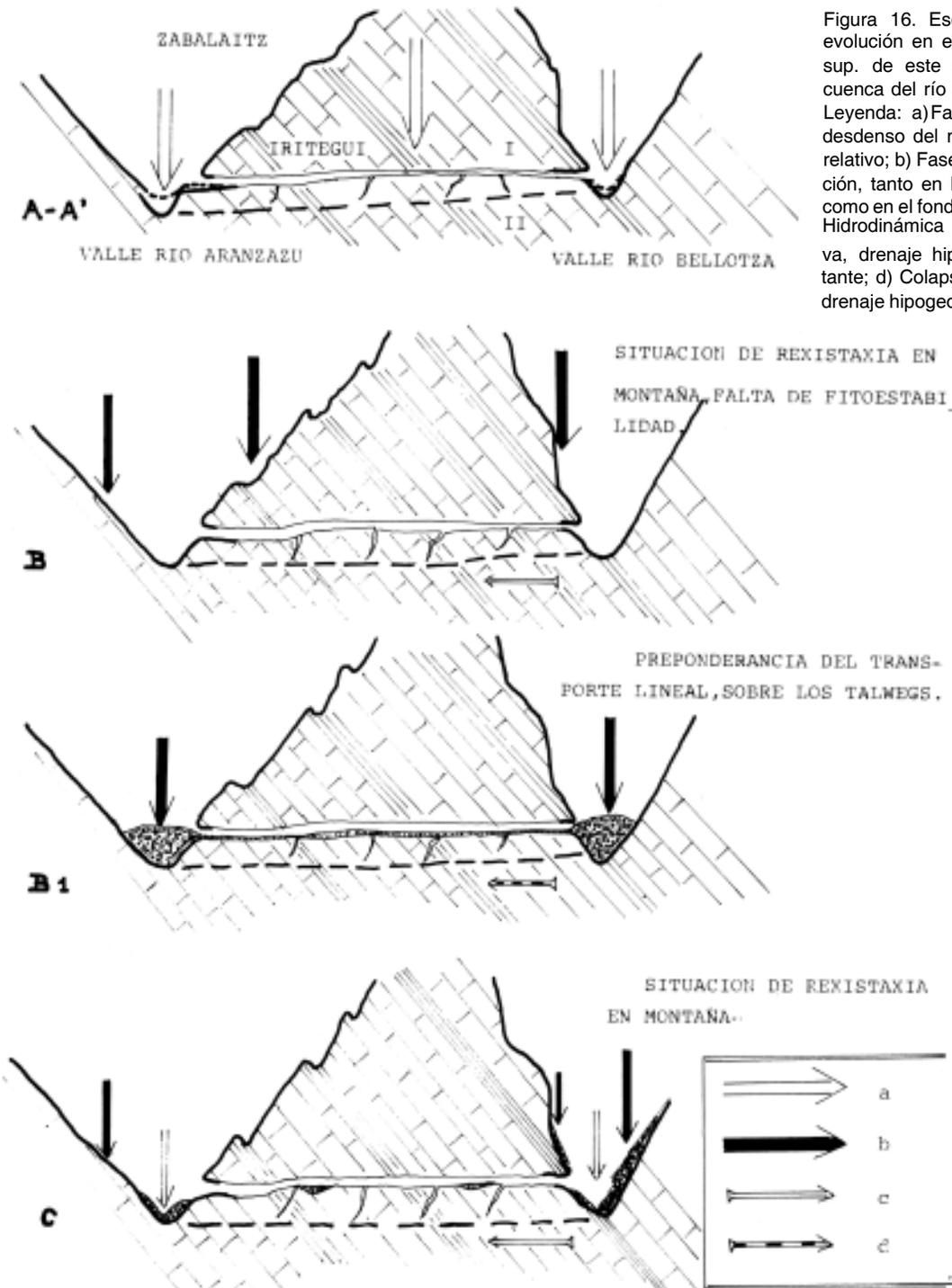


Figura 16. Esquema de la evolución en el Cuaternario sup. de este sector de la cuenca del río Aránzazu. Leyenda: a) Fase de incisión, descenso del nivel de base relativo; b) Fase de acumulación, tanto en las vertientes como en el fondo del valle; c) Hidrodinámica kárstica activa, drenaje hipogeo importante; d) Colapso parcial del drenaje hipogeo.

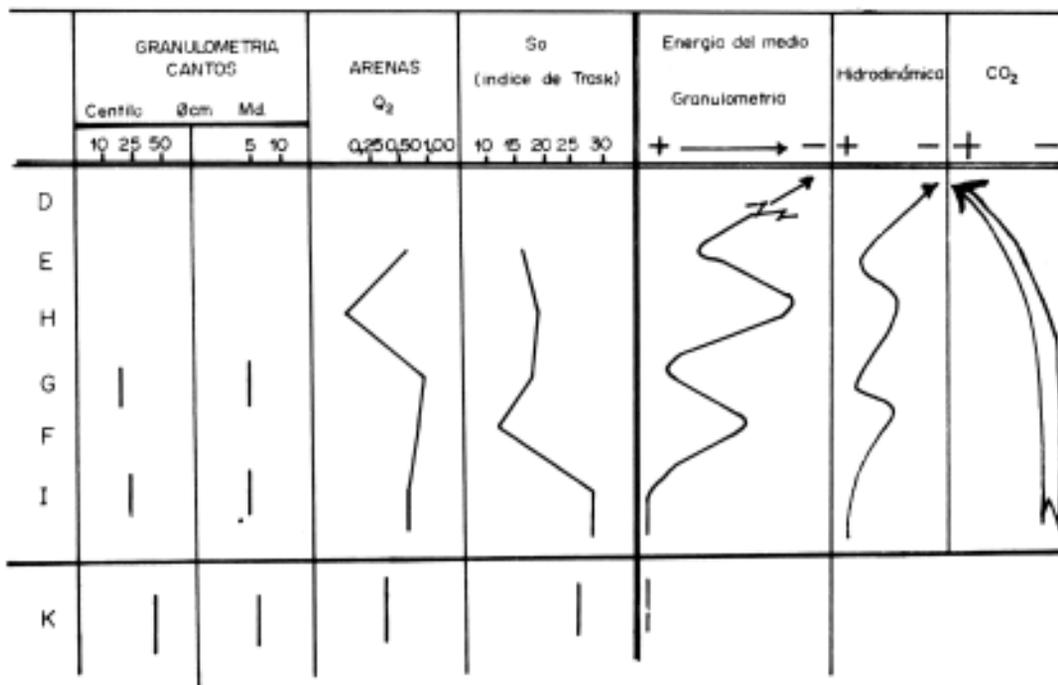


Figura 17. Secuencia de la sedimentodinámica en la cavidad de Iritegui, de acuerdo con los datos obtenidos a través del depósito estudiado en Iritegui.

Por otra parte, es de destacar la ausencia de fragmentos calizos en el seno de la masa detrítica inserta en el interior de las cavernas. Efectivamente, salvo en algún nivel originado por típicos fenómenos de incisión (nivel Z de Artzen-koba) es notable la inexistencia de elementos de naturaleza autóctona. Este hecho sugiere la escasa representación que los procesos de fragmentación mecánica han tenido durante esta fase de sedimentación, tanto en el interior de las cavidades, como en las inmediaciones del exterior, donde las avenidas de agua podían haber incorporado elementos retomados de las vertientes cercanas con afloramientos calizos. Además, la presencia de costras estalagmíticas «sellando» los niveles detríticos hipógeos y la no cementación de los mismos parecen descartar la posible vinculación de esta ausencia con fenómenos de alteración y disolución «in situ» de los materiales calizos.

— *acumulaciones de material fino*: se intercalan a veces entre los niveles compuestos por material grueso y están constituidos, bien por material arenolimoso (frecuente), o bien por elementos de naturaleza limosa, siendo éstos bastante más raros. Estos materiales finos no son el resultado de una circulación fisural (tan típica en algunas cuevas), ni tampoco tiene el aspecto de provenir del reciclaje de formaciones edáficas del exterior. Se trata de unidades que han sufrido o una dinámica más atenuada, o de distinto tipo que las acumulaciones gruesas. Efectivamente, por un lado, la mayor parte del material arenolimoso ha sido puesto en marcha por mecanismos

de índole similar, aunque de mucha menor efectividad e intensidad que los que han originado la sedimentación de los paquetes de gravas y cantos; el aspecto de estos conjuntos finos, poco o nada alterados, con escaso contenido de arcillas, así como el tipo de curvas granulométricas de las fases finas, parece confirmar la siguiente hipótesis: éstos elementos finos son el fruto de la erosión lineal y lateral que los cauces de los cursos de agua externos han planteado sobre los respectivos lechos y aterrazamientos marginales, con ocasión de lluvias y chaparrones fuertes pero de moderado volumen; estos procesos han retomado abundante cantidad de material que han sido incorporados a continuación por los conductos kársticos en donde se han sedimentado.

Por otro lado, las curvas granulométricas de apariencia hiperbólica de algunos niveles (por ejemplo, el nivel M de Artzen-koba) denuncian una sedimentación totalmente distinta a la anterior, ya que han imperado mecanismos de decantación en sectores deprimidos de las cavernas ocupados por una lamina de agua más o menos espesa pero sin ningún tipo de agitación.

— *Costras estalagmíticas*: se corresponden con sendas fases litoquímicas en las que las características ambientales a destacar en el interior de las cavidades son: paralización de los mecanismos de transporte de los materiales gruesos y finos; condiciones hidrodinámicas, pues, muy débiles y la presencia de

una cierta cantidad de agua proveniente de la percolación a través de la masa caliza.

Desde el punto de vista pretrológico, éstas unidades carbonáticas están compuestas, esencialmente, por una caliza micrítica, más o menos densa, y que a veces presenta algunas laminaciones ferruginosas y una estructura en capas. En su mineralogía destacar la presencia de calcita como elemento fundamental, a la que acompañan en cantidades variables cuarzo, moscovita e illita.

Estos tres tipos de acumulaciones se entremezcan de una manera más o menos ordenada en la estratigrafía de las cuevas de Iritegui y Artzen-koba y desde el punto de vista cronológico deben, posiblemente, asociarse en todo su conjunto al Cuaternario reciente (Würm medio y superior), dada la presencia de restos faunísticos asociados a «Ursus spelaeus», entre los materiales sedimentarios que han sido aquí estudiados, de la cavidad de Artzen-koba.

Las técnicas utilizadas en los sedimentos exteriores e hipógeos y el reconocimiento geomorfológico efectuado en el sector en el que se ubican estos complejos kársticos nos permiten sugerir las siguientes circunstancias paleogeográficas:

1) Las similitudes que presentan los aterrazamientos del río Aránzazu y los depósitos hipógeos de Iritegui (tipo de estructuras sedimentarias, homogeneidad granulométrica, morfométrica, litología, tipo de fracción fina, etc.) y las vinculaciones geomorfológicas existentes, nos llevan a considerar una asimilación cronológica para ambos conjuntos morfo-sedimentarios. Más problemática resulta la posible relación de los elementos detríticos de la cavidad de Artzen-koba y los ubicados en el exterior, dada la escasa representación que éstos ofrecen en las inmediaciones de este complejo kárstico.

2) La sedimentación de los materiales gruesos y finos pertenecientes tanto a los aterrazamientos como a los aluviones hipógeos han tenido lugar en una fase en donde, por lo menos, las zonas bajas y las vertientes cercanas a las cavidades han estado sometidas a un acusado grado de biostasia. La fitoestabilización de las laderas ha sido tal que los afloramientos calizos, dispuestos en todos los alrededores de los conductos, apenas han sufrido procesos mecánicos de fragmentación (gelifracción) que liberaran material de esta naturaleza litológica. Estas circunstancias ambientales se apoyan sobre los siguientes datos y su argumentación, en algunos casos, ya ha sido comentada al inicio de estas consideraciones finales:

2.1. Ausencia total de fragmentos calizos en la masa aluvial, tanto en las unidades superficiales como en los depósitos hipógeos. Este he-

cho podría ser interpretado de otra manera posible: los supuestos fragmentos crioclásticos habrían sido disueltos por procesos edafogénicos o por aguas de un drenaje hipodérmico, en el caso de los aterrazamientos externos; sin embargo, esta hipótesis queda totalmente descartada para las acumulaciones sitas en las cavidades, dada la presencia de costras estalagmíticas que «sellan» los niveles detríticos y la ausencia de una cementación carbonática de los mismos. Por ello, pensamos que la procedencia alóctona que ofrece la litología de los aluviones debe interpretarse como motivada por la aludida situación biostásica de las vertientes.

- 2.2. Matrices finas, dispuestas englobando cantos y gravas o formando unidades propias, que integran un material poco alterado y en donde no se advierten restos procedentes de la erosión de cubiertas edáficas.
- 2.3. La supuesta ausencia o moderación de los ciclos de hielo-deshielo en el exterior explica porqué no existe ningún tipo de depósito de facies «fría», ni siquiera de fragmentos crioclásticos en el interior de las cavernas de esta zona del País Vasco. Este hecho contrasta, notablemente, con los estudios y descripciones de sedimentos analizados en gran cantidad de cuevas del mundo mediterráneo en Francia; en su interior, los rigurosos fríos del Riss y del Würm han generado gran cantidad de acumulaciones

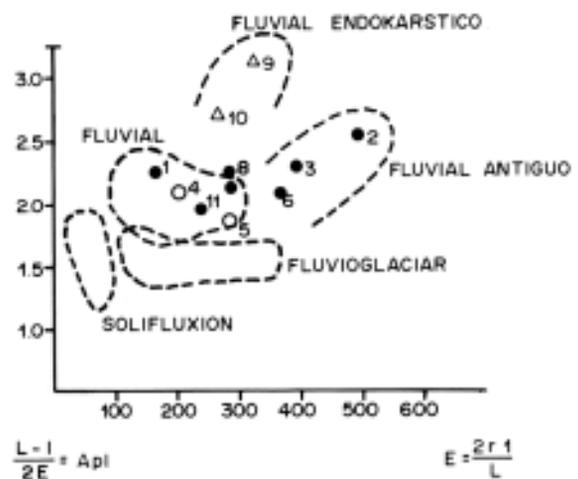


Figura 18. Diagrama morfométrico de Richter (areniscas), ampliado de acuerdo con datos propios.

Depósitos y muestras: 1) Iturrigorri, fluvio-torrencial, +20m.; Jaturabe, fluvial +40m.; 3) Albitxuri, fluvio-torrencial, +40m.; 5) San Lorenzo, fluvial/glacis lateral (?), +35 m.; 6) Iturrigorri, fluvio-torrencial, +2 m.; 7) Zulueta, fluvial, +5 m.; 8) Kastillokua, fluvial; 9) Iritegui, fluvial-endokárstico, nivel 1; 10) Iritegui, nivel G; 11) Bellotza. +2m. fluvio-torrencial.

Completado con datos de: UGARTE, GONZALEZ, ALONSO (1984)

crioclásticas, incluso sendos fenómenos de crioturbación (BORDES et al., 197).

3) Lógicamente en este contexto biostásico detectado en las inmediaciones de las cavidades hay que preguntarse cuáles han sido las circunstancias ambientales y los procesos geomorfológicos que han intervenido en la liberación y origen de tanto material arenoso. A este respecto, la hipótesis más sugerente sería pensar que mientras la zona de afloramiento calizos (que se sitúan a cotas inferiores a 800-900 m. en el valle del sistema fluvial Aránzazu-Bellotza) se hallaban bajo el dominio de una clara biostasia (con fitoestabilización bastante activa de las vertientes), los sectores de cabecera de la cuenca (\pm 1.100-1.200 m.) instalados sobre afloramientos de arenisca se encontraban sometidos a procesos de fragmentación más o menos acusados y con unas cubiertas vegetales discontinuas, que determinaban un estado de rexistasia en esos parajes.

No obstante, esta argumentación tomada de una forma estricta necesita unas condiciones paleoambientales muy rígidas, que obligan a reconocer un brusco cambio de las condiciones bioclimáticas en el corto espacio altitudinal de 300-400 m.. Sin embargo, no va a ser nuestra intención plantear aquí una situación modélica tan simple y esquemática como «ruptura de fitoestabilización de las vertientes en altura - fitoestabilización de las mismas en sectores medios y bajos», sino admitir que los procesos geomorfológicos han actuado con una eficacia mucho más vigorosa en las zonas altas de la cuenca; su cuantificación ha debido estar, sin duda, condicionada por varios factores, entre los cuales ha tenido que intervenir un contexto climático más

riguroso que el que reinaba en las partes bajas. Efectivamente, la presencia de climas más rudos en altura ha dado entrada, por un lado, a los procesos de hielo-deshielo, y por otro, han resaltado los típicos mecanismos diferenciales que se dan en el mundo de la montaña —papel de umbría/solana, exposición vientos, etc.—. La acción combinada de estos hechos ha repercutido, lógicamente, sobre el estado de las cubiertas vegetales; así, no es difícil suponer que estos ciclos de hielo-deshielo al actuar sobre algunas vertientes mal protegidas por la vegetación (bien como consecuencia de los factores antes aludidos de umbrías, exposición vientos, etc. o por otros motivos, como los que conciernen a topografías locales más o menos abruptas) hayan originado numerosos procesos de fragmentación.

Estos procesos climáticos y el funcionamiento activo de unos cauces favorecidos por las características de fuerte pendiente longitudinal de sus lechos son los responsables de las acumulaciones areniscas sitas en los depósitos externos e hipógeos de Artzen-koba e Irtegui. Tampoco debe descartarse aquí, la posibilidad de que parte del material detrítico hubiera sido retomado a partir de acumulaciones locales y muy reducidas de fondo de valle, más antiguas, sitas aguas arriba y localizadas en zonas donde alguna ruptura neta de la pendiente longitudinal del lecho pudiera haber provocado el abandono de la carga detrítica.

4) En lo que concierne a la evolución geomorfológica acontecida en esta región durante los tiempos fini-Cuaternarios, debemos decir que reconstruir las secuencias morfoclimáticas y ubicarlas en un contexto cronológico es labor todavía algo arriesga-

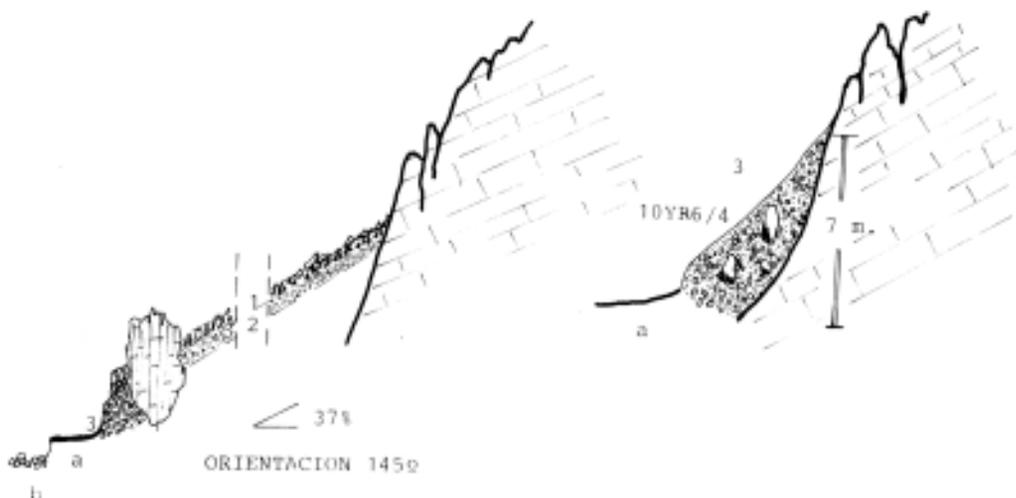


Figura 19. Corte geomorfológico de la vertiente izda. del río Bellotza en el sector estudiado. 1) Groyes y derrubios calizos sub-actuales, potencia 1.5 m.; 2) Groyes de edad algo anterior, potencia 0.5 m.; 3) Aterrazamiento del fondo de valle (nivel K), sobre la que se depositan las groyes visible 2,5 m.; a) Camino actual; b) Talweg actual. Centilo: 1.20 m. de arenisca.

da; sobre todo si se intenta cimentar sobre una serie de depósitos ubicados en un medio endokárstico, ecotopo, en el que como se ha señalado (RENAULT 1957; CLOT 1973; SORRIAUX, 1982), la vulnerabilidad de los depósitos detríticos es muy alta. (MUGNIER 1956; UGARTE 1985; ARRIZABALAGA 1985). Sin embargo, al poder contar con una cronoestratigrafía relativa en base a los datos obtenidos en nuestros anteriores trabajos (UGARTE, GONZALEZ y ALONSO, 1985) añadida a las nuevas apreciaciones morfológicas y sedimentológicas de este estudio efectuado, creemos que es posible proponer a modo de hipótesis de trabajo la siguiente evolución morfoγενética; en ella se esbozan los principales acontecimientos detectados en los tiempos finiquaternarios (Fig. 16).

En esta evolución hay que destacar que tras un funcionamiento kárstico de difícil comprensión dada la escasez de testigos (Fase A - A') sitios en las cavidades analizadas, una pulsación de carácter frío y seco (interrumpida esta condición hídrica por pro-



Foto n.º 1. Vista parcial del nivel I de Iritegui, con los cantos rodados en su posición original (parte derecha, arriba) y distorsionados en dirección al sumidero (parte inferior, izda.). Base del corte de Iritegui.

bables oscilaciones de mayor humedad) originan una serie de formas y acumulaciones en el dominio de la montaña vasca que se vinculan con procesos periglaciares (Fase B); esta etapa parece ser posiblemente sincrónica del Estadio de Lourdes (MARDONES et JALUT, 1983) y se ubica en 30.000-23.500 años B.P.; los fríos de este momento generan gran cantidad de coluviones en la cabecera del río Aránzazu.

Es posible que antes de finalizar esta etapa fría comiencen a actuar fuertes pulsaciones de corriente que van a transportar los coluvios por ella originados; ello va a dar lugar, primero a las colmataciones parciales de los conductos por nosotros estudiados de la red hipógea de Artzen-koba; después, a la de las galerías de Iritegui; esta hipótesis de atribuir una mayor antigüedad cronológica a los depósitos de Artzen-doba está, aún, por comprobar; sin embargo y en espera de dataciones más precisas, pensamos que este hecho puede basarse en los siguientes datos:

- mayor índice de alteración de los cantos hipógeos de Artzen-koba.

- ubicación geomorfológica de los mismos en una posición algo más colgada, con respecto al nivel hidrodinámico actual (Artzen-koba + 15–20m.; Iritegui + 3–7 m.).

Con respecto al resto de los aterrazamientos y acumulaciones endokársticas de Iritegui, hay que señalar la dificultad de poder determinar la extensión en el tiempo de sus mecanismos genéticos vinculados con una dinámica fluvio-torrencial. Pero lo que si nos parece claro es que los mismos continuaron desarrollándose, con especial importancia, durante la fase B-1 (Fig. 161, con las lógicas variaciones que se tradujeron en la presencia de distintos tipos de sedimentación en el interior de las cavernas. Esta etapa B-1 se va a caracterizar por unas condiciones climáticas algo más templadas y húmedas que las detectadas en la fase anterior, con lo que van a atenuar la acción de los procesos de fragmentación en las zonas altas. Al finalizar este momento cronológico hay que constatar la experiencia de un colapso parcial, pero bastante importante de la circulación kárstica por obstrucción de fisuras y conductos en los complejos de Iritegui y Artzen-koba.

Tras esta etapa climática se acentúan las condiciones templado-húmedas, lo que con lleva una importante fase de fitoestabilización de las vertientes, tanto en las partes bajas como posiblemente en los sectores de altura. En estas circunstancias, los talwegs de ríos y arroyos inician un nítido proceso de incisión en sus antiguos lechos detríticos dejándolos colgados, altimétricamente, los anteriores aterrazamientos y produce el desmantelamiento, al menos parcial, de las acumulaciones hipógeas. En el

interior de los conductos kársticos se registran, concomitantemente, sendos fenómenos de incasión.

Esta situación benigna se ve bruscamente interrumpida durante los tiempos tardiglaciares: una pulsación climática fría afecta a las partes altas y medias del País Vasco y provoca una nueva ruptura de la fitoestabilización de las vertientes. Los procesos de fragmentación (quizás no muy intensos, pero sí muy frecuentes) y el posible auxilio de unas condiciones de no excesiva humedad generan una masa importante de coluviones del tipo de «grézes y groizes litée», que en las inmediaciones de la cueva de Iritegui fosilizan el aterrazamiento (Dep. K) del río Aránzazu.

La última etapa detectada (postglaciar-Holoceno) evidencia un paso gradual del momento frío anterior hacia el clima templado-húmedo actual. Durante estos tiempos se producen una gran variedad de procesos típicos de clima húmedo sobre los depósitos coluviales del tardiglaciar: éstos, una vez lavados y desalojados de las vertientes, serán ubicados de una manera concentrada en el lecho actual de los principales arroyos y regatas del sector (Fig. 10). Igualmente, a lo largo de esta fase se genera la costra estalagmítica superficial de los conductos analizados que coinciden con nuevos procesos de incasión.

5) Por último, queremos señalar que en lo que concierne a las huellas climáticas de rango periglaciar que se detectaron en la cavidad de Iritegui (LLOPIS LLADO, 1957: crioturbación en el nivel «I»), hay que negar su autenticidad. Esta consideración era ya planteada, al inicio de las consideraciones finales al advertirse la escasa importancia que los procesos de fragmentación habían tenido en el interior de las cavernas. Además de este hecho nos apoyamos en los siguientes datos:

5.1. Los recientes fenómenos de erosión detectados en los cortes analizados por Llopis han descubierto el verdadero origen de estas deformaciones; se trata de inflexiones en lechos detríticos no originados por mecanismos de índole fría, sino por la existencia de un sumidero, actualmente, semi-colmado que pone en comunicación, hídricamente, el nivel «I» de la cavidad con conductos más profundos; la acción de este sumidero ha provocado en la roca caliza una topografía irregular, a cuyos pequeños escalones

se han adaptado los lechos detríticos, describiendo estas formas festoneadas, más o menos onduladas, similares a las que se generan por crioturbación en los medios periglaciares. Además, los materiales detríticos areniscosos, tan vulnerables a los mecanismos de gelifración, no presentan ningún tipo de fragmentación «in situ», por lo que hay que descartar la existencia de ni siquiera una crioclastia en el interior de la caverna.

- 5.2. La posible existencia de niveles crioturbados en un medio endokárstico es síntoma de fríos muy rigurosos en el exterior. Sin embargo, esta categoría climática no se advierte en el paisaje de este sector del País Vasco. Efectivamente, los testigos de talante frío detectados hasta el presente (UGARTE, GONZALEZ y ALONSO, 1984; GONZALEZ, 1984 y UGARTE, 1985) se corresponden con depósitos de ladera (grézes, groizes, etc) en cuyos mecanismos genéticos no es necesaria la presencia de fríos muy intensos; además, estas manifestaciones frías han alcanzado un cierto desarrollo en el sector, merced a la influencia muy destacada de factores estructurales (calizas margosas fácilmente gelificables, estratos a veces fuertemente fisurados por la tectónica), de exposición y topográficas (fuertes taludes, etc.), de exposición y topográficas (fuertes taludes etc.) que aminoran la catalogación periglaciar de estas formaciones de vertiente.
- 5.3. En cuevas sitas en regiones frías (Estuarios del río San Lorenzo. Canada), la circulación del aire favorece la penetración del hielo en las galerías; así son sólo los sectores cercanos a sus aperturas los que presentan un suelo jalonado por derrubios fragmentados y desprendidos del techo y/o paredes por ciclos de hielo-deshielo. Estas manifestaciones se atenuan o se paralizan a partir de unos 30 m. de la entrada de la cavidad (EK et al., 1981). Estos datos obtenidos recientemente y la localización «más interiorizada» de las posibles manifestaciones de crioturbación, descritas por Llopis, pueden apoyar nuestra argumentación de no ser asimiladas a etapas frías; se trata de un fenómeno azonal sin que hayan intervenido mecanismos fríos.

BIBLIOGRAFIA

- ALOÑA-MENDI, E.T.
1974. Trabajos en el Karst de SW. de Guipúzcoa. *Edit. Biblioteca Pub. Municipal Oñate*, 98 pág.
- ALTUNA, J.
1972. Fauna de mamíferos de los yacimientos prehistóricos de Guipúzcoa. *MUNIBE*, 24, 1-4, 404 pp. y ss.
- ARRIZABALAGA, I.
1985. Introducción al estudio de aluviones cuaternarios en el complejo kárstico de Arrikruz. (en prensa).
- CLOT, A.
1973. La Grotte de la Carrière á Gerde (Hautes Pyrénées). Premiers résultats, les mecanismes de remplissages et des vidanges. *Pirineos*, 107, 3, pp. 25-37.
- EK, C. et al.
1981. Sédimentologie et paléoclimatologie isotopique dans une grotte de Gaspésie, *Quebec. Geogr. Phys. et Quaternaire*, 35, 3, pp 317-328
- GEWELT, M.
1984. Cinétique du concrétionnement dans quelques grottes belges : apports des datations C-14 et 230TH/234U. *Colloque Intern. Karstologie Appliquée* Univ. Liege (en prensa).
- GONZALEZ, J.A.
1984. Rasgos generales del periglaciario de la Península Ibérica y áreas insulares. *Lurralde*, 7 pp. 23-81.
- GUENDON, J.L., LOPEZ AZCONA, C. y UGARTE F.M.
1985. Las brechas calizas del piedemonte de Aralar: análisis geomorfológico-petroológico. *MUNIBE* (en prensa).
- KORNPROBST, P.
1967. Premiers résultats d'une étude géologique et paléoclimatique du remplissage paléolithique moyen et supérieur de la grotte de Lezetxiki (Mondragón-Guipúzcoa). *MUNIBE*, 19, 247-260 pp.
- LLOPIS LLADO, N. et al.
1957. Guia de la excursión N-2: El Cuaternario en la región cantábrica. *V.º Congreso Intern. I.N.Q.U.A.*. 72 pág.
- LLOPIS LLADO, N.
1957. Características hidrogeológicas de la cuenca de alimentación del manantial de Urbaltza (Mondragón). *Speleón*, 8, pp. 3-55.
- LLOPIS LLADO N.
1968. Karst holofosil y merofosil. *Cuadernos de Espeleología*, 3, 67-76.
- MARDONES, M. et JALUT, G.
1983. La tourbière de Biscaya (409 m.) Hautes Pyrénées: approche paléc-écologique des 45.000 derniers années. *Pollen et Spores*, 25, pp. 163-213.
- MISKOVSKY, J.C.
1972. Etude sédimentologique du remplissage de la grotte de l'Hortus (Hérault). *Etudes Quaternaires*, 1, pp. 101-153.
- MUGNIER, C.
1969. El karst de la región de Ansón y su evolución morfológica. *Cuadernos de Espeleología*, pp. 1-144.
- OCHOA, G.
1970. Informe geológico sobre la viabilidad del embalse de Maala y el azud de Olanar. *Ayuntamiento de Oñate* (inédito).
- RENAULT, PH.
1967. Contribution á l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénese. *Annales de Speleologie*, 22, pp. 5-23.
- SORRIAUX, P.
1982. Contribution á l'étude de la sedimentation en milieu karstique. Le système de Niaux-Lombrives (Pyrénées Ariégoises). *Univ. Paul Sabatier Toulouse*, 255 pag. (These 3ème cycle).
- UGARTE, F.M., GONZALEZ, J.A. y ALONSO, F.
1984. Las acumulaciones detríticas cuaternarias en el valle del río Oñati, *MUNIBE*, 36, pp. 65-91.
- UGARTE, F.M.
1985. Recherches géomorphologiques dans le karst d'Aralar Mendi (Guipúzcoa-Navarra/Pays Basque). *Univ. d'Aix-en-Provence. Inst. Géographie* (Thèse 3ème cycle).
- VAUDOUR, J.
1979. La región de Madrid: alterations, sols et paleosols. *Edit. Ophrys*, 381 pag.
- VIERS, G. y UGARTE, F.M.
1985. Los aluviones antiguos en Larra-Arres y su significación. *Lurralde*, 8, 21-29.
- LUMLEY, M. ET AL.
1973. Le Würmien Ancien dans le Midi Méditerranéen Francois D' Aprés L'Etude des Dépôts de Grottes et Abris Sous Roche. *IX Cong. Int. I.N.Q.U.A. Crist.*