

Aproximación al registro paleoambiental de la Cueva de Goikoetxe (Busturia): Evidencias sedimentarias y paleontológicas

J.M. EDESO¹; G. ARANZABAL²; J.C. LÓPEZ QUINTANA³; A. GUENAGA³;
J.C. ZALLO³; P. CASTAÑOS⁴; J. CASTAÑOS⁵; Z. SAN PEDRO⁵; X. MURELAGA⁶;
T. TORRES⁷; J.E. ORTIZ⁷; P.J. URIBARRI²; I. BASTERRETxea²; A. GARCÍA⁸; R. GUTIÉRREZ⁸

⁽¹⁾ Dpto. de Ingeniería Minera y Metalúrgica, y Ciencias de los Materiales (UPV-EHU).
C/ Nieves Cano, 12. 01006 Vitoria-Gasteiz.
e-mail: josemiguel.edeso@ehu.es (Tfno.: 945-013229).

⁽²⁾ ADES (Asociación Deportiva Espeológica Saguzarrak). Gernika-Lumo.

⁽³⁾ AGIRI Arkeologia Elkarte (Gernika-Lumo) y Circulo de Estratigrafía Analítica (Gasteiz).

⁽⁴⁾ GEO-Q. Aranzadi Zientzi Elkarte. Leioa.

⁽⁵⁾ Euskal Museoa – Bilbao – Museo Vasco.

⁽⁶⁾ Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología (UPV-EHU, Leioa).

⁽⁷⁾ Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular. Escuela Superior de Ingenieros de Minas (Madrid).

⁽⁸⁾ GAES (Grupo de Actividades Espeológicas Subterráneas). Bilbo.

RESUMEN:

Se presenta un avance de la primera fase (2011) del proyecto de investigación pluridisciplinar "Estudio paleoambiental de la cueva de Goikoetxe-sistema Malloku (Busturia, Bizkaia)". El objetivo es el estudio de la evolución cronológica y paleoambiental de la cavidad a través del registro sedimentológico y paleontológico.

LABURPENA:

Diziplina anitzeko "Goikoetxeko haitzuloaren-Malloku sistemaren (Busturia, Bizkaia) azterlan paleo-ambientala" ikerketa proiektuaren lehen fasearen (2011) aurrerapena aurkezten da. Helburua, haitzuloaren bilakaera kronologikoaren eta paleo-ambientalaren azterlana egitea da, sedimentu- eta paleontologia-erregistroaren bitartez.

ABSTRACT:

Presentation of a preview of the first phase (2011) of the multidisciplinary research project, "Palaeoenvironmental Study of the Goikoetxe cave-Malloku system (Busturia, Bizkaia)". The goal is to study the chronological and palaeoenvironmental evolution of the cave through sediment and paleontological records.

La Cueva de Goikoetxe y el karst de Peña Forua

Aproximación al registro paleoambiental de la Cueva de Goikoetxe (Busturia): Evidencias sedimentarias y paleontológicas

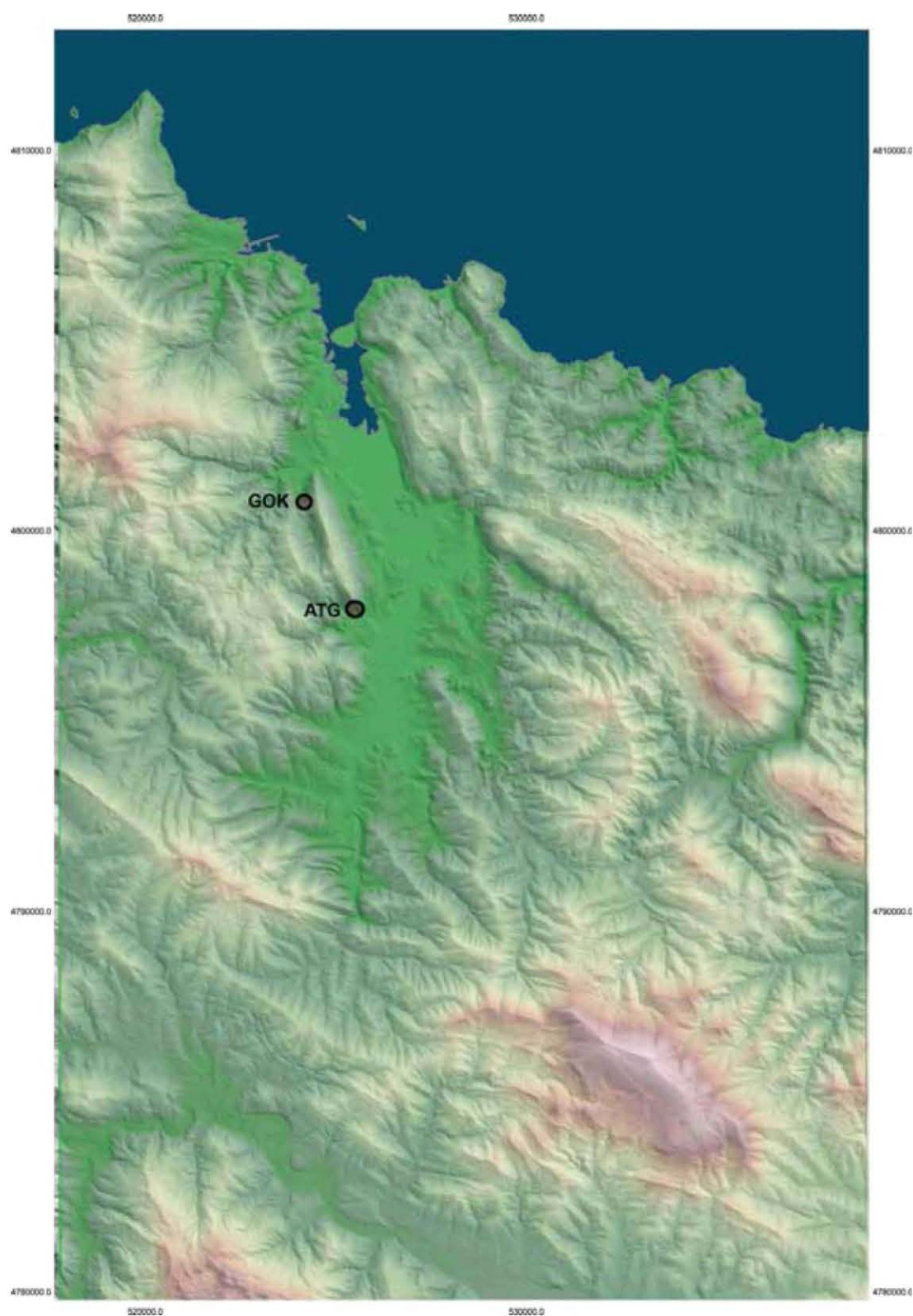


FIGURA 1: Ubicación de las cuevas de Goikoetxe (GOK) y Añagakoa (ATG), sobre modelo digital de elevaciones de la cuenca de Urdaibai (elaborado por A. Díez Castillo).

1- EL SISTEMA KÁRSTICO MALLOKU-GOIKOETXE.

El sistema kárstico Malloku-Goikoetxe forma parte de la Unidad de Santa Eufemia-Ereñozar, dentro de la cual se inserta la subunidad Peña Forua-Murueta (Figura 1) (Aranzabal y Maeztu, en este volumen). Todo el conjunto se desarrolla sobre la lentilla urgoniana de Muruetako Atxa, la cual se extiende desde el Arroyo Sollube (San Cristóbal) hasta el Arroyo Olaeta-caserío Urdalbai. Tiene una longitud aproximada de 3,625 kilómetros oscilando su anchura máxima en torno a los 860 metros, lo que arroja una superficie de 3,1175 km².

1.1.- Marco geológico.

Litológicamente, forma parte del complejo urgoniano configurando una banda de dirección general NO-SE que se dispone paralela al estuario de Gernika-Mundaka. Los materiales más antiguos afloran en el sector oriental y occidental de la lentilla, estando constituidos por margas arenosas con algunos niveles de caliza (se sitúan en la base del paquete). En el sector oriental se observa una delgada banda de calizas impuras, integrada por una alternancia irregular de calizas y margas en estratos centi-decimétricos. El resto del lentejón (abarca la mayor parte del afloramiento) está constituido por calizas estratificadas en bancos decimétricos o métricos con corales y rudistas y por calizas masivas con rudistas y corales sin estructura interna y con escasa o nula contaminación terrígena.

Hacia el Oeste la lentilla se pone en contacto con los materiales de la formación Deba, la cual está integrada por un conjunto de sedimentos detríticos, muy potente, monótono y continuo, formado por una alternancia de areniscas y lutitas. Se disponen en bancos de tamaño centi-decimétrico (localmente métricos), siendo frecuentes los horizontes ferruginizados, así como los nódulos de piritita oxidados y descompuestos, lo que explica la presencia de diversos minerales de hierro en el interior de la cavidad.

En el sector occidental de la depresión de Malloku, en la semidepresión de Goikoetxe-Apraiz y en los alrededores de San Cristóbal, se localizan diversos depósitos coluviales cuya génesis parece relacionarse con los eventos fríos del Pleistoceno Superior (sistemas morfoclimáticos y morfogenéticos periglaciares). Los depósitos de mayor entidad se relacionan con coladas de bloques y lóbulos de gelifluxión y/o solifluxión, mientras que el resto se vinculan con acumulaciones residuales y arrastres torrenciales o de arroyada.

Todo el conjunto urgoniano está afectado por dos fracturas longitudinales de dirección NNO-SSE. La primera se define como una falla inversa que se dispone en el contacto entre los materiales urgonianos y la formación Deba. La segunda, paralela a la anterior, compartimenta el conjunto urgoniano

en dos subconjuntos de diferente tamaño. Ortogonal y sub-perpendicularmente se disponen una serie de fracturas secundarias pero de gran interés para el desarrollo de los procesos de karstificación. Concretamente, en la intersección de una de estas fracturas con una de las principales, se abre el sumidero de Malloku y coincidiendo con otra de estas fracturas se localiza la entrada de Goikoetxe Korta.

1.2.- Marco topográfico y geomorfológico.

Desde un punto de vista estrictamente topográfico, todo el conjunto configura un pequeño relieve montañoso cuya máxima cota no supera los 356,3 metros (Atxondo). El paisaje está dominado por fuertes pendientes rectilíneas (> 50%) colonizadas por un encinar denso y espeso, lo que dificulta considerablemente la observación y prospección de las formas kársticas.

Los elementos geomorfológicos más importantes son las depresiones kársticas de Malloku y Goikoetxe-Apraiz. El modelado de ambas ha estado controlado y condicionado por la red de fracturas que compartimenta la lentilla urgoniana, orientándose ambas en la misma dirección que los accidentes principales. La depresión de Malloku presenta una longitud máxima aproximada de 1850 metros, oscilando su anchura en torno a los 1025 metros, lo que se traduce en una superficie de 1,663962 km². Su fondo se localiza a 68,1 m snm, siendo el desnivel máximo observable de 288,2 metros. Su cuenca vertiente se desarrolla a caballo entre los materiales urgonianos y las areniscas y lutitas (junto con las coladas de bloques de edad Pleistocena) de la formación Deba. Concretamente, desde la ladera occidental de la depresión descienden pequeños cursos de funcionamiento torrencial que vierten sus aportes (y su carga detrítica) a los sumideros de Er-latxe (80 msnm) (Aranzabal y Maeztu, en este volumen). La vertiente oriental, modelada sobre las calizas urgonianas, presenta una morfología rectilínea, estando dominada por fuertes pendientes intensamente lenarizadas.

Al Norte de Malloku se desarrolla la depresión actualmente semicerrada de Goikoetxe. Tiene unas dimensiones más modestas ya que no supera los 1000 metros de longitud, oscilando su anchura en torno a los 750 metros, lo que se traduce en una superficie de algo más de 0,700874 km². El sector septentrional ha sido parcialmente desmantelado por la acción erosiva del arroyo Sollube, cuyo *thalweg* constituye el nivel de base superficial local (14,2 msnm). En su fondo se observa un depósito mixto de origen torrencial y residual cuya potencia resulta difícilmente evaluable.

El resto del territorio se resuelve mediante una sucesión de formas exo y endokársticas de gran desarrollo, pudiendo destacar el campo de dolinas de Peña Forua (Aranzabal y Maeztu, en este volumen).

La Cueva de Goikoetxe y el karst de Peña Forua

Aproximación al registro paleoambiental de la Cueva de Goikoetxe (Busturia): Evidencias sedimentarias y paleontológicas

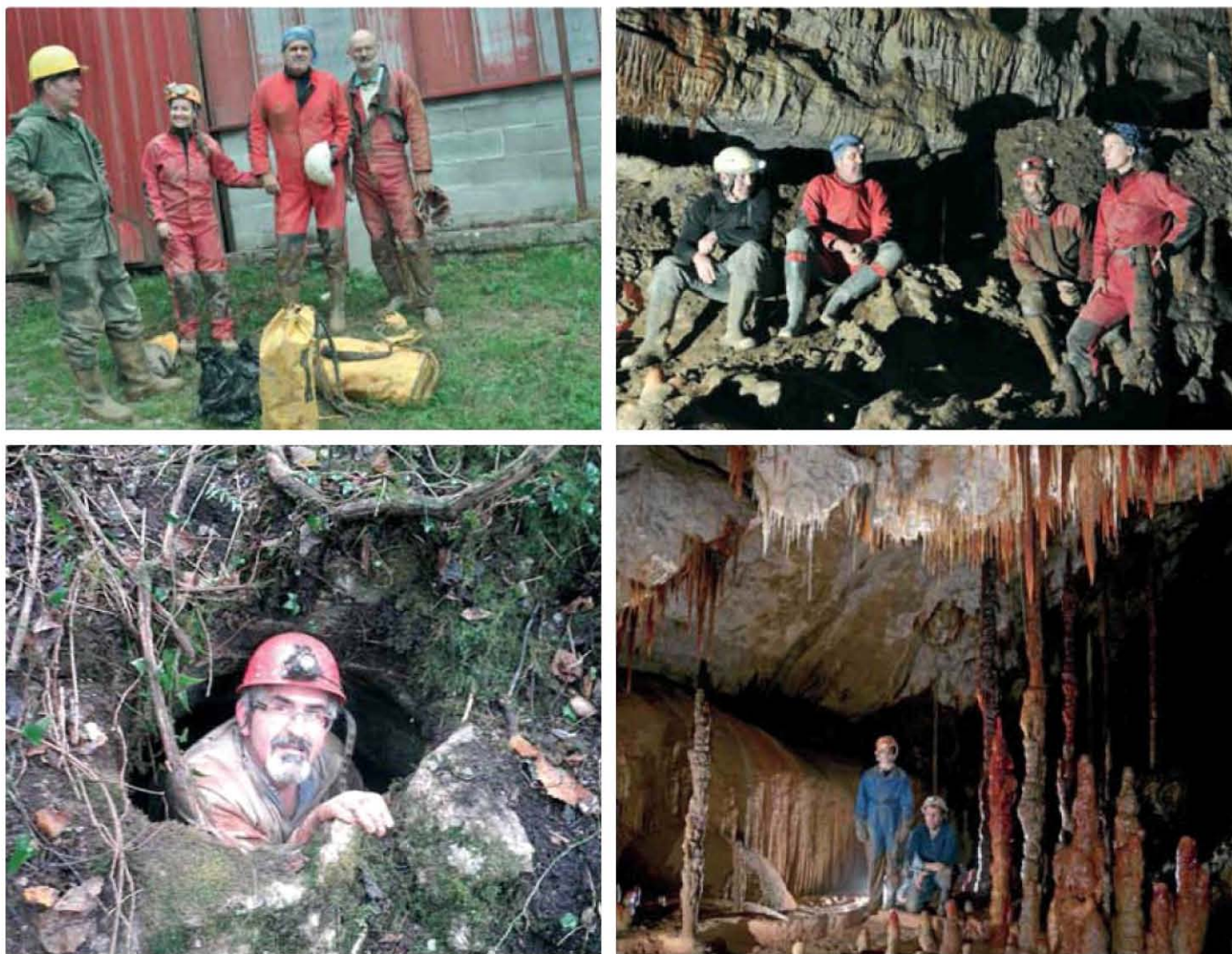


FIGURA 2: Imágenes de la exploración del sistema Malloku.

2.- INTRODUCCIÓN A LA CUEVA DE GOIKOETXE Y SISTEMA MALLOKU (BUSTURIA).

2.1.- Historia de las investigaciones.

En junio de 2009, el Grupo de Espeleología ADES se puso en contacto con AGIRI Arkeologia Kultura Elkartea ante el hallazgo de restos paleontológicos en la cueva de Goikoetxe, dentro del sistema Malloku. El 5 de julio de ese mismo año, miembros de AGIRI realizan una primera visita a la cueva, acompañados del ADES, examinando varios contextos estratigráficos con restos paleontológicos, y valorando muy positivamente el potencial paleoclimático de la cueva. A partir de ese momento, se pone en marcha un proyecto de investigación pluridisciplinar dentro del sistema Malloku, aglutinando las siguientes especialidades: Espeleología, Arqueología Prehistórica y Estratigrafía, Sedimentología, Paleontología, Tafonomía de macromamíferos, Micropaleontología y dataciones por racemización.

Hasta mediados de 2011, el grupo ADES había localizado y referenciado, dentro del sistema Malloku, un total de 6 puntos con restos paleontológicos de desigual entidad. Estos puntos corresponden, en su mayor parte, a depósitos paleontológicos, habiéndose numerado de Norte a Sur con la sigla "DP" (DP-1, DP-2, DP-3...).

La mayor parte se sitúa en el nivel intermedio del sistema, excepto el DP-1, localizado en una brecha de bloques, ligeramente por encima del nivel intermedio (en el nivel meso-superior); y el DP-4, que se ubica en el nivel superior y correspondería, por tanto, a la fase más antigua del sistema.



FIGURA 3. Detalle de la Sala Roja, donde se ha realizado el sondeo S-1.

En el año 2011 se pone en marcha el proyecto pluridisciplinar “Estudio paleoambiental de la cueva de Goikoetxe-sistema Malloku (Busturia, Bizkaia)”, con un programa a desarrollar a medio-largo plazo (Figura 2). La primera fase (2011) se programa como una primera campaña de sondeos estratigráficos en la cueva, dirigida por el arqueólogo J.C. Zallo Uskola (AGIRI) y autorizada por el Servicio de Patrimonio Cultural de la Diputación Foral de Bizkaia con fecha 6 de abril de 2011.

2.2.- Objetivos y metodología de la primera fase (2011) del proyecto de estudio paleoambiental de la cueva de Goikoetxe.

El objetivo primordial de este proyecto es el estudio pluridisciplinar del registro sedimentológico y paleontológico de Goikoetxe, como procedimiento de valoración y acercamiento

a la evolución paleoambiental y cronológica de la cavidad. Por tanto, el primer objetivo específico era obtener un perfil o columna de muestreo para la caracterización estratigráfica de este complejo sistema kárstico. El contenido sedimentario, paleontológico y micropaleontológico sería el soporte esencial para la contextualización paleoclimática de Goikoetxe, además de procurar posibles dataciones absolutas, en primer lugar mediante el método de racemización de aminoácidos en piezas dentarias (Torres et al. 2002).

En esta primera campaña (2011) se ha realizado un perfil estratigráfico de 0,5 m de anchura en la Sala Roja (depósito paleontológico DP-3) (Figura 3), obteniendo una primera columna de muestras sedimentológicas. Este perfil en DP-3 debe ser completado con nuevos sondeos a realizar en consecutivas campañas de determinación estratigráfica del sistema.

La Cueva de Goikoetxe y el karst de Peña Forua

Aproximación al registro paleoambiental de la Cueva de Goikoetxe (Busturia): Evidencias sedimentarias y paleontológicas

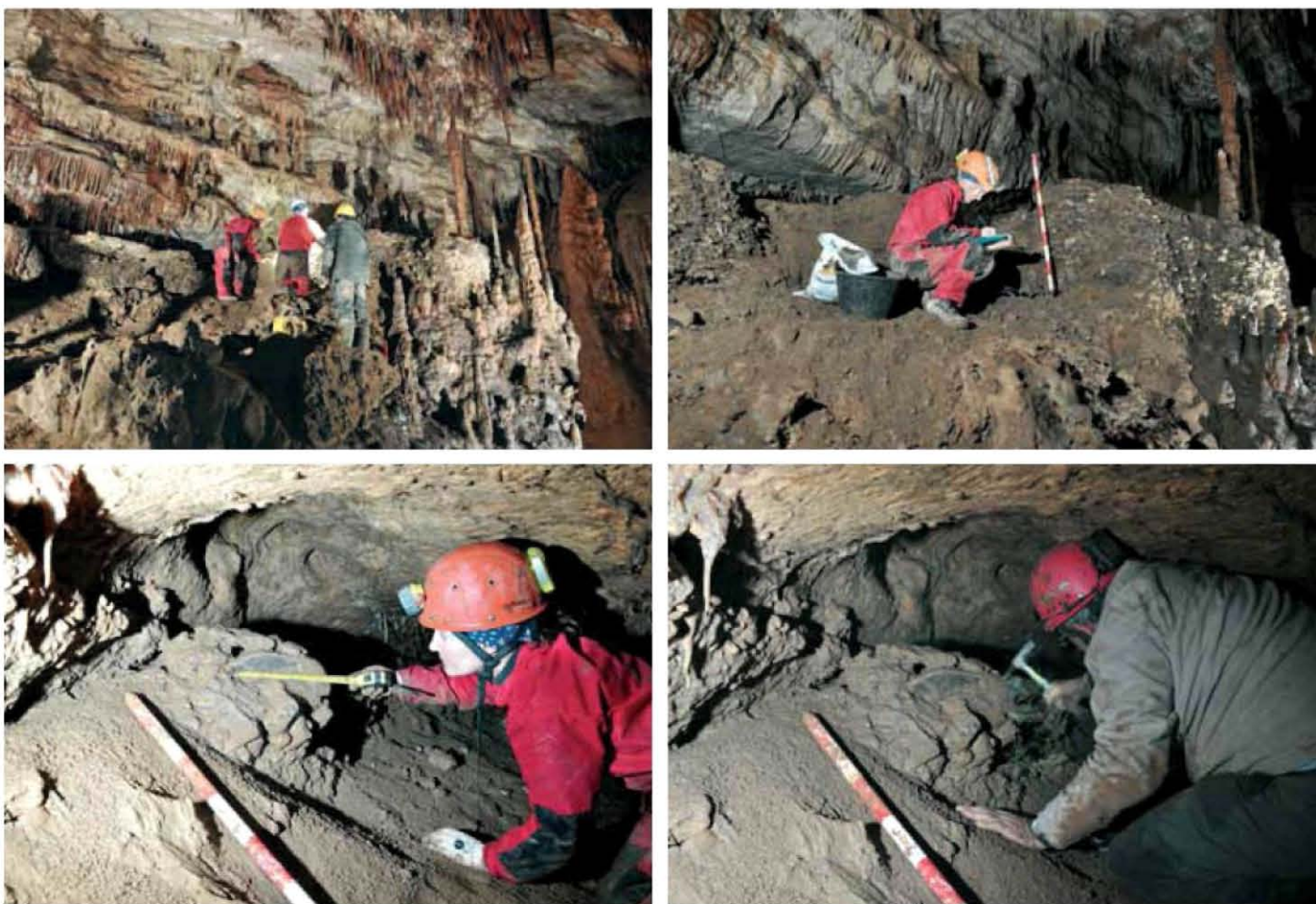


FIGURA 4. Muestreo sedimentológico en la Sala Roja de Goikoetxe (arriba) y en Familien Koba II (abajo).

La estrategia del sondeo se ha regulado por el método de coordenadas cartesianas, expuesto sistemáticamente por G. Laplace (1971), propio en los trabajos de Arqueología Prehistórica. El levantamiento de la masa del depósito se ha ejecutado en tallas de 10 centímetros de espesor. Para ello se sigue metódicamente el buzamiento de cada capa y se realiza un registro riguroso de las profundidades. El relleno sedimentológico se analiza desde los principios de la Estratigrafía Analítica (Laplace 1971; Sáenz de Buruaga 1996; Sáenz de Buruaga y otros 1998), definiendo los caracteres de la fracción fina, media y gruesa, la coloración de la matriz, el grado de compacidad del sedimento y la presencia de restos paleontológicos. De cada talla excavada se recupera una muestra para el estudio sedimentológico de laboratorio y el resto es procesado (lavado y tamizado con malla de 0,25 mm de luz) con el objeto de recuperar muestras de microfauna y otros posibles componentes de complicada recuperación manual durante el proceso de excavación.

Queremos subrayar las dificultades y limitaciones del programa que presentamos, derivadas fundamentalmente de la anti-

güedad y complejidad del sistema Malloku, conjunto profundamente alterado y modificado por su propia evolución geomorfológica (superposición de hiatos erosivos, reexcavaciones, descensos hidrológicos...).

- 1) Precisamente, la complejidad del sistema Malloku exigía un análisis minucioso de los rellenos sedimentarios, para lo cual planteamos la aplicación de la metodología de la Arqueología Prehistórica, tanto en los muestreos estratigráficos como en la integración e interpretación de las diferentes especialidades: sedimentología, paleontología, tafonomía del registro paleontológico, micropaleontología y dataciones.
- 2) El estudio del registro paleoambiental de la cueva de Goikoetxe muestra importantes limitaciones derivadas fundamentalmente de la antigüedad del sistema. Nos encontramos posiblemente en fases del Pleistoceno medio, difíciles de datar de forma precisa (por el momento, disponemos de una datación por racemización de aminoácidos).

3) El sistema Malloku genera, a nuestro entender, más preguntas que respuestas, por lo que concebimos este proyecto a medio-largo plazo. Por tanto, este primer texto es una aproximación y una primera propuesta, que deberá ser moldeada y/o modificada en las próximas campañas de investigación.

4) Por último, es necesario muestrear y analizar otros depósitos relacionados con el sistema Malloku (Familien Koba, Iturgoien II...) y establecer paralelos dentro del contexto de Urdaibai e incluso a escala regional: niveles de cantos en las cuevas de Santimamiñe y Atxagakoa; unidades estratigráficas con faunas antiguas, entre el Pleistoceno medio y superior, en Atxagakoa y Lezika; niveles de terraza fluvial al exterior, etc.

2.3.- Emplazamiento topográfico de los rellenos muestreados y de los depósitos paleontológicos reconocidos.

2.3.1. EMPLAZAMIENTO DE LOS RELLENOS ESTRATIGRÁFICOS MUESTREADOS.

Dentro de la primera fase (2011) del proyecto "Estudio paleoambiental de la cueva de Goikoetxe-sistema Malloku (Busturia, Bizkaia)" se ha realizado un sondeo estratigráfico principal (Sondeo S-1) en la Sala Roja (DP-3), situada a c. 240 metros de la boca de Goikoetxe Korta, dentro del nivel intermedio del sistema, que se ubica a c. 49 metros sobre el nivel mar (Figura 4).

Además, de forma complementaria, se han tomado otras muestras más puntuales en los siguientes enclaves del sistema:

- En la cueva de Familien Koba II (X:524.156; Y:4.800.883; Z:82), conducto correlacionable con el piso superior del sistema, a c. 28-33 metros por encima del nivel medio.
- En la primera sala a la que se accede desde la boca de Goikoetxe Korta, sobre un relleno residual que incluye restos micropaleontológicos.
- En el nivel inferior, a pocos metros sobre el cauce del río subterráneo actual, situado a c. 13-21 metros sobre el nivel del mar.

2.3.2.- LOS CONTEXTOS ESTRATIGRÁFICOS CON CONTENIDO PALEONTOLÓGICO.

Por el momento, se han reconocido 2 tipos de contextos estratigráficos con contenido paleontológico dentro de la cueva de Goikoetxe:

- Brecha de bloques carbonatados del tramo inicial de la cueva (DP-1).

Corresponde al depósito paleontológico nº 1 (DP-1), ubicado ligeramente por encima del nivel intermedio del sistema, bajo la actual boca de acceso de Goikoetxe Korta. Aquí se ha examinado un conducto, reexcavado sobre una brecha de bloques calizos que incluye abundantes fragmentos de cuernas y vértebras de ciervo (*Cervus elaphus*). Este relleno está constituido exclusivamente por componentes gruesos, predominando los bloques calizos de bordes subangulares, recubiertos masivamente por costras de carbonato cálcico.

La composición de este depósito del tramo inicial de Goikoetxe evidencia, al menos, cuatro fases en su proceso de formación:

- a) Una de las posibles cavidades naturales de acceso al sistema Malloku se localizaba sobre el punto DP-1 (Aranzabal y Maeztu, en este volumen), quedando colmatada (hasta la fecha de desobstrucción por parte del ADES) por un flujo o colada de bloques (acúmulos de gravitación del exterior) que se componía esencialmente de componentes gruesos y, en menor medida, por matriz fina (¿mecanismos de gelifluxión?, ¿segregación de hielo entre los cantos?). Posteriormente, se produciría el empotramiento y estabilización de ese depósito de materiales gruesos. El contexto climático de este episodio es difícil de determinar con los datos disponibles.
- b) En una consecutiva fase, de mayor humedad, se da un proceso de lixiviación o pérdida de la matriz fina (sedimento).
- c) Un nuevo episodio, menos húmedo, y quizás más fresco, provocaría la formación de la brecha, precipitando carbonato cálcico y provocando una cementación del relleno a través de las zonas porosas y grietas.
- d) Finalmente, durante un período muy húmedo, se produce una activación hidrológica que reexcava la brecha, formando el conducto a través del cual podemos observar, en la actualidad, la composición de este relleno de bloques con abundantes huesos de cérvidos. En la galería exterior se aprecian, marginalmente, niveles de cantos rodados con restos de microfauna, correspondientes, por su posición estratigráfica, a este episodio de activación hidrológica de la cueva (nivel intermedio).

- Depósitos de origen fluvial (terrazas).

La cueva de Goikoetxe muestra, a lo largo de su recorrido, y tanto en el nivel intermedio como en el superior, nu-

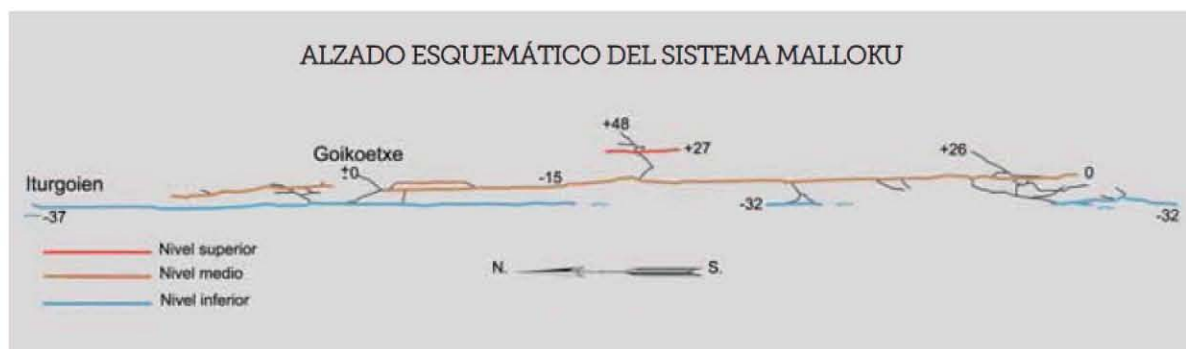


FIGURA 5. Alzado esquemático del sistema Malloku, con el emplazamiento de los 3 niveles (Topografía ADES).

merosos tramos de depósitos de génesis fluvial, llegando en algunos puntos a superar los 4 metros de potencia. En varios puntos de la cueva (depósitos DP-2, DP-3, DP-4 y DP-5) se han reconocido restos paleontológicos en el seno de estos rellenos de cantos o terrazas fluviales. En algunas ocasiones, en contextos verdaderamente caprichosos, como es el caso de una vértebra dorsal de cérvido que atraviesa un testigo residual de una terraza colgada (DP-2).

Hacia la parte central de la cueva (DP-3 o Sala Roja), donde se asienta uno de los testimonios más potentes de estos rellenos de origen fluvial, se identifica una pelvis casi completa de rinoceronte dentro de la parte superior del corte estratigráfico. A escasa distancia, se recuperó en superficie, bajo el talud del relleno fluvial, un molar también de rinoceronte.

Un caso particular, también asociado a la dinámica fluvial del sistema, lo constituyen dos cráneos completos (uno, de oso de las cavernas, y el otro, de hembra adulta de ciervo), encajados en una oquedad de la galería de la cueva. Su estado de conservación (no muestran alteraciones por rodamiento; únicamente por precipitaciones acaso de manganeso) podría sugerir que proceden de una zona contigua, habiendo sido levemente removilizados por un descenso del nivel hidrológico de la cueva. Faltan por reconocer los 3 últimos depósitos de la cueva (DP-4 en el nivel superior; y DP-5 y DP-6, dentro del sector meridional del nivel intermedio). No obstante, en DP-4 se localiza un hueso largo no determinado dentro de un contexto fluvial; en DP-5 aparece un fémur, posiblemente de rinoceronte, asociado a una terraza fluvial; y en DP-6 se constata otra concentración de huesos y cuernas en posición superficial, ligeramente recubiertos por una capa de limos.

3.- ESTRATIGRAFÍA DE LA CUEVA DE GOIKOETXE.

Los trabajos desarrollados por el ADES en el sistema Malloku-Goikoetxe (ADES 2010; Aranzabal y Maeztu, en este volumen) ponen de manifiesto la existencia de 3 niveles o pisos superpuestos (e interconectados entre sí), situados a +77/82 m el superior, a +49 m el intermedio y a +13/21 m el inferior (Figura 5).

3.1.- Nivel o piso superior (Galería de las Estalactitas de Miel-Familien Koba I y II).

Las características granulométricas de esta acumulación se han determinado a partir de las muestras recogidas en la cavidad de Familien II (82 msnm). Esta cavidad se sitúa 32 m por encima de Goikoetxe Korta y más o menos a la misma altura que el nivel colgado situado por encima de la Sala Roja (en opinión del ADES parece tratarse del mismo conducto), el cual presenta una longitud máxima observable de 100 metros. Este nivel es el más antiguo conocido del sistema Malloku-Goikoetxe.

Presenta un relleno máximo observable (en Familien II) de 80 cm., pudiendo diferenciarse dos facies de características distintas. La inferior, compuesta por cantos y bloques de areniscas y lutitas (el centilo se sitúa en torno a los 22,3 cm) empastados en una matriz areno-limosa (10YR 6/4), configurando un depósito en vrac o montón. Presenta facies Gm (gravas masivas) con una ligera imbricación de los cantos y fábrica clasto soportada. Los materiales gruesos muestran un avanzado grado de descomposición fragmentándose fácilmente cuando son extraídos del depósito. Las areniscas tienen un córtex bien desarrollado, las lutitas están totalmente argilitizadas y tanto unas como otras presentan numerosas manchas de hierro, así como cementaciones más o menos significativas. Sobre estos materiales se desarrolla una facies limo-arenosa de unos 30 cm de espesor (10YR 6/4 7/4) con características granulométricas bastante diferentes de las reseñadas anteriormente.

a.- **Facies inferior.** La fracción gruesa es claramente dominante, estando representada por cantos (50,96%) y gravas (26,66%). Predominan las areniscas subredondeadas (algunas están bien rodadas) y las lutitas (aplanadas y redondeadas), aunque también se observan algunas brechas, así como concreciones ferruginosas. La fracción fina supone únicamente el 22,38% del total analizado, predominando las arenas (67,825%), aunque también los limos alcanzan cierta entidad. Predominan las arenas finas y gruesas (43,8 y 34,9% respectivamente), lo que sitúa la talla media en 320,4 μm .

El resto de los parámetros, -histogramas polimodales, curvas parabólicas (logarítmicas por contaminación), mala clasificación, asimetría gráfica inclusiva simétrica (débil fluctuación de la energía cinética durante la deposición) y angulosidad platicúrtica-, nos indican que estamos ante un sedimento poco evolucionado que ha sufrido un transporte incompleto. Su deposición se produjo en condiciones forzadas (¿disminución del gradiente hidráulico?, ¿cambio en la geometría del conducto?, ¿presencia de un obstáculo?...), con un claro predominio del lavado sobre la decantación. Una parte significativa de la fracción fina se acumuló posteriormente, en condiciones de baja energía, rellenando los poros y huecos existentes entre los cantos y gravas (mezcla de dos subpoblaciones distintas).

b.- **Facies superior.** Contiene únicamente sedimento fino oscilando la fracción arenosa en torno al 14,36%. Las características granulométricas difieren sensiblemente de las reseñadas anteriormente, ya que predominan las arenas finas (87,5%) estando prácticamente ausentes las medias y las gruesas (12,1 y 0,4%, respectivamente), lo que sitúa la talla media entre las 104,2 y las 109,9 μm . Presenta histogramas unimodales, clasificación moderada y curvas acumulativas hiperbólicas sumamente enderezadas, lo que nos sugiere que estamos ante un sedimento bien evolucionado que ha experimentado un transporte completo. La deposición se ha producido por exceso de carga predominando la decantación sobre el lavado. La asimetría gráfica inclusiva es fuertemente positiva lo que nos indica que la energía cinética media osciló hacia valores más bajos de lo normal durante un lapso de tiempo bastante prolongado.

Todos estos parámetros ponen de manifiesto que inicialmente circulaba por el conducto kárstico un curso fluvio-torrencial de alta energía, capaz de transportar ingentes masas de sedimento procedentes del exterior y cuya génesis se relacionaría con sistemas morfogenéticos periglaciares. La brusca disminución del gradiente hidráulico, determinó la deposición forzada de la fracción gruesa, mientras que la mayor parte de la fracción fina fue evacuada. Posteriormente, la cavidad se inundó completa-

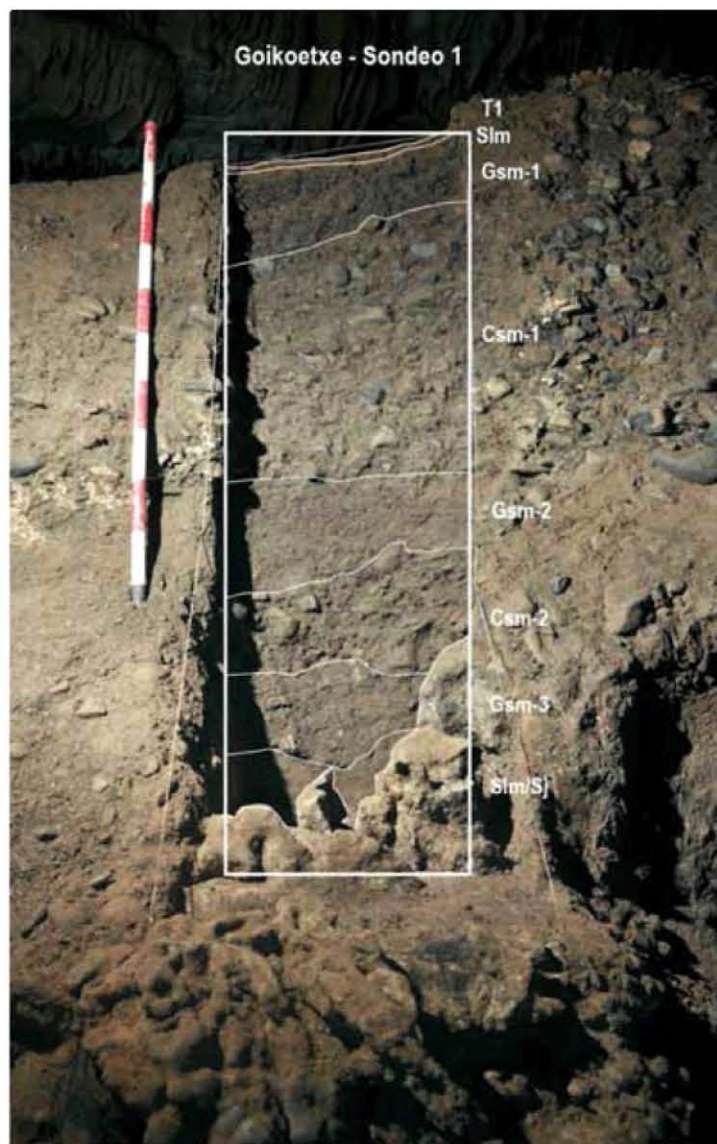


FIGURA 6. Unidades estratigráficas determinadas en el sondeo estratigráfico S-1 (Sala Roja).

mente (¿cambio del nivel de base?, ¿incremento de los aportes?, ¿obstrucción del conducto?...), depositándose por decantación los materiales más finos. Una parte de estos materiales se infiltra a través de los poros y huecos existentes entre los cantos y las gravas mezclándose con la arena gruesa preexistente. Procesos de disolución y erosión inversa (*trop plein*) abrieron la boca de Familien II desaguando el conducto a través de ella.

Todos estos datos apuntan que la cavidad pudo haberse colmatado por un crecimiento vertical provocado por la elevación del nivel de base local o como consecuencia de la disminución de la sección del conducto. La exis-

La Cueva de Goikoetxe y el karst de Peña Forua

Aproximación al registro paleoambiental de la Cueva de Goikoetxe (Busturia): Evidencias sedimentarias y paleontológicas

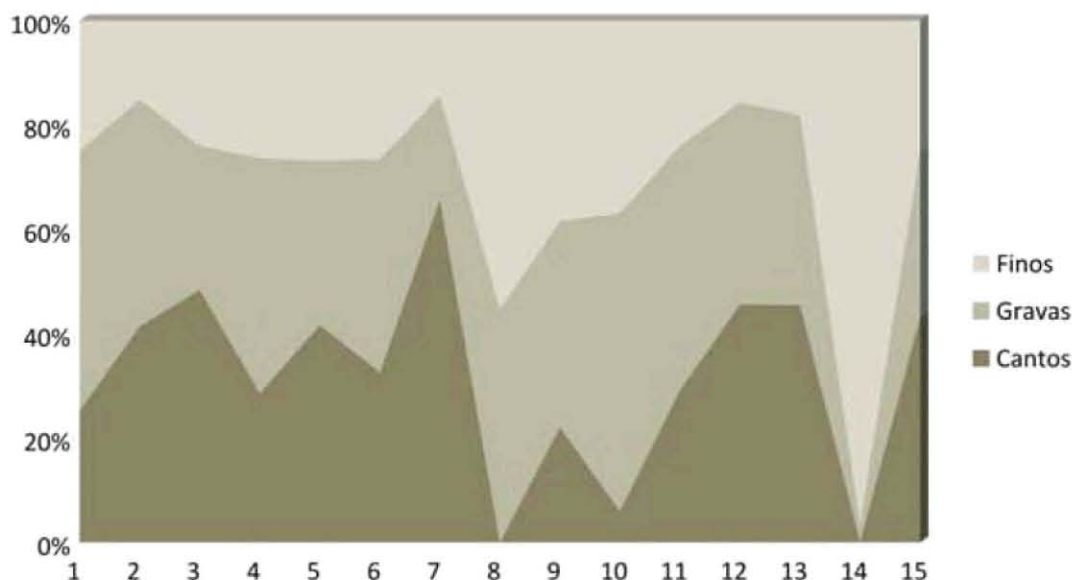


FIGURA 7. Distribución granulométrica del relleno detrítico de la Sala Roja (del 1 al 15, las muestras sedimentológicas estudiadas).

tencia de una corriente con elevada carga detrítica, mayor de lo normal, pudo provocar el taponamiento de algunos tramos de la cavidad ocasionando una fuerte pérdida de competencia y una brusca deposición de la carga, iniciándose así el retro-relleno. Las condiciones climáticas imperantes en el exterior apuntan hacia una situación francamente rexistásica, con abundante material suelto (crioclastia) y predominio de la arroyada como mecanismo de evacuación.

3.2.- Nivel o piso intermedio (relleno detrítico de la Sala Roja: sondeo S-1).

La Sala Roja tiene una longitud aproximada de 30 metros, situándose a 46 m sobre el nivel del mar y 4 m por debajo de la boca de Goikoetxe Korta. Aguas arriba la galería se colapsa por las concreciones formadas a favor de una fractura que ortogonalmente corta el conducto (Aranzabal y Maeztu, en este volumen), mientras que aguas abajo concluye mediante una brusca ruptura de pendiente. La distancia en línea recta respecto a la boca de entrada es de 239,57 metros. El relleno sedimentario oscila entre los 150 y los 200 cm, asentándose directamente sobre un sustrato rocoso profundamente erosionado como consecuencia de procesos de meteorización (sobre todo químicos).

En la campaña de 2011 se ha realizado un sondeo estratigráfico principal (sondeo S-1), que aporta una secuencia de 1,50 m de espesor, siendo excavado en 15 tallas (unidades de le-

vantamiento del depósito, de 10 cm de grosor). El sondeo S-1 ha procurado un total de 15 muestras, correspondientes a 8 unidades estratigráficas bien diferenciadas (Gsm-1, Csm-1, Gsm-2, Smgt, Csm-2, Gsm-3, SIm-Sj y Gsm-4). Las características granulométricas de cada una de estas unidades son las siguientes (de muro a techo) (Figuras 6 y 7):

a. Unidad estratigráfica Gsm-4. Son gravas con matriz arenosa de color marrón. Se localiza sobre un sustrato calizo con huellas evidentes de alteración/erosión (¿lapiaz de arroyada?). La fracción gruesa es dominante, ya que los cantos y las gravas representan el 74,76% del total analizado. Son materiales heterométricos (centilo: 7 cm.), heterolíticos y relativamente oligomíticos (predominan las areniscas y lutitas, junto con fragmentos ferruginosos y calizos, representando éstos últimos una parte significativa de la fracción cantos). Los cantos presentan huellas evidentes de rodamiento, aunque muchos de ellos están rotos (índice de torrencialidad elevado) lo que nos sugiere que el transporte ha sido muy enérgico, en el seno de un flujo de características claramente torrenciales y en condiciones francamente rexistásicas. La fracción fina (10YR 5/4) es fundamentalmente arenosa, predominando las arenas finas (61,8%) lo que sitúa la talla media en torno a las 206,2-207,8 μm . La clasificación es mala, la asimetría negativa (fuertes variaciones en la energía cinética del medio durante un período de tiempo prolongado) y la curtosis leptocúrtica. Presenta histogramas bimodales y curvas acumulativas transicionales entre las hiperbólicas

y las sigmoidales. Todo ello nos sugiere que estamos ante un sedimento formado por dos poblaciones distintas que posteriormente se han mezclado. En cualquier caso, el transporte ha sido incompleto y la deposición semiforzada.

Originalmente se trataba de una barra de cantos (43,17%) y gravas (31,59%) con algo de arena gruesa. Su deposición se produjo en condiciones forzadas en un medio de alta energía, lo que determina un importante lavado de finos. Posteriormente se produjo la percolación de materiales finos mezclándose con las arenas depositadas anteriormente. Todas estas características, junto con el elevado grado de alteración de los materiales, nos sugieren que se trata de un depósito residual bastante más antiguo que el resto de sedimentos que integran el perfil.

b.- Unidad estratigráfica S1m-Sj. Marca un cambio neto en el depósito, apareciendo una unidad estratigráfica con predominio absoluto de la fracción fina. Se trata de una capa de arena de coloración marrón clara que se alterna con finas laminaciones no horizontales (estratificación cruzada de bajo ángulo) de arenas más finas de coloración naranja (en húmedo), debido a la precipitación de óxidos de hierro. Advertimos que las condiciones deposicionales han experimentado un cambio sustancial respecto a las reseñadas anteriormente. La fracción gruesa está constituida exclusivamente por gravas, aunque éstas apenas representan el 3,48% del total analizado (la litología y las características morfométricas son similares a las del nivel inferior). La fracción fina (10YR 6/3) es fundamentalmente arenosa (95,92%) predominando las arenas gruesas (49,1%) y, en menor medida, las medias (34%), de ahí que la talla del sedimento se sitúe en torno a las 550,9 μm . La clasificación es mala, la skewness simétrica y la angulosidad gráfica inclusiva platicúrtica. Todo ello, junto con los histogramas bimodales y las curvas acumulativas parabólicas nos indican que el transporte ha sido incompleto y la sedimentación forzada, predominando el lavado sobre la decantación (facies St/barra de areno con estratificación cruzada "trough").

c. Unidad estratigráfica Gsm-3. El contacto con el nivel subyacente es claramente erosivo, lo que nos indica que entre la deposición de uno y otro se ha producido una fase de desmantelamiento. La fracción gruesa es dominante (81,91%), predominando los cantos pequeños y medios de areniscas y lutitas, aunque las gravas también están bien representadas (36,42%). La fracción fina es muy escasa (18,08%) estando formada, mayoritariamente, por arenas (83,76%). Destacan las arenas finas (51,5%) seguidas por las medias (35,7%), siendo las gruesas particularmente escasas, de ahí que la talla media se sitúe en torno a las 234,7 μm . El histograma es bimodal, la clasificación mala y la asimetría

gráfica inclusiva simétrica (no se han producido fluctuaciones en la energía cinética del medio), la angulosidad leptocúrtica y la curva acumulativa transicional entre las hiperbólicas y las sigmoidales. Todos estos parámetros nos sugieren que estamos ante una barra de cantos y gravas (Gh/Gcm) depositada en condiciones de alta energía con un lavado casi completo de finos. Posteriormente, el agua se estanca en la galería (¿dificultades de drenaje?) y el sedimento arenoso se deposita por decantación en condiciones poco energéticas.

d.- Unidad estratigráfica Csm-2. Esta unidad estratigráfica presenta un claro contacto erosivo con el depósito reseñado anteriormente. Puede definirse como una facies Gsm (gravas masivas o algo estratificadas) con estructura horizontal inclinada e imbricación de cantos. La fracción gruesa es claramente dominante (84,45%), estando los cantos (45,64%) mejor representados que las gravas (38,71%). Son materiales heterométricos, heterolíticos, con distintos grados de rodamiento, (muy escaso en el caso de las calizas) y un índice de torrencialidad elevado lo que nos indica que el transporte ha sido impetuoso, con fragmentación de cantos por impacto y retrabajamiento de las aristas.

La fracción fina es fundamentalmente arenosa (90,325%), predominando ligeramente las arenas finas (37,3%) y gruesas (32,6%). La talla media oscila entre las 356,4 y las 390,5 μm . Los histogramas son polimodales, las curvas parabólicas, la clasificación mala, la asimetría gráfica inclusiva negativa (desplazamiento de la energía cinética hacia valores más altos de lo normal) y la angulosidad gráfica es platicúrtica. Probablemente se produjo una brusca disminución de la energía durante las últimas fases de la formación de Csm-2, lo que determinó la deposición de los materiales finos por decantación.

En el techo de la unidad se observan algunas diferencias significativas. La fracción gruesa sigue siendo dominante ya que representa el 73,65% del total analizado, predominando los cantos medios y pequeños (23,82%). El centilo se sitúa en torno a 10,4 cm (arenisca). Mayor importancia presentan las gravas (49,83%), dentro de las cuales predominan las de talla gruesa (el 29,876 se sitúan entre 12,5 y 20 mm.). Litológicamente destacan las areniscas y las lutitas junto con fragmentos ferruginizados y limonitizados, así como algunos clastos de caliza. Presentan un aspecto subredondeado (algunos están muy rodados) con huellas evidentes de impacto y fragmentación durante el transporte.

La fracción fina es fundamentalmente arenosa (10YR5/3, 5/4) predominando las arenas de talla fina (31,2%) y gruesa (41,1%) aunque todas las fracciones están bien representadas. La talla media se sitúa en 379 μm /434,8 μm . La clasificación es mala, la asimetría gráfica inclusiva ligeramente negativa y la angulosidad gráfica platicúrtica. Todo

La Cueva de Goikoetxe y el karst de Peña Forua

Aproximación al registro paleoambiental de la Cueva de Goikoetxe (Busturia). Evidencias sedimentarias y paleontológicas

ello, junto con la curva acumulativa parabólica y los histogramas bimodales, nos indican que estamos ante un sedimento poco evolucionado que ha experimentado un transporte incompleto, cuya deposición se ha producido en condiciones forzadas predominando ligeramente el lavado sobre la decantación.

e.- Unidad estratigráfica Smgt. Se observa un claro predominio de las gravas (57,10% del total analizado) siendo escasos los cantos (5,99%). Presentan características litológicas y morfométricas similares a las reseñadas en la unidad anterior, lo que apunta hacia un origen común. La fracción fina es claramente arenosa (10YR 4/4) (94,415%) predominando las arenas gruesas (41,2%) y medias (31,7%), aunque todas las fracciones están representadas, de ahí que la talla media se sitúe en 457,7 μm . Igual que en el caso anterior, la clasificación es mala, la asimetría gráfica negativa y la angulosidad platycúrtica. El histograma granulométrico es polimodal y la curva acumulativa parabólica. El contacto con las formaciones subyacente y suprayacente es claramente erosivo, de tipo sinuoso/canaliforme. Puede definirse como una facies Gt (gravas estratificadas) con estratificación cruzada "trough".

Todos estos parámetros nos sugieren que estamos ante un sedimento poco evolucionado que ha sufrido un transporte incompleto, cuya deposición se produjo en condiciones forzadas, con fuertes variaciones de la energía cinética media (hacia valores más altos de lo normal) y predominio del lavado sobre la decantación. El sedimento se ha visto sometido a fuertes remociones postdeposicionales, perdiendo una parte de la fracción fina.

f.- Unidad estratigráfica Gsm-2. Sobre la unidad Smgt se desarrolla una nueva acumulación constituida por materiales similares a los reseñados anteriormente (heterométricos, heterolíticos y oligomícticos), pero de menor talla. El contacto entre ambas formaciones es claramente erosivo, lo que nos indica un cambio sustancial en las condiciones deposicionales. Inicialmente se depositan gravas (44,65%) y materiales finos (55,35%) estando ausentes los cantos. Sin embargo hacia el techo de la serie encontramos cantos pequeños y medios representando éstos el 22,05% del total analizado (las gravas suponen el 39,52% y la fracción fina el 38,42%). Hay que reseñar que junto con las gravas encontramos concreciones arenosas cuya formación parece vincularse con procesos de circulación hipodérmica en régimen de flujo tranquilo y en fase de abandono.

La fracción fina es fundamentalmente arenosa (10YR 5/4 - 4/4 en la base y 10YR 5/3 4/3 en el techo), ya que las arenas oscilan entre un 84,89 y un 87,72%, predominando las de talla gruesa (44,9 y 46,8% respectivamente) y media (32,2 y 25,5%), aunque todas las fracciones están representa-

das. La talla media del sedimento oscila entre las 426,4 μm . de la base y las 487,1 μm . de la parte alta de Gsm-2. En cualquier caso, estamos ante un sedimento relativamente poco evolucionado, que ha experimentado un transporte incompleto, cuya deposición se produjo en condiciones forzadas. Está mal clasificado, pero en su deposición no predominó ni el lavado ni la decantación y la energía cinética media no experimentó modificaciones excesivas durante el transporte (la skewness es simétrica y la angulosidad platycúrtica en la base y meosocúrtica en la parte alta). Los histogramas son bimodales y/o polimodales (en la base) y las curvas acumulativas parabólicas, lo que nos indica que la deposición ha sido forzada y el transporte incompleto.

g.- Unidad estratigráfica Gsm-1. Tiene una potencia aproximada de 75-80 cm. presentando un contacto laminar inclinado (en el sentido de la corriente) muy nítido. Los cantos aparecen ordenados en lechos proando aguas abajo. Se disponen inclinados y están empastados por una matriz arenosa de color marrón-amarillento en húmedo (10YR 5/6 6/6 y 10YR 5/3, 4/3 en seco). La fracción gruesa es claramente dominante en todo el perfil, oscilando entre un 73,14 y un 85,6%, alcanzando los porcentajes más elevados en la base de la unidad. Si desglosamos la fracción gruesa en cantos y gravas, advertimos una alternancia rítmica entre una y otra. Así en la base predominan los cantos (65,66%), disminuyendo éstos hacia el techo del depósito. Los materiales situados encima sólo contienen un 32,56% de cantos, pasando éstos al 41,66% para de nuevo disminuir al 28,57%, incrementándose de nuevo en la parte alta hasta situarse en torno al 48,44%. Es decir, se observa una alternancia de subunidades de cantos-gravas y gravas-cantos. La fracción fina es bastante homogénea a lo largo del perfil (oscila entre un 23,95 y un 26,85%) excepto en la base donde no supera el 14,40%. En todos los casos las arenas son dominantes rebasando el 91% (oscilan entre el 91,2675 y el 95,455%). Aunque todas las fracciones están representadas, predominan las arenas gruesas (aumenta de muro a techo con porcentajes que oscilan entre el 44,3 y el 62,1%) y en menor grado las medias (31,6% en la base y 22,1% en la parte alta). La media experimenta una evolución similar, pasando de 468,9 μm en el muro a 661,7 μm en el techo.

La clasificación/selección es mala en todos los casos, los histogramas granulométricos, polimodales en la base y bimodales en el resto, y las curvas acumulativas parabólicas, lo que nos indica que la sedimentación ha sido forzada predominando el lavado sobre la decantación (transporte incompleto). La asimetría gráfica es simétrica en las subunidades en las que predominan los cantos y negativa en las que predominan las gravas, lo que refleja importantes variaciones en la velocidad del agente, jun-

to con remociones post-deposicionales. Por último, en el techo los valores de la asimetría son positivos, lo que nos indica que la fracción fina está mejor clasificada que la gruesa y que la energía cinética media osciló hacia valores más bajos de lo normal. Por último, la angulosidad es, en todos los casos, platicúrtica.

Creemos que estamos ante una superposición de barras de gravas (facies Gh) depositadas en condiciones hidrodinámicas que reflejan fluctuaciones significativas, tanto del nivel del agua como de la energía cinética del medio. Son barras con carga mixta, lo que nos sugiere que su transporte se produjo como carga de fondo en un canal fijo de alto gradiente hidráulico, sometido a bruscas pulsaciones de corriente, separadas en el tiempo por períodos de aguas bajas.

h.- Unidad estratigráfica Gsm-1. Esta unidad presenta un contacto planar muy nítido con la infrayacente (ausencia de erosión). Granulométricamente, predomina la fracción gruesa con porcentajes que oscilan entre el 84,86% de la base y el 75,02% del techo del nivel. Los cantos, muy abundantes en la base (41,39%), disminuyen rápidamente hacia la parte alta de la acumulación, donde no superan el 25,19%. Las gravas se hacen dominantes mientras que las arenas, de color marrón-amarillento claro en húmedo (10YR 5/4 en seco), presentan porcentajes similares a los observados en otras unidades: 15,12% en la base y 24,98% en el techo de la asociación estratigráfica.

La fracción fina es fundamentalmente arenosa, ya que la arena representa entre un 86,225 y un 88,83% del total de finos analizados. En la base predominan las arenas gruesas (51,9%) aunque tanto las medias como las finas están bien representadas, lo que sitúa la talla media del sedimento en torno a las 461,7 μm . Sin embargo, a medida que nos aproximamos al techo de Gsm-1, advertimos que ambas fracciones disminuyen sensiblemente (36,4 y 13,2% respectivamente), al mismo tiempo que las finas se disparan por encima del 50%. Entre las principales estructuras se observa estratificación cruzada de bajo ángulo, lo que nos sugiere que estamos ante una facies Gt (gravas estratificadas)/Gh.

La selección/clasificación es mala, la asimetría es positiva en la base (la energía cinética media fluctuó hacia valores más bajos de lo normal) y negativa en el techo (incremento de la velocidad del agente), la angulosidad es platicúrtica, los histogramas bimodales y la curva acumulativa parabólica. Todo ello pone de manifiesto que el sedimento ha experimentado un transporte incompleto y que su deposición ha sido forzada (brusca disminución del gradiente hidráulico) predominando el lavado sobre la decantación.

3.3.- Nivel o piso inferior (reellenos actuales).

Se localizan a lo largo del piso inferior de Goikoetxe, configurando un depósito bastante discontinuo y de exigua potencia. Su mayor presencia tiene lugar en el *thalweg* del río Aprese, aunque es muy probable que estas acumulaciones estén sometidas a cambios constantes como consecuencia de las rápidas variaciones experimentadas por el caudal del mencionado río.

Actualmente el río Aprese solo es capaz de evacuar materiales finos. La presencia de algunos cantos y gravas en el *thalweg* se puede explicar como consecuencia del desmantelamiento de antiguas acumulaciones Pleistocenas existentes a lo largo de este nivel. Este curso es relativamente sinuoso, dibujando el cauce una serie de pequeños meandros en cuyo borde interno se depositan depósitos de *point bar*, mientras que en los tramos rectos encontramos barras longitudinales.

La fracción fina está compuesta, casi en su práctica totalidad, por arena (98,1875%) predominando las arenas finas (65%) y medias (33,7%), estando las gruesas prácticamente ausentes (1,3%), de ahí que la talla media se sitúe en torno a las 210,3 μm . Es un sedimento unimodal, moderadamente bien clasificado, con asimetría gráfica positiva (la fracción fina está mejor clasificada que la gruesa y la energía cinética del medio osciló hacia valores más bajos de lo normal) y angulosidad mesocúrtica (débiles oscilaciones de la energía cinética media durante los momentos de aguas altas). Tras la deposición se han producido remociones postdeposicionales eliminándose una parte significativa de la fracción arenosa. Por último, hay que señalar que la curva acumulativa es hiperbólica bastante enderezada, lo que nos indica que estamos ante un sedimento bien evolucionado que ha experimentado un transporte completo. La deposición se ha producido por exceso de carga predominando la decantación sobre el lavado.

Cuando el conducto no puede evacuar todos los aportes, el agua se eleva (chimeneas de equilibrio) desbordando e inundando la parte baja de la cavidad. En estas condiciones el agua tiende a estancarse depositando su carga detrítica. Estos materiales configuran una película centi-decimétrica en la zona media-inferior del nivel bajo de Goikoetxe. La fracción gruesa está totalmente ausente y la fracción fina es claramente limo-arenosa. Las arenas representan únicamente el 29,97% del total analizado, predominando casi exclusivamente las arenas finas (96,5%), de ahí que la talla media apenas alcance las 79,16 μm . Es un sedimento moderadamente bien clasificado, con histogramas unimodales y curvas hiperbólicas sumamente enderezadas lo que nos indica que la deposición ha sido libre, por exceso de carga y el transporte completo predominando la decantación sobre el lavado en un medio tranquilo, poco agitado y con una reducida energía cinética. La asimetría es negativa y la angu-

La Cueva de Goikoetxe y el karst de Peña Forua

Aproximación al registro paleoambiental de la Cueva de Goikoetxe (Busturia): Evidencias sedimentarias y paleontológicas



FIGURA 8. Brecha de bloques del DP-1, con restos de cérvidos y gran bóvido.

losidad mesocúrtica por lo que podemos afirmar que la energía cinética se desplazó hacia valores más altos de lo normal pero sin provocar remociones post-deposicionales. Una vez concluida la fase de inundación se produce el drenaje de la cavidad, aunque todos los parámetros apuntan a que dicho drenaje es lento y continuo, tanto en el tiempo como en el espacio.

4.- EL REGISTRO PALEONTOLÓGICO DE GOIKOETXE: MACROMAMÍFEROS Y MICROFAUNA.

4.1.- Valoración provisional del contenido paleontológico.

La identificación taxonómica y anatómica del material paleontológico de Goikoetxe ha sido realizada por los paleontólogos Pedro Castaños y Jone Castaños. Una primera observación de los restos localizados en DP-1, DP-2 y DP-3 sugiere un contenido paleontológico significativo en la cavidad. La variedad taxonómica de la exigua muestra reconocida por el

momento (cuatro o cinco especies en no más de una veintena de restos) es notable y puede aportar datos de carácter paleoambiental que completen la información de otras disciplinas. Las especies determinadas en la exploración del 17 de julio son las siguientes: ciervo (*Cervus elaphus*), gran bóvido (*Bos primigenius/Bison priscus*), oso de las cavernas (*Ursus spelaeus*) y rinoceronte (sin concretar la atribución taxonómica).

La descripción taxonómica y anatómica de los restos paleontológicos identificados en cada uno de los depósitos paleontológicos reconocidos, quedaría así:

- DP-1 (nivel meso-superior): varias cuernas y vértebras de ciervo (*Cervus elaphus*); y restos del esqueleto postcraneal de gran bóvido (*Bos primigenius/Bison priscus*) (Figura 8).
- DP-2 (nivel intermedio): 1 vértebra dorsal y 1 cráneo de hembra adulta de ciervo (*Cervus elaphus*); y 1 cráneo completo de oso de las cavernas (*Ursus spelaeus*) (Figura 9).
- DP-3 (nivel intermedio): 1 fragmento de pelvis y 1 molar de rinoceronte (Figura 10), sin poder concretar su atribución taxonómica.



FIGURA 9. Depósito paleontológico DP-2: cráneo de oso de las cavernas (*Ursus spelaeus*) y vértebra dorsal de ciervo (*Cervus elaphus*), esta última atravesando un relleno fluvial residual.

4.2.- Tafonomía de macromamíferos.

La Tafonomía, etimológicamente "leyes del enterramiento", propuesta formalmente por Efremov en 1940, es la disciplina de la Paleontología que investiga los procesos de fosilización que tienen lugar tras el enterramiento de restos orgánicos. Dentro del proyecto de estudio paleoambiental de la cueva de Goikoetxe, se propone la realización de un análisis tafonómico de los restos fósiles de macromamíferos vertebrados con el objetivo de establecer la/s historia/s tafonómica/s de los depósitos paleontológicos situados en contextos sedimentarios bien diferenciados; rellenos clásticos y terrazas fluviales.

El análisis tafonómico, actualmente en desarrollo por Ziortza San Pedro, contempla el estudio de todos aquellos restos fósiles de macromamíferos recuperados en los diferentes depósitos paleontológicos localizados hasta el momento. En el caso de aquellos restos que no puedan ser extraídos de la cueva el análisis se realizará *in situ*. El buen estado de conservación de los restos fósiles recuperados hasta el momento, permite considerar la muestra como representativa de



FIGURA 10. Molar de rinoceronte del DP-3, del que procede la datación LEB-8814.

La Cueva de Goikoetxe y el karst de Peña Forua

Aproximación al registro paleoambiental de la Cueva de Goikoetxe (Busturia): Evidencias sedimentarias y paleontológicas

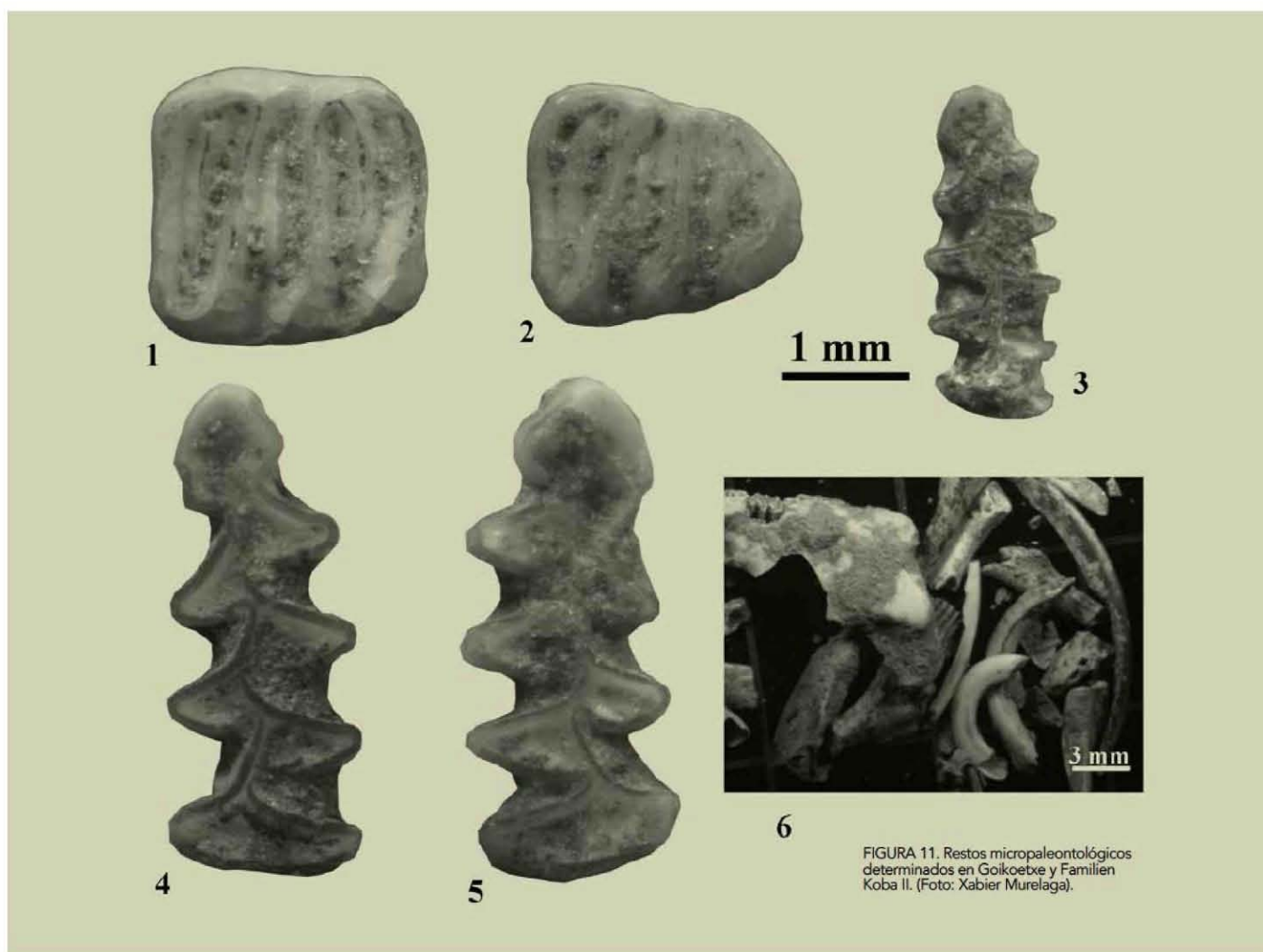


FIGURA 11. Restos micropaleontológicos determinados en Goikoetxe y Familien Koba II. (Foto: Xabier Murelaga).

la fauna cavernaria hallada en Goikoetxe. Esta buena conservación posibilita la identificación de los agentes, mecanismos y procesos tafonómicos que han intervenido en la formación de los depósitos paleontológicos, así como el establecimiento de la secuencia de intervención de cada uno de ellos en el proceso global de formación del registro paleontológico de la cueva.

Igualmente, el análisis tafonómico proporciona datos sobre las actividades humanas, si las hubiera, desarrolladas en la cueva, permitiendo realizar una aproximación a las estrategias de aprovechamiento y subsistencia de los grupos humanos que pudieron visitar la cueva en el Pleistoceno.

La tarea de observación de todos los fósiles se realizará de

forma macroscópica mediante el uso de lupa binocular y de lente manual en casos de fósiles de gran tamaño recopilando toda la información observada en una hoja de cálculo. En aquellos casos en los que las marcas y alteraciones tafonómicas no puedan ser caracterizadas bajo la lupa, se precisará de un Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) o de Réplicas (de superficie y tridimensionales) de alta resolución si el tamaño del fósil no permite su observación en el microscopio¹.

4.3.- Valoración provisional del contenido micropaleontológico.

La caracterización taxonómica y anatómica del material micropaleontológico ha sido realizada por Xabier Murelaga. Por

¹⁾ La cámara porta-muestras de los microscopios electrónicos tiene un tamaño limitado y por el momento no pueden introducirse ejemplares de más de 10 ó 15 cm.

Referencia muestra	Edad (ka BP)
LEB-8814	211,9

TABLA 1. Edad numérica de la muestra de Goikoetxe.

el momento, en el sondeo estratigráfico S-1 no se han recuperado muestras de microfauna, acaso por la ubicación tan interior del depósito. Sin embargo, dentro de las labores de prospección y rastreo en el sistema Malloku, hemos localizado 2 zonas con restos de microfauna en superficie. En ambos casos, los restos se han recuperado en el talud de sendos testigos de terrazas fluviales, por lo cual no es descartable que procedan de un contexto estratigráfico estable, a sondear para la campaña de 2012:

a) Nivel superior (cueva de Familien Koba II).

En la cueva de Familien Koba II los restos de microvertebrados son relativamente abundantes (Figura 11.6), habiendo identificado un primer molar inferior de *Microtus* (*Microtus*) *agrestis* (Figura 11.3) y 2 mandíbulas de *Arvicola sapidus* (Figura 11.4 y 5). *Microtus* (*Microtus*) *agrestis* se suele internar en zonas boscosas y requiere cierta humedad mientras que *Arvicola sapidus* es una especie que suele vivir asociada a cursos de agua.

b) Nivel meso-superior de la cueva de Goikoetxe.

En torno al DP-1 de la cueva de Goikoetxe se han registrado unas esquirlas de microvertebrados de las que se han identificado 2 molares de Lirón (*Glis glis*) (Figura 11.1 y 2). Esta especie se suele asociar a bosques por lo que su presencia en nuestro entorno es indicativa de un clima húmedo y templado.

4.4.- Datación absoluta.

El estudio se ha llevado a cabo en el Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular (LEB) de la E.T.S.I. de Minas de Madrid, por parte de T. Torres y J. E. Ortiz. Las muestras fueron preparadas de acuerdo al protocolo del Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular y analizadas en un cromatógrafo de líquidos de altas prestaciones HPLC-1100 con detector de fluorescencia. La muestra de Goikoetxe procede de un molar P3-4 inf de rinoceronte, recuperado por Mikel Aranzabal en el DP-3 o Sala Roja de la cueva.

La edad se ha determinado introduciendo los valores D/L del ácido aspártico en el algoritmo de cálculo de edad establecido para el colágeno de la dentina de osos fósiles de la Península Ibérica (*Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*), modificado de Torres et al. (2002). A pesar de que la racemización es un proceso género-dependiente, se ha comprobado que las diferencias de racemización en el colágeno de mamíferos son

despreciables para los propósitos de datación. El resultado de la muestra de Goikoetxe es el siguiente:

5.- CONCLUSIONES: ESTRATIGRAFÍA Y ACUMULACIONES PALEONTOLÓGICAS.

5.1.- Interpretación estratigráfica y cronología.

Es evidente que el sistema kárstico Malloku-Goikoetxe es el resultado de una larga evolución geomorfológica cuyas raíces se hunden profundamente en el Pleistoceno Medio. Nada sabemos de la morfotopografía existente en aquellos momentos, ni de los procesos imperantes, ni de la posición que ocupaba tanto el nivel de base local como el general. Tan sólo atisbamos algunos rasgos de los sistemas morfoclimáticos que se han sucedido durante el Pleistoceno Medio y Superior, al mismo tiempo que tenemos leves indicios sobre las posiciones alcanzadas por el nivel marino durante las fases interglaciares del Pleistoceno. A medida que nos aproximamos al Pleistoceno Superior y, sobre todo al Holoceno, la información disponible se incrementa considerablemente (tanto en calidad como en cantidad), aunque evidentemente, todavía quedan numerosas lagunas así como múltiples interrogantes sin resolver. En definitiva estamos intentando reconstruir un puzle al que le faltan muchas piezas y del que ni siquiera conocemos su aspecto general.

Pese a todo y merced a los datos disponibles, podemos esbozar la siguiente evolución crono-estratigráfica:

5.1.1.- NIVEL O PISO SUPERIOR (GALERÍA DE LAS ESTALACTITAS DE MIEL-FAMILIEN KOBA I Y II).

En algún momento del Pleistoceno Medio comienza a desarrollarse el sistema kárstico Malloku-Goikoetxe. Los vestigios más antiguos están representados por la Galería de las estalactitas de Miel y por las cavidades Familien Koba I y II. Sabemos que se trata de un conducto colgado situado 30 metros por encima de la boca de Goikoetxe y 34 metros por encima del nivel intermedio de la cavidad (Sala Roja). Presenta un relleno fluvio-torrencial (con restos paleontológicos asociados) constituido por materiales alóctonos procedentes de la formación Deba. El origen de estos sedimentos está relacionado con procesos periglaciares desarrollados en condiciones francamente rexistásicas, lo que apunta hacia un clima frío y, al menos estacionalmente, húmedo. Una vez pre-

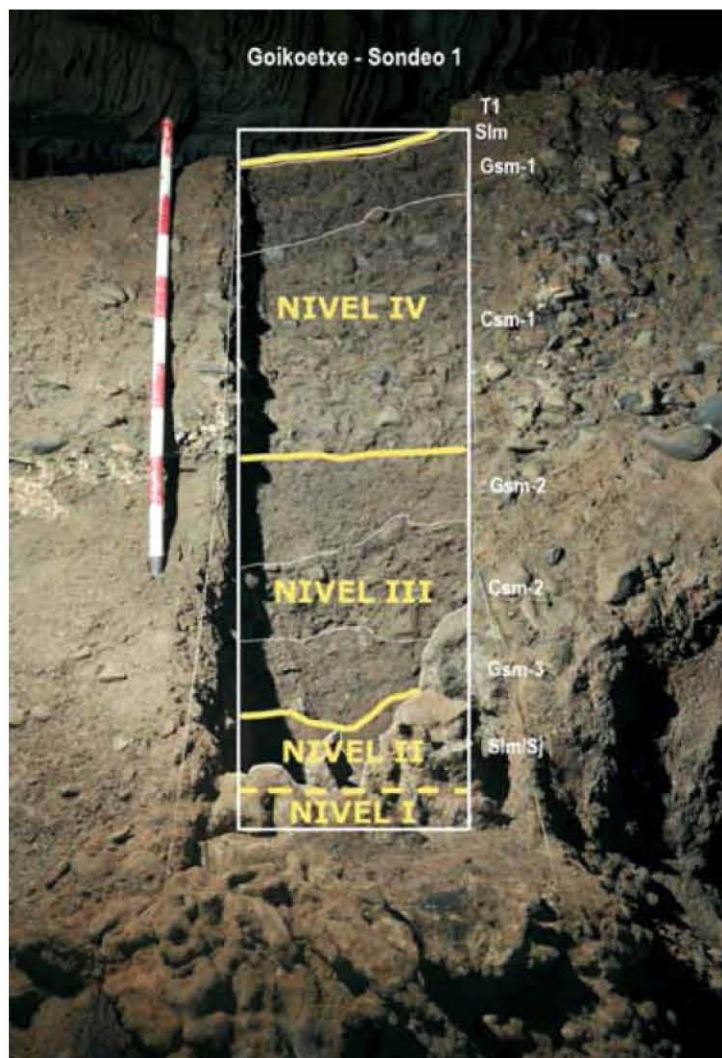


FIGURA 12. Secuencias o niveles deposicionales identificados en el sondeo S-1 de la Sala Roja.

parado el material, éste es movilizado por la red de drenaje superficial sumiéndose en el interior del Karst a través de algún sumidero penetrable situado en la parte alta de la lentilla urgoniana.

Dentro del sistema kárstico este flujo configuraba una corriente tractiva bastante cargada de sedimentos pero de escasa capacidad erosiva mecánica, tal y como lo atestigua la reducida o nula presencia de carbonatos en la fracción arenosa y la escasa presencia de clastos calizos en el seno de la fracción gruesa. Probablemente los procesos químicos tenían una mayor entidad aunque no disponemos de información al respecto.

Las características sedimentológicas nos sugieren que la colmatación se produjo por retro-relleno al ser incapaz el sistema

de evacuar la carga detrítica que transportaba. Ignoramos la causa que pudo provocar este proceso, aunque es posible que la simple colmatación de las partes bajas del sistema kárstico disparasen el mecanismo deposicional. Las galerías se inundan completamente, depositándose por decantación y en condiciones hidrodinámicas de baja energía los materiales finos transportados (decantación de arcillas, limos y arenas finas). Es posible que la apertura de Familien I (chimenea de equilibrio) y Familien II (*trop-plein*) solventasen parcialmente la situación, al funcionar como surgencias temporales (eyaculadoras) durante los momentos de aguas altas.

Intentar determinar la cronología del relleno detrítico y de la primitiva cavidad es una tarea casi imposible, aunque teniendo en cuenta el avanzado estado de alteración de los materiales que configuran el relleno y su posición topográfica por encima de la Sala Roja (cuya cronología aproximada sí conocemos), no parece descabellado adscribir el depósito al estadio isotópico MIS-8 (o incluso anterior), lo que nos ofrece una horquilla cronoestratigráfica que oscila entre c. 301,0 y 244,0 ka BP. Es posible que ya a finales de este período comenzase el encajamiento de la cavidad merced al predominio de los procesos de erosión química.

5.1.2.- NIVEL O PISO INTERMEDIO (SALA ROJA).

Si se confirma la valía de la datación disponible, y considerando su margen de error, podríamos plantear lo siguiente. Durante el estadio isotópico MIS-7 (cálido) (244,0-196,0 ka BP) se fitoestabilizan las laderas disminuyendo casi totalmente los aportes que llegan al cauce. Al mismo tiempo, el nivel marino se eleva rápidamente pudiendo situarse unos 15/20 metros por encima de su posición actual. Esta elevación del nivel de base inundó el segmento inferior del sistema kárstico, provocando una drástica disminución del gradiente hidráulico y de la competencia, lo que a su vez determinó la desaparición de los procesos mecánicos y el desarrollo de importantes procesos químicos que provocaron el abandono del nivel superior (se pasa de un régimen freático a otro vadoso) y la formación del nivel intermedio, dentro del cual está la Sala Roja (unos 31 metros por debajo del nivel descrito anteriormente).

El depósito de la Sala Roja de Goikoetxe está constituido por 4 secuencias deposicionales superpuestas (Figura 12), identificándose todas ellas con barras longitudinales de gravas, clasto soportadas, lo que nos indica que estamos ante una corriente capaz de hacer rodar los cantos de mayor tamaño por el lecho (Walker 1975), al mismo tiempo que transporta y evacúa los materiales más finos. En las etapas de menor energía la arena se infiltra en los huecos existentes entre los cantos, quedando atrapada y a resguardo de las nuevas pulsaciones de corriente. Las características de estas 4 secuencias deposicionales son las siguientes:

a.- **Secuencia basal. Nivel I.** Está escasamente representada ya que configura un nivel de apenas 30 centímetros. Se apoya directamente sobre un sustrato rocoso erosionado (procesos de disolución), lo que parece indicarnos que antes de la deposición del sedimento circulaba algún tipo de corriente hídrica que, o bien no transportaba carga detrítica o bien tenía una elevada energía cinética evacuando todo el material que transportaba. Posteriormente, se formó una barra longitudinal con facies Gh (gravas con estratificación gruesa clasto soportadas), estratificación horizontal e imbricación. Tanto las características granulométricas como el elevado grado de alteración de los materiales, nos indica que estamos ante un depósito residual cuya edad supera significativamente a la de los materiales situados encima.

b.- **Nivel II.** Tras una fase de abandono cuya duración ignoramos, se deposita un nivel arenoso, en condiciones similares a las que hoy observamos en el *thalweg* del río Aprese. Podemos relacionar esta acumulación con alguno de los subperiodos más cálidos del estadio isotópico MIS-7. En estas circunstancias, el entorno de la cavidad se caracteriza por estar totalmente colonizado por la vegetación (fitoestabilidad) lo que impide la llegada al interior de la cavidad de elementos gruesos. La red hidrográfica de paleo-Malloku sólo es capaz de arrastrar elementos finos, depositándose éstos en aquellos lugares en los que el gradiente hidráulico disminuye (es muy posible que el nivel de base local y el general estuviesen bastante altos).

c.- **Los niveles III y IV** nos sugieren un brusco cambio climático, pasándose de condiciones biotásicas a otras claramente rexistásicas. El clima experimenta un significativo enfriamiento, transformando la cubierta vegetal (rala) lo que favorece los arrastres de los depósitos coluviales por parte de las aguas de arroyada. Todos los datos disponibles nos sugieren que estamos ante una corriente tractiva sumamente cargada de sedimentos que funciona de manera "espasmódica", es decir, mediante pulsos rápidos capaces de movilizar grandes cantidades de sedimento. No es una deposición continua ya que podemos diferenciar, al menos, dos pulsos principales de mayor duración. A su vez, dentro del nivel superior se reconocen tres subfases superpuestas que indican variaciones en las condiciones de transporte, en el caudal y, posiblemente, en el gradiente hidráulico.

La datación disponible, sobre un molar de rinoceronte procedente posiblemente de este tramo estratigráfico, arroja una edad de 211,9 ka BP, lo que sitúa dicho nivel en el subestadio isotópico 7.3/7.4, es decir, en el tránsito entre una fase cálida y otra fría. Sin embargo, el margen de error de la datación podría modificar la fecha, por lo que no es descartable

que la deposición de estos materiales se haya producido a comienzos del estadio isotópico MIS-6.

Al iniciarse este estadio isotópico (c. 196,0 ka BP) se instauran condiciones fuertemente rexistásicas bajo condiciones climáticas frías y húmedas, al menos estacionalmente. Los procesos de crioclastia se generalizan desarrollándose importantes depósitos (*grèzes*, *groizes*, coladas de bloques?) constituidos por clastos angulosos de tamaño medio y pequeño. En estas circunstancias, las aguas de escorrentía cargadas de sedimento y canalizadas a través de la paleored hidrográfica se sumen en masa a través de algún sumidero situado en la zona de Malloku, depositando hasta 4 metros de sedimento en el interior de la cavidad y entre 1,5 y 2 metros en la Sala Roja. El paso de un régimen claramente freático (con circulación prácticamente forzada) a otro vadoso tuvo que ser muy rápido quedando la galería abandonada y sin ningún tipo de drenaje, tal y como lo atestiguan la ausencia de cementaciones en el interior del sedimento. También durante la deposición, los procesos de erosión mecánica estaban muy restringidos ya que no se observan carbonatos en la fracción fina y hay pocos clastos en la gruesa.

Durante el MIS-6 se inicia ya el encajamiento de la red hidrográfica endocárstica (el nivel del mar se situaba muy por debajo de su posición actual, por lo que todos los cursos de agua tendían a incidir sus cauces rebajando el nivel de base). El estadio isotópico MIS-5 es bastante complejo ya que se divide en 3 subestadios cálidos (5e: c. 130,0-115,0 ka BP; 5c: c. 105,0-92,0 ka BP; y 5a: c. 84,0-74,0 ka BP) y dos fríos (5d: c. 115,0-105,0 ka BP; y 5b: c. 92,0-84,0 ka BP). Se suceden una serie de fases de incisión y deposición (*U*) cuya correcta evaluación resulta sumamente complicada de efectuar merced a los datos disponibles en estos momentos. Durante los periodos más cálidos (clima muy cálido y húmedo del subestadio 5e) el nivel del mar se situaba entre 6 y 6,5 m. (algunos autores lo sitúan a + 7,5 m.) por encima de su posición actual. Por otro lado, las condiciones de fito-estabilización de las laderas eran absolutas (biostasias) siendo nula la llegada de detritos al cauce. La agresividad de las aguas también es menor (menos cantidad de CO₂) predominando el desarrollo de las formas exocársticas frente a las endocársticas.

La presencia de algunos "pegotes" fluviales en la parte media e inferior de las galerías del nivel 3, nos indican que en algún momento del Pleistoceno Superior se produjo la colmatación total o parcial de la cavidad y, posteriormente, tuvo lugar su vaciado, quedando tan sólo algunos vestigios que están en fase de evaluación. Es muy probable que dicha colmatación se produjese durante las primeras fases del estadio isotópico MIS-4 (c. 74,0 ka BP). A medida que progresa esta fase fría, el nivel marino desciende rápidamente situándose unos 140/150 metros por debajo de su posición actual en torno al 20,0 ka BP.

La Cueva de Goikoetxe y el karst de Peña Forua

Aproximación al registro paleoambiental de la Cueva de Goikoetxe (Busturia): Evidencias sedimentarias y paleontológicas

Probablemente, durante este dilatado lapso temporal se abre el sumidero de Malloku, a través del cual (durante los estadios más húmedos) se recogen los drenajes de la depresión, los cuales transportan una elevada carga detrítica a través de los conductos de la cavidad. Tanto el nivel de base general como el local están muy bajos lo que favorece el desarrollo de un elevado gradiente hidráulico (energía cinética alta), de ahí que los drenajes endocársticos vacíen casi totalmente el nivel inferior de Goikoetxe (MIS-3). Tras el inicio de la deglaciación, se suceden una serie de subestadios cálidos y fríos (interestadiales Bolling-Allerod, Dryas...) lo que determina la alternancia de ciclos de erosión mecánica junto a otros de erosión química, profundizando este tercer nivel hasta alcanzar su configuración actual durante el Holoceno. Actualmente, el río Aprese tiene un reducido gradiente hidráulico lo que unido a la proximidad del nivel de base local y al claro predominio de las condiciones biotásicas en la zona, determinan que dicho curso de agua solo sea capaz de transportar elementos finos.

5.2.- Reflexión sobre la problemática de las acumulaciones faunísticas de Goikoetxe: estratigrafía y tafocenosis.

El contexto sedimentológico de los restos faunísticos recuperados en Goikoetxe permite valorar tres grandes conjuntos estratigráficos, que exponemos a continuación, de más antiguo a más reciente:

- 1) Por el momento, se ha recogido un hueso largo no determinado en un relleno fluvial del nivel superior (depósito DP-4, a c. 77-82 metros s.n.m.), que sería el resto paleontológico más antiguo del sistema Malloku.
- 2) La mayor parte del registro paleontológico de Goikoetxe (depósitos DP-2, DP-3 y DP-5) se ubica dentro de los rellenos fluviales del nivel intermedio (a c. 50 metros s.n.m.), de donde procede la datación del molar de rinoceronte (211,9 ka BP). Sorprendentemente, uno de los huesos de mayor porte del nivel intermedio (la pelvis de rinoceronte del DP-3 o Sala Roja) apareció estratigráfico en la parte superior del relleno, en el seno de la unidad estratigráfica Gsm-1, dentro de un episodio de relativa moderación de la energía hídrica.
- 3) Por último, los restos de cérvidos y gran bóvido localizados en el tramo inicial de la cueva (DP-1) aparecen dentro de una brecha de bloques que poco tiene que ver, en cuanto al contexto de deposición, con los rellenos de génesis fluvial. Posiblemente, y como se plantea en el trabajo de descripción del karst del sistema Malloku (Aranzabal y Maeztu, en este volumen), este depósito procede de una primitiva cavidad natural situada de forma aproximada en el entorno de la korta de Goikoetxe. En prin-

cipio, se podría valorar como la asociación faunística más reciente de la cavidad.

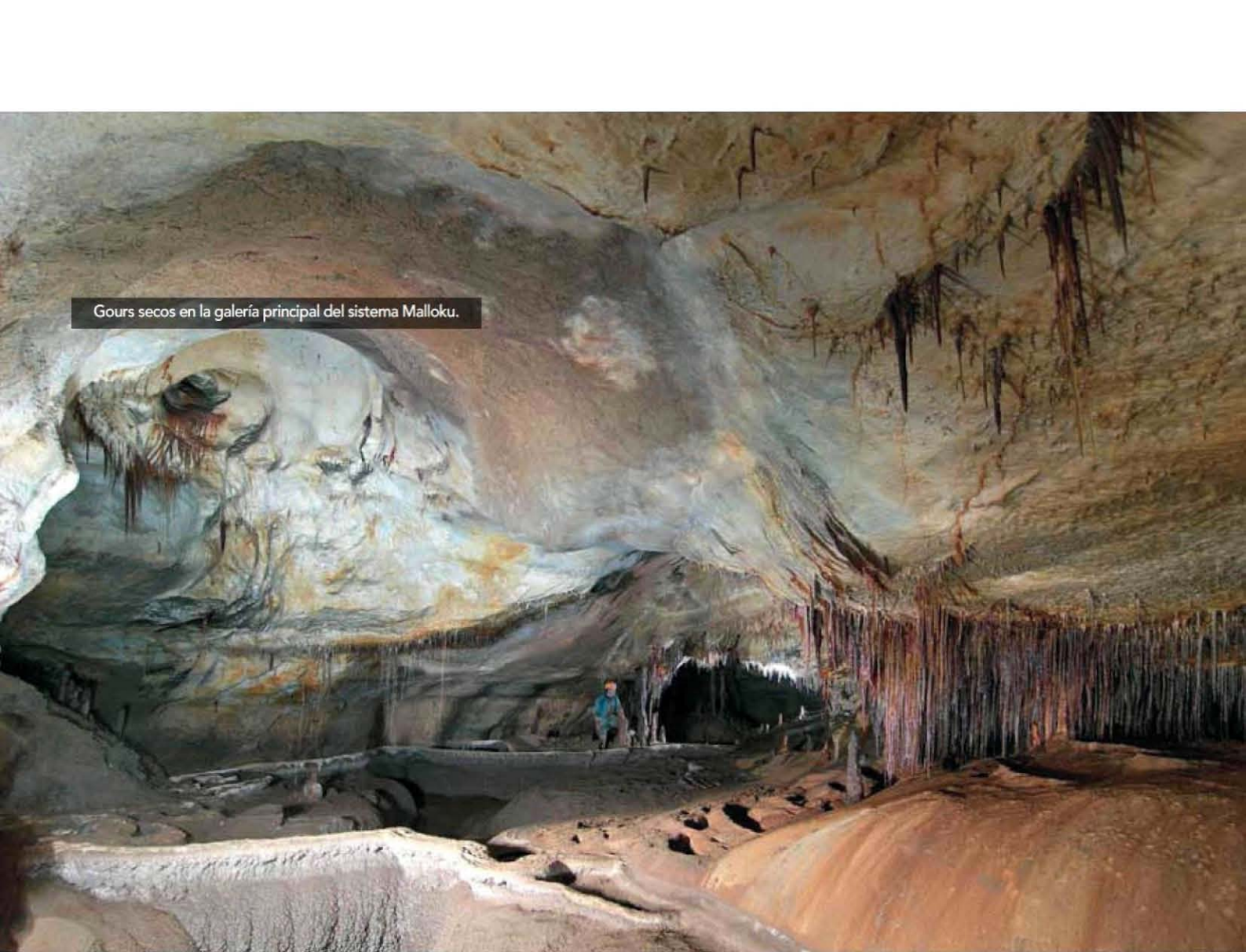
Otra de las cuestiones que plantea el sistema Malloku, y cuya resolución no es fácil a corto plazo, es la referente al origen u orígenes de las acumulaciones faunísticas y su historia tafonómica. Respecto al origen, está claro que todos los huesos que aparecen a lo largo de los 3 kilómetros de desarrollo del sistema Malloku no proceden de una única acumulación original, que pudiera haber sido removilizada y dispersada a lo largo de sus galerías. En este sentido, por el momento se pueden determinar con seguridad dos acumulaciones paleontológicas independientes, y muy posiblemente una tercera. Las dos primeras corresponderían a los depósitos DP-1 y DP-6, situados en los extremos del sistema y con predominio de cérvidos en ambos casos, cuyos contextos estratigráficos certifican su origen independiente. Y un tercer depósito, acaso de origen autónomo, serían los cráneos retenidos en la oquedad del DP-2, carentes de estigmas de rodamiento o transporte fluvial y que manifiestan una situación de prolongado encharcamiento o inundación. Por tanto, habría que proponer una acumulación originada en ese espacio interior de la cueva, desconociendo por el momento la tafocenosis de la misma.

Tanto la formación y evolución paleodimática del sistema Malloku, como el origen e historia tafonómica de su registro paleontológico, revelan una dinámica de una enorme complejidad. Comenzamos a entrever un sistema kárstico de gran antigüedad y complicada evolución geomorfológica, con diferentes e independientes acumulaciones faunísticas, en cuyas tafocenosis han podido intervenir desde trampas naturales, depósitos originados por carnívoros o, incluso en algún caso, animales que se internaron y murieron en el interior de la cueva (por ej. osos que se internaron para hibernar).

La cueva de Goikoetxe-sistema Malloku se revela como un testimonio excepcional para el conocimiento de la evolución paleoambiental en el tránsito del Pleistoceno medio al Pleistoceno superior en Urdaibai, período muy mal conocido en la cuenca del Oka y en el resto del territorio de Bizkaia.

AGRADECIMIENTOS:

- Dpto. de Cultura de la Diputación Foral de Bizkaia.
- Dpto. Medio Ambiente. Gobierno Vasco.
- Gorka Zabala y Familia.
- ADES Espeleología Taldea.
- Gotzon Aranzabal (fotografía) y Javi Maeztu.
- AGIRI Arkeologia Kultura Elkartea.
- Ayto. de Gernika-Lumo.



Gours secos en la galería principal del sistema Malloku.

BIBLIOGRAFÍA.

ADES, ASOCIACIÓN DEPORTIVA ESPELEOLÓGICA SAGUZARRAK (2010): *Urdaibai. Leizeen eta koben katalogoa-Catálogo de cuevas y simas*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, 547 pp., Vitoria-Gasteiz, 2010.

ARANZABAL, G. MAEZTU, J.J. (en este volumen): El Sistema Malloku y el Karst de Peña Forua. (Busturia, Bizkaia). La Aportación Espeleológica al Proyecto Goikoetxe de Custodia del Territorio. *Revista Karaitza* (monográfico Goikoetxe).

EVE (1987): *Mapa Geológico del País Vasco*. Hoja 38-III. Munguia. Ente Vasco de la Energía. Bilbao.

LAPLACE, G. (1971): "De l'application des coordonnées cartésiennes à la fouille stratigraphique", *Munibe* XXIII 2/3, 223-236.

SÁENZ DE BURUAGA, A. (1996): Apuntes provisionales sobre la historia y el concepto de Estratigrafía Analítica. *Krei* 1, 5-20.

SÁENZ DE BURUAGA, A.; AGUIRRE, M.; GRIMA, C.; LÓPEZ QUINTANA, J.C.; ORMAZABAL, A.; PASTOR, B. (1998): Método y práctica de la Estratigrafía Analítica. *Krei* 3, 7-41.

TORRES, T., ORTIZ, J.E., LLAMAS, F.J., CANOIRA, L., JULIÁ, R., GARCÍA-MARTÍNEZ, M.J. (2002): Bear Dentine Aspartic Acid Racemization Analysis, Proxy for Pleistocene Cave Infills Dating. *Archeometry* 44 (3), 417-426.

WALKER, R. G. ED. (1975): *Facies Models*. Reprint Series 1, 121 p. Canadá.