

**CUEVAS, GEOFORMAS Y PROPARAMOUDRAS EN EL CABO DE HIGUER, HONDARRIBIA, PAÍS VASCO (SEUDOKARST EN ARENISCA DE LA FORMACIÓN JAIZKIBEL)**

**Caves, geofoms and proparamoudras in the Cape Higuier, Hondarribia, Basque Country  
(seudokarst in sandstone of Jaizkibel Formation)**



**Carlos GALÁN; José M. CORTIZO; Marian NIETO & Jose RIVAS.**

**Laboratorio de Bioespeleología. Sociedad de Ciencias Aranzadi.**

**Febrero 2013.**

# CUEVAS, GEOFORMAS Y PROPARAMOUDRAS EN EL CABO DE HIGUER, HONDARRIBIA, PAÍS VASCO (SEUDOKARST EN ARENISCA DE LA FORMACIÓN JAIZKIBEL)

Caves, geofoms and proparamoudras in the Cape Higer, Hondarribia, Basque Country  
(seudokarst in sandstone of Jaizkibel Formation)

**Carlos GALÁN; José M. CORTIZO; Marian NIETO & Jose RIVAS.**

Laboratorio de Bioespeleología. Sociedad de Ciencias Aranzadi.

Alto de Zorroaga. E-20014 San Sebastián - Spain.

E-mail: cegalham@yahoo.es

Febrero 2013.

## RESUMEN

El flysch costero Eoceno de Gipuzkoa (Formación Jaizkibel) es una potente secuencia de areniscas carbonáticas con intercalaciones menores de calizas arenosas, lutitas y margas. En los estratos gruesos de arenisca se desarrolla un notable seudokarst, con numerosas cuevas y geofomas. Por debajo de ellos hay una alternancia de estratos más delgados de arenisca y caliza, donde las intercalaciones de lutitas pueden ser mayores. En estos sectores también se presentan cuevas y geofomas, pero son extraordinariamente abundantes los proparamoudras y otras concreciones carbonatadas así como las trazas fósiles (= ichnofósiles) de muy diversos organismos abisales.

En este trabajo describimos los ejemplos encontrados en el Cabo de Higer (Hondarribia) y sectores próximos. Se comenta y discute la variabilidad de formas de las concreciones y proparamoudras, con gradaciones entre unos tipos y otros, así como la ocurrencia de pequeñas cuevas, geofomas alveolares, depósitos de tufa e ichnofósiles. El trabajo descriptivo se respalda con fotografía digital. Se destaca el interés científico de estos hallazgos y la necesidad de ampliar estudios contando con analítica más detallada.

*Palabras clave:* Karst, Geoespeleología, arenisca carbonática, concreciones, cuevas, geofomas, ichnofósiles.

## ABSTRACT

The coastal Eocene flysch of Gipuzkoa (Jaizkibel Formation) is a thick sequence of carbonatic sandstones with minor interbedded sandy limestones, shales and marls. In thick sandstone strata develops a remarkable seudokarst, with numerous caves and geofoms. Below them there is a thin alternating strata of sandstone and limestone, where interbedded shales may be greater. In these sectors are also caves and geofoms, but are extraordinarily abundant proparamoudras and other carbonated concretions as well as trace fossils (= ichnofossils) of very different abyssal organisms.

In this paper we describe the examples found at Cape Higer (Hondarribia) and sectors close. We comment and discuss the variability of forms of the concretions and proparamoudras, with gradations between one types and others, as well as the occurrence of little caves, alveolar geofoms, tufa deposits and trace fossils. The descriptive work is supported with digital photography. It highlights the scientific interest of these findings and the need to extend studies counting with more detailed analytics.

*Key words:* Karst, Geospeleology, carbonatic sandstone, concretions, caves, geofomas, ichnofossils.

## INTRODUCCION

La presenta nota es una continuación de trabajos anteriores sobre el seudokarst en arenisca del flysch Eoceno de Gipuzkoa (Galán et al, 2013a, 2013b). Básicamente descriptiva, su objetivo es poner de relieve la existencia de muy diversos tipos de cavidades, geofomas, concreciones y otros rasgos geomorfológicos y/o biológicos que han suscitado nuestra atención durante prospecciones efectuadas en la región.

Tales rasgos difieren de los conocidos para areniscas carbonáticas en otras regiones del globo, siendo en muchos casos de interés científico en el campo de la karstología y geomorfología general.

A la vez, resulta conveniente y útil su puesta en conocimiento y divulgación, ya que aportan nuevos valores al conjunto del flysch de la costa vasca, especialmente sobre los tramos del mismo menos conocidos y estudiados, como lo es la secuencia de turbiditas Eocenas, último período de sedimentación marina antes de la emersión del territorio y el levantamiento de los Pirineos.

Al respecto, cabe recordar que la Formación Jaizkibel (Campos, 1979), que forma una cadena monoclinial litoral, es parte del conjunto montañoso denominado Arco Plegado Vasco, cuya estructura ha sido interpretada como la prolongación de los Pirineos y particularmente de su vertiente Norte en el País Vasco (Rat, 1959). Los pliegues del Arco Vasco se desarrollan en materiales Mesozoicos a Eocenos a lo largo de 150 km y su estructura intercepta oblicuamente la línea de costa entre Castro Urdiales y Bilbao, prolongándose bajo el Mar Cantábrico hasta el talud continental y el Banco Le Danois, situado a unos 50 km al NW de Bilbao (Boillot & Malod, 1988; Deregnacourt & Boillot, 1982; Rat et al, 1983; Robles et al, 1988).

La evolución geológica de la región que hoy ocupa el País Vasco estuvo controlada por la apertura del Atlántico Norte y la formación de un rift continental durante el Mesozoico. Posteriormente se produce la apertura del Golfo de Bizkaia y del surco de Rockall a partir del Aptiense medio. En el rift pirenaico el proceso extensivo alcanzó un punto crítico (subafloramiento del manto superior) pero sin llegar al estadio de creación de corteza oceánica, mientras que en el Golfo de Bizkaia sí se produjo la formación de corteza oceánica. A ello sigue la colisión de Europa, Iberia y la superplaca Africana entre el Cretácico terminal y el Mioceno.

Desde el Jurásico hasta el Cretácico temprano Iberia formó parte de la placa Europea, independizándose después parcialmente con la apertura del Golfo de Bizkaia. Entre el Cretácico temprano y el Eoceno, Iberia es una placa semi-independiente y la región vasca tiene un carácter de zona transformante. A comienzos del Oligoceno el límite de placas se trasladó hasta su posición actual en el Estrecho de Gibraltar, con lo que Iberia vuelve a soldarse a Europa, pero en una posición distinta a la anterior (Uchupi, 1988).

El margen noribérico se comportó como un margen pasivo hasta el Cretácico terminal. Durante el intervalo Paleoceno-Eoceno se transformó en un margen activo, como resultado de la convergencia de placas y de la subducción hacia el sur de la litosfera oceánica bajo la placa Ibérica. En el límite de placas se desarrolló una fosa marginal y un prisma de acreción tectónica, sufriendo el margen un acortamiento en relación con la subducción (Boillot & Malod, 1988). El margen noribérico en el norte de Galicia y Asturias formó un cinturón orogénico constituido por corteza continental engrosada por la subducción y convergencia de placas.

Más al este, en cambio, en los Pirineos y País Vasco, la convergencia pone en contacto corteza continental adelgazada de ambas placas (Ibérica y Europea), generando la cadena de colisión de los Pirineos y produciendo el hundimiento de la placa Ibérica bajo la Europea (o al menos la tendencia a ello). El País Vasco es así una compleja región en esta cadena de colisión y su tectónica involucra a las cuencas de flysch de ambos márgenes. No obstante, existe una clara continuidad entre la cadena de subducción al W y la cadena de colisión al E.

Debido a que durante la apertura del Golfo de Bizkaia la placa Ibérica sufre un giro o rotación antihoraria hacia el sur con respecto a la placa Europea, la colisión posterior no es sincrónica. En el Pirineo Oriental el máximo de compresiones tendrá lugar a finales del Cretácico o inicios del Terciario, mientras que en la zona Occidental únicamente hay condiciones de tensión y subsidencia, con acumulación de sedimentos. La colisión en la zona Occidental tendrá lugar en el Eoceno. Las condiciones previas de tensión y transcurrancia facilitan la compartimentación de la región en bloques, con direcciones transversales y oblicuas a la trayectoria de los desplazamientos de la placa Ibérica. La sedimentación y diagénesis de rocas carbonáticas en este dispositivo estuvo controlada por la expansión gradual de los océanos, la subsidencia de los fondos marinos en los distintos bloques, los cambios experimentados por el nivel del mar, la migración de las placas a diferentes latitudes, y los cambios de estilo tectónico provocados por la colisión de las placas y la deformación de su cobertura sedimentaria. En este contexto se generó el segmento de los Pirineos que constituye el Arco Plegado Vasco y los datos geológicos actuales sobre la cadena pirenaica a nivel superficial y profundo han permitido confirmar estos aspectos (Megias, 1988; Ecors Pyrenees Team, 1988).

La progresiva emersión del territorio comienza a finales del Eoceno y expone los afloramientos de rocas sedimentarias a la acción de los agentes atmosféricos. El inicio de la karstificación es en consecuencia posterior a estos eventos. Los terrenos emergidos serán erosionados diferencialmente. La karstificación se verá posteriormente afectada por el deterioro de las condiciones climáticas a finales del Terciario y las fluctuaciones introducidas por el glaciario Plio-Pleistoceno. Los terrenos kársticos y pseudokársticos que hoy se observan en las montañas vascas son así los remanentes que han llegado a nuestros días como resultado de todo ello.

Si nos hemos extendido en esta revisión, es para destacar sucintamente que en las areniscas Eocenas de Jaizkibel y su pseudokarst se pueden encontrar muy interesantes indicios sobre algunos de los procesos ocurridos, tanto durante la deposición de las turbiditas y su diagénesis, como correspondientes a eventos tectónicos y erosivos posteriores, hasta llegar a aquellos rasgos debidos a la karstificación actual, la cual es producida básicamente por la disolución intergranular de la arenisca carbonática y rocas relacionadas.

Contra la opinión común que supone todo conocido, y aunque son muchos los estudios geológicos realizados, estos plantean problemas donde quedan aún múltiples incógnitas por dilucidar (Rat, 1988). En este sentido el flysch Eoceno ofrece un amplio abanico de áreas de estudio. En esta breve nota nos limitamos a exponer algunos de los rasgos de interés que hemos hallado en un sector de la Formación Jaizkibel ubicado en torno al Cabo de Higuer.

## MATERIAL Y METODOS

Como ha sido dicho, la presente nota reúne un conjunto de observaciones recogidas sobre cuevas, geoformas, concreciones, trazas fósiles y algunos ítems adicionales, como producto de prospecciones efectuadas en el sector del Cabo de Higer (Hondarribia, Gipuzkoa), ilustrando la mayoría de ellas con fotografía digital y discutiendo o interpretando algunas de sus características.

## RESULTADOS

El Cabo de Higer está situado en el extremo E del monte Jaizkibel, a 18 km de San Sebastián e inmediatamente al N de Hondarribia, en la frontera con Francia. La región contiene los afloramientos de arenisca carbonática más orientales de la Formación Jaizkibel, con diversos ejemplos de pseudokarst en arenisca.

Las zonas estudiadas comprenden la punta de Usando, las zonas N y S de la playa del Fraile, el propio Cabo de Higer, otras puntas situadas frente a la isla de Amuitz, y diversos sectores de la costa Norte (Txakurtxiki, Auspoaundi, Kapelaundiko erreka, Erretxiki) a lo largo de 2 km al W del cabo (Figura 1). Los nombres utilizados han sido tomados de la toponimia del SIG de Gipuzkoa (b5m.gipuzkoa.net: Cartografía 1:5000, Hoja de Hondarribia 41-42, 1985) y denominaciones locales.

En las zonas prospectadas hay afloramientos potentes de estratos gruesos de arenisca (donde las formas pseudokársticas están mejor representadas), pero predominan zonas donde los estratos de arenisca poseen un espesor medio de 2-3 m y alternan con otros de caliza arenosa, con intercalaciones menores de lutitas y margas. En ellos se desarrollan también muy diversas geoformas y rasgos de interés geológico (Galán et al, 2013b). Los estratos del dispositivo monoclinal tienen un buzamiento medio de 25°-40° NNW (Figura 2).

Pasaremos revista a los rasgos encontrados describiéndolos primero por zonas y agrupándolos después según sus principales tipos. Cuando resulte pertinente, al final de cada apartado, se presentará una interpretación que resume los aspectos más significativos.

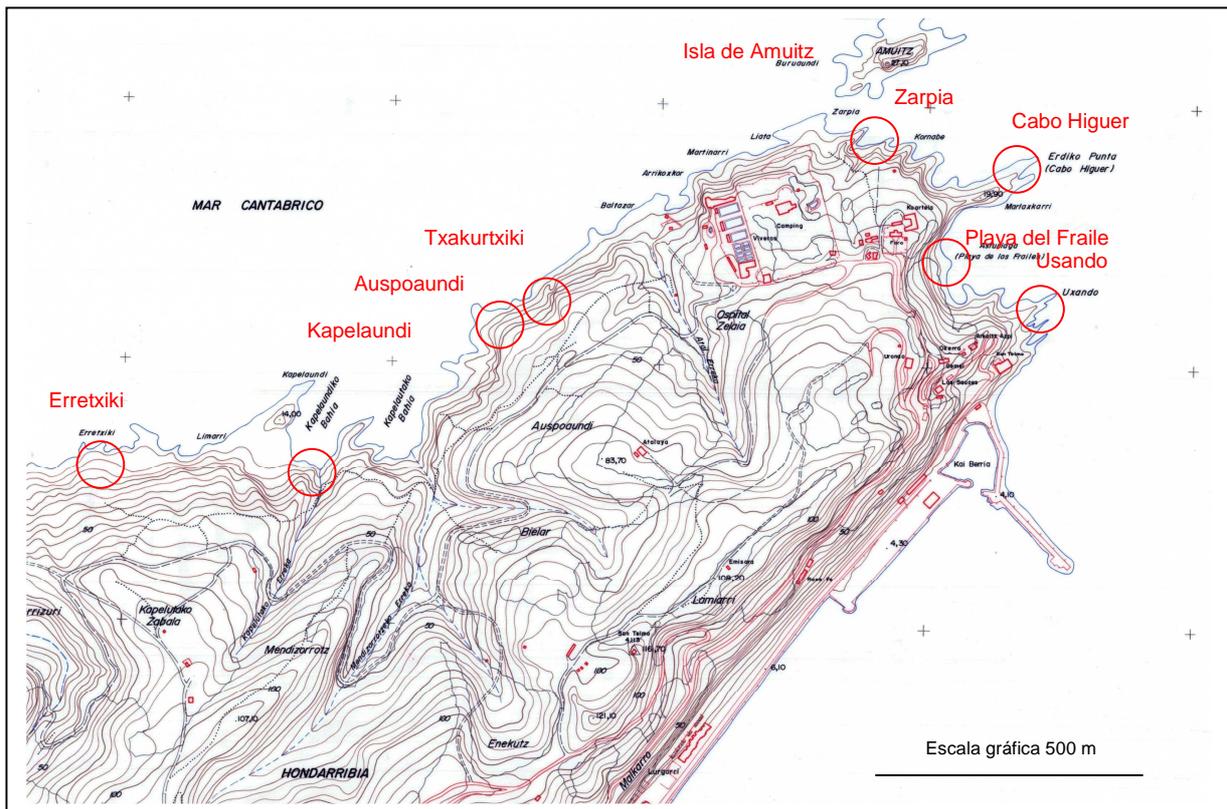
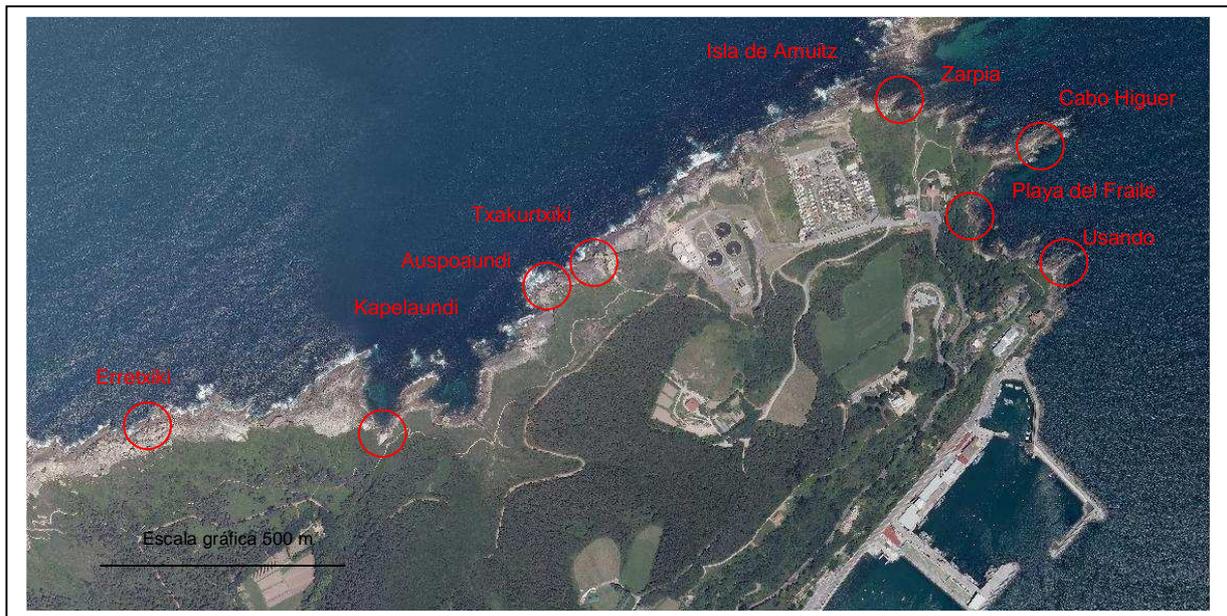
## ZONA DEL CABO DE HIGUER

Este sector comprende la punta de Usando, cala del Fraile, las puntas del cabo de Higer y otras situadas más al norte (puntas de Kornabe) hasta la punta de Zarpia (frente al islote de Amuitz), las cuales comparten características semejantes. A partir del Castillo de San Telmo, en cuya vecindad norte localizamos una interesante cueva con espeleotemas de ópalo-A, calcedonia y calcita (Galán et al, 2013), se suceden una serie de puntas rocosas sólo separadas por el entrante o cala del Fraile, el cual posee una playa de rocas. Las puntas más prominentes están formadas por estratos de arenisca, con intercalaciones de otros más delgados de caliza arenosa. A veces resulta difícil discernir si se trata de un tipo de roca u otro, ya que existen todas las gradaciones y tipos intermedios entre ambas.

En todo caso, resulta conspicua la presencia de numerosas concreciones y horizontes carbonáticos en la arenisca, así como concavidades producto al parecer de la meteorización de estas (Figuras 2 y 3). Algunas de las concreciones en la punta de Usando sobresalen en relieve positivo y presentan orificios en sus terminaciones axiales, por lo que podrían clasificarse como proparamoudras, ya que la concreción parece haber precipitado o tener como núcleo axial un ichnofósil tubular. Otras no poseen orificios. Además pueden encontrarse orificios sobre la roca-caja sin concrecionamiento envolvente. También hay formas planares más extensas, incluidas en la arenisca, con cementación carbonatada. Haría falta analítica sobre distintas muestras de las concreciones y sustratos adyacentes para determinar la composición exacta de las rocas y sus cementos.

Sobre la playa del Fraile hay un sector donde afloran estratos gruesos de arenisca, formando pequeños escarpes verticales. Estos están más alejados y altos sobre el nivel del mar y presentan superficies arenizadas, con numerosas cavidades subcirculares a ovales producto de la meteorización y remoción de concreciones. El fondo de la mayoría de ellas posee gangas o envolturas arcillo-arenosas, más disgregables. Y como en otros ejemplos encontrados en Ulía y Jaizkibel (Galán, 2012) poseen multitud de pequeños orificios al parecer producto de la actividad biológica de organismos excavadores y/o de sus larvas (Figura 3). Las especies que los producen de momento no son conocidas, aunque han sido observadas pequeñas avispas (Hymenoptera) saliendo de algunos agujeros.

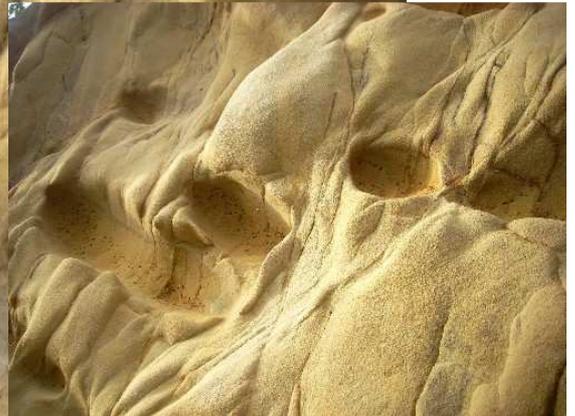
Tras pasar la cala, las puntas situadas al N, entre Zarpia e Higer, vuelven a presentar rasgos similares (Figuras 4 á 6). Los estratos de arenisca presentan algunos proparamoudras muy bien definidos y otras concreciones (Figura 4). En algunos de los proparamoudras se distinguen muy bien los orificios, con espículas y cordones axiales. Existen además proparamoudras multiperforados y masas globulares que recuerdan a los de la localidad 2 de Jaizkibel, por lo que sospechamos que su cementación pudiera ser en parte silíceo. Si la analítica confirmara esto habría que calificarlos como paramoudras. Se aprecian también fisuras y diaclasas rellenas de calcita (Figura 6).



**Figura 1.** Ortofoto (imagen superior) y cartografía 1:5000 (imagen inferior). Fuente: SIG Gipuzkoa (b5m.gipuzkoa.net). Se indica con rótulos y círculos rojos las áreas aproximadas referidas en el texto. En la cartografía la equidistancia de las curvas de nivel es de 5 m y la distancia entre la cuadrícula UTM (cruces) de 500 m.



**Figura 2.** Punta de Usando. Estratos de arenisca carbonática y gradaciones a caliza arenosa, con concreciones carbonatadas. Las hay esféricas, ovaladas, en bandas planares y totalmente irregulares. Algunas de ellas constituyen proparamoudras. Nótese también partes arenizadas y microformas alveolares.



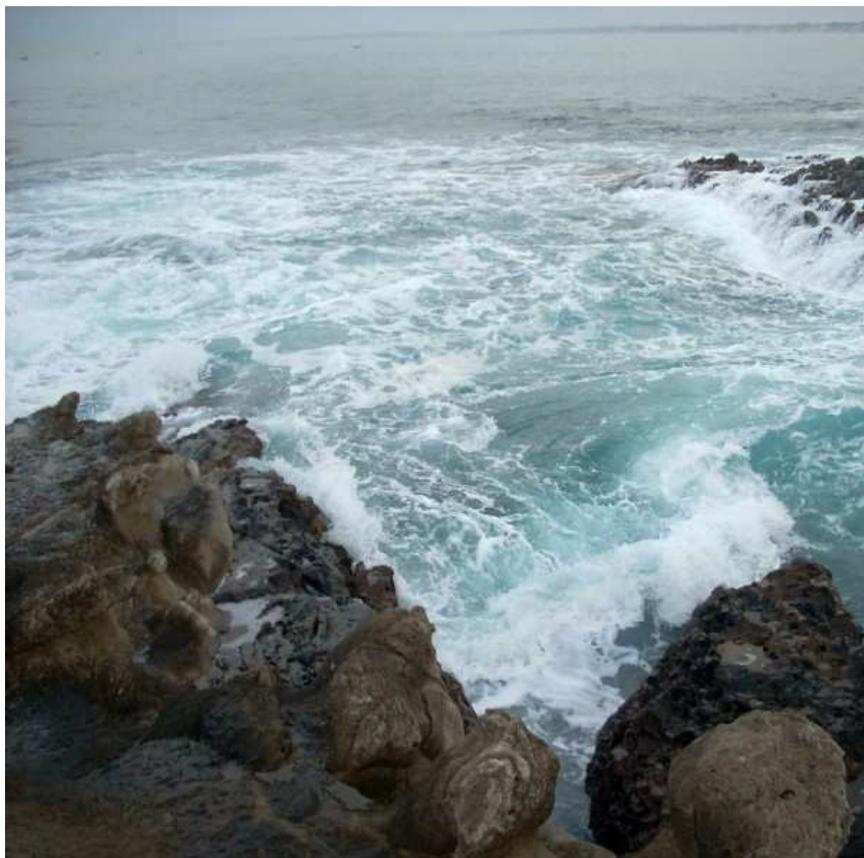
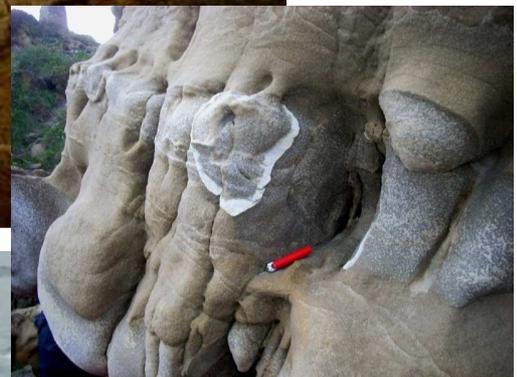
**Figura 3.** Punta de Usando y Playa de los Frailes. Estratos de arenisca y caliza arenosa, con concavidades producto de la meteorización de concreciones y horizontes carbonatados. Sobre la playa de los Frailes (detalle) hay algunos estratos gruesos de arenisca, con gran número de concavidades. En las gangas arcillo-arenosas se aprecian orificios producto de actividad biológica.



**Figura 4.** Cabo de Higuera y detalle en el recuadro de la punta de Zarpia, con la isla de Amuitz al fondo. Los estratos gruesos de arenisca poseen numerosas concreciones carbonáticas y proparamoudras. Además se puede apreciar una especie de microlapiaz litoral, producto de la meteorización superficial de la roca por salpicaduras del oleaje, con diversas microformas.



**Figura 5.** Cabo de Higuey y puntas que le siguen hacia el lado N de la cala del Fraile. Destacados proparamoudras y otras concreciones tabulares de mayor extensión, muchas de ellas surcadas por fisuras transversales.



**Figura 6.** Puntas del cabo de Higer. Los estratos de arenisca poseen proparamoudras y horizontes carbonatados. Detalle de vetas de calcita relleno algunas fisuras (recuadros pequeños).

## ZONA DE TXAKURTXIKI

Al W del Cabo de Higuer, tras pasar el camping y las instalaciones de una planta depuradora, se encuentra un escarpe vertical muy visible que desciende hacia el mar. El corte lateral posee actualmente varias vías de escalada y los escaladores denominan al sector como Txakurtxiki.

El escarpe en sí, de unos 15 m de altura, tiene una parte de roca arenizada, con un amplio abrigo basal, y otra parte donde la arenisca es muy sólida por estar recementada superficialmente. Ambas poseen a diferentes alturas series de concavidades producto del vaciado de cannonballs (concreciones esféricas carbonatadas), algunas de ellas ampliadas por disolución intergranular hasta formar oquedades más amplias o pequeñas grutas, sobre todo en la parte superior del escarpe (Figuras 7 y 8).

Llama también la atención la presencia de una extensa franja situada a media altura de la pared y que cruza la misma, presentando una serie de fisuras o indentaciones verticales muy curiosas por su regularidad (Figura 8). Este tipo de geoformas, que como luego veremos se presentan también en horizontes carbonáticos, probablemente se originan por escape de fluidos durante la diagénesis, por compactación de los niveles de lutitas y expulsión de aguas porales. Aunque esta es la explicación más probable, existe también la hipótesis alternativa de ser debidas a la ocurrencia de emisiones hidrotermales y de sulfuro de hidrógeno o metano, procedentes de la zona profunda, aspecto que será discutido posteriormente.

Descendiendo hacia el mar el escarpe prosigue con grandes bloques de desprendimiento, algunos abrigos y, sobre todo, con gran cantidad de proparamoudras y/u otras concreciones carbonatadas (Figuras 8 inferior y 9).

También hay sectores de paredes y bloques donde la superficie recementada (duricrust) se presenta acribillada de microformas alveolares, con los más curiosos diseños (Figuras 10 y 11 superior). Estas geoformas alveolares, de trama densa, no parecen ser debidas a disolución intergranular. Más bien consideramos que pueden ser generadas por meteorización superficial y haloclastia de las superficies endurecidas por recementaciones. De ser así, su génesis es muy reciente, posterior a la fase de recementación superficial.

En el sector también se encuentran interesantes ejemplos de laminaciones y trazas fósiles, entre ellas un buen ejemplo del icnofósil *Saerichnites abruptus*, de 2 m de largo (Figura 11 inferior), así como otras de *Thalassinoides*.

Destaca por último la existencia de concavidades ovales y alargadas, con todos los tipos intermedios entre cannonballs y horizontes concrecionados de morfología tabular. En ellos quedan restos de gangas o envolturas arcillo-arenosas, algunas con perforaciones biológicas y otras con recubrimientos o tapices orgánicos de líquenes y microorganismos, de colores oscuros. Junto a ellos, en las zonas techadas de los abrigos, pueden encontrarse también precipitados blancos de minerales secundarios, procedentes de las aguas que percolan de la pared (Figura 12). Por su aspecto y propiedades físicas son muy semejantes a las espeleotemas de sulfato de aluminio amorfo de otras cuevas de Jaizkibel, donde fueron identificadas mediante analítica Raman, DRX y EDS (Galán, 2012).

## ZONA DE AUSPOAUNDI

Inmediatamente al W de Txakurtxiki se encuentra otra zona que recibe el nombre de Auspoaundi. Siguiendo por la costa se presenta primero una laja fracturada, que en su parte inferior es muy caótica por estar rota la laja en grandes bloques que han deslizado por soliflucción. En los corredores que quedan entre los bloques y bajo ellos existen algunas cavidades de recubrimiento, pero de pequeño desarrollo (Figura 13).

Pasando el caos se encuentra un aislado y prominente bloque triangular, que destaca por presentar superficies recementadas en su lado que da al mar, mientras su lado Sur, vertical a ligeramente extraplomado, ha perdido esa corteza dura y se presenta arenizado, con los granos de la arenisca amarillenta casi sueltos (Figura 13). Sus flancos poseen numerosas geoformas alveolares, con rebordes perforados por orificios y ventanas laterales. Su aspecto recuerda al de otros bloques aislados “tafonizados” de la parte central de Jaizkibel. Pero así como las formas alveolares en las zonas recementadas pueden ser meteorizadas con intervención de procesos de haloclastia (que avanzan desde la superficie hacia el interior del bloque), las zonas arenizadas por el contrario se forman desde el interior hacia el exterior, al progresar la disolución intergranular de la arenisca y decementación de la roca.

A continuación hay un escarpe vertical, de estratificación delgada, que puede cruzarse por los bloques de la orilla o bien rodeando el sector por encima. Veinte metros por debajo del escarpe se localiza el sector más interesante de Auspoaundi, ya que en él se encuentran muy diversos icnofósiles, concreciones y proparamoudras, así como estructuras de corriente y laminaciones curvadas y convolutas, cuya génesis probablemente sea debida al escape de fluidos por compactación de las turbiditas durante fases tempranas de su diagénesis (Figura 14). Aunque a primera vista parecen micropliegues de origen tectónico, pronto se ve sobre diversos puntos que estas curiosas deformaciones de la laminación están incluidas en los estratos individuales de arenisca, resultando poco o nada deformados los planos de estratificación.



**Figura 7.** Escarpe de Txakur txiki. Posee un gran abrigo basal, zonas donde la arenisca se presenta arenizada, y otras con la superficie externa recementada (= duricrust), con numerosas formas alveolares, concavidades e incluso oquedades mayores y pequeñas grutas en la parte superior.



**Figura 8.** Escarpe de Txakur txiki. En la imagen superior se aprecian zonas recementadas y arenizadas, con gran número de oquedades, más amplias en la franja superior. También hay una larga franja a media pared con indentaciones verticales muy curiosas por su regularidad (flechas rojas), probablemente debidas a escape de fluidos. En la imagen inferior, grandes bloques desprendidos con numerosas concreciones carbonatadas y proparamoudras.



**Figura 9.** En la zona de Txakur txiki más son más numerosas las concreciones y proparamoudras. Algunas de ellas poseen múltiples orificios. También hay diversos abrigo techados.



**Figura 10.** Zona de Txakur txiki. Diversidad de concavidades (producto de la remoción de concreciones) y pequeñas formas alveolares en la superficie recementada por carbonatos de la arenisca (duricrust). Estos alveolos parecen formarse por meteorización superficial y/o haloclastia de esa corteza superficial, a diferencia de la arenización de la roca-caja por avance de la disolución intergranular desde el interior.



**Figura 11.** Txakur txiki. Otros ejemplos de microalveolos formados por procesos de haloclastia (arriba), traza fósil de *Saerichnites abruptus* (centro) y detalle de laminaciones cuya erosión deja en relieve un curioso diseño (camello, o cisne?).



**Figura 12.** Detalle de concavidades con restos de gangas envolventes de concreciones. Algunas poseen perforaciones producto de actividad biológica. Otras muestran crecimientos de tapices orgánicos de líquenes, algas y bacterias. Se observa también, en los techos de los abrigos, superficies con precipitados blancos de sulfatos de aluminio amorfo, similares a las espeleotemas halladas en otras cuevas de ambiente húmedo de Jaizkibel.

Bajo ellos se aprecia la ocurrencia de estratos delgados de arenisca y caliza, con intercalaciones de lutitas, las cuales han resultado compactadas (se ha reducido su espesor original) con escape de fluidos contenidos en las aguas porales del sedimento (Figuras 14 a 16). La roca en superficie se presenta muy fracturada y posee concreciones carbonáticas. Hay partes con estratos delgados rotos en los que se observa la circulación de aguas subterráneas aprovechando el desgaste de los planos de estratificación y de los estratos más blandos de lutitas (Figura 15). Existen además algunas pequeñas cuevas y mesocavernas formada por disolución intergranular (karstificación). La mayor de ellas alcanza 10 m de desarrollo, con prolongaciones menores en zona oscura (Figura 16).

En los estratos de arenisca se encuentran numerosas concreciones carbonáticas, algunas de ellas globulares, otras ramificadas, y otras más extensas y de desarrollo tabular. Su diversidad es muy grande, presentándose también proparamoudras, en los cuales la concreción se ha formado en torno a la traza axial de organismos tubícolas que habitaban en los sedimentos abisales (Figura 17). Resulta también conspicua la fisuración de algunas concreciones, la cual queda limitada a la concreción y no se extiende al sustrato adyacente. Lo cual puede deberse también a procesos de compactación y escape de fluidos, que dejan su impronta en las concreciones (más rígidas) mientras las arenas adyacentes pueden estar aún inconsolidadas y comportarse de un modo más plástico.

Además de zonas con escorrentía superficial sobre las lajas costeras existen también ejemplos donde se observa la emergencia de pequeñas circulaciones de aguas subterráneas. El progreso de ambas ha generado en la base de los escarpes (por desgaste de los estratos más blandos sobre todo de lutitas) de abrigos de cierta profundidad y extensión lateral. El buzamiento en estos sectores es más bajo y oscila entre 25° y 35°. La meteorización basal de los escarpes genera a su vez procesos clásticos de descompresión mecánica y desprendimientos (Figura 18). En el escarpe mayor se aprecia la alternancia típica de los estratos del flysch (Figura 19), siendo común en las placas y bloques desprendidos la presencia de numerosos ichnofósiles, particularmente cordones gruesos de superficie granulada del ichnogénero *Ophiomorpha* y largas trazas delgadas y lisas de *Thalassinoides*, existiendo también ejemplos de *Skolithos*, *Planolites* y otros ichnotaxa. Los ichnofósiles se presentan en la arenisca como contramolde en positivo de las trazas dejadas por los organismos en los contactos con lutitas. También hay buenos ejemplos de estructuras de corriente denominadas *flutes* (incluso muy bulbosas) que indican la dirección de las corrientes de turbidez y la alta energía de las mismas (Figuras 19 y 20). Seguramente la prospección en detalle de estos sectores aportaría mucha más información sobre la riqueza en ichnoespecies y diversidad de las trazas fósiles.

En los grandes bloques costeros de la parte más baja del escarpe de Auspoaundi se encuentra de nuevo una gran cantidad de microformas alveolares formadas con intervención de humectación marina y haloclastia (Figura 21). La diversidad de diseños resulta remarcable y estéticamente llamativa.

## ZONA DE KAPELAUNDI

Más al W de la zona anterior se localiza el golfo de Kapelaundi. Un sector llamó nuestra atención por presentar algunos rasgos singulares. En el entrante W desagua un pequeño arroyo sobre la laja costera y, a ambas márgenes del arroyo, se presentan ejemplos peculiares. La erosión normal (precipitaciones y erosión hídrica de superficie) ha rebajado y recortado el terreno a nivel del cauce dejando a ambos lados un relieve escarpado más abrupto.

Sobre el lado izquierdo destaca la existencia de un gran abrigo, bajo la solapa de un estrato grueso de arenisca, que prosigue hacia el mar formando un túnel o cueva, ya que parte del estrato superior ha colapsado y los bloques caídos hacen de pared del perímetro externo. Este abrigo-cueva tiene algo más de 30 m de longitud (Figura 22).

Sobre el margen derecho se presenta otro escarpe (continuación lateral de los mismos estratos), con su borde colapsado y grandes bloques de desprendimiento. Entre y bajo los bloques colapsados se encuentran pequeños abrigos y cuevas de recubrimiento. Pero lo más interesante del sector es la ocurrencia de depósitos de tufa carbonática de cierto espesor en la misma pared del escarpe. Estos están formados por el depósito en capas sucesivas de carbonato de calcio sobre y entre restos biológicos de tapices de algas y musgos (Figuras 22 y 23). Los depósitos han formado una gruesa columna en el extraplomo del escarpe, que llega a tener 5-6 m de altura y casi 2 m de diámetro en su base. Sobre las paredes hay estalactitas de tufa y recubrimientos porosos de carbonato de la misma naturaleza (Ver detalles en Figura 23).

En otros terrenos esto no llamaría tanto la atención, pero en las areniscas de la Formación Jaizkibel, seguramente por el predominio de aguas ácidas, es raro encontrar depósitos de carbonatos, tanto en cuevas como en superficie. De hecho no conocíamos espeleotemas de calcita (que es lo más común en el karst clásico en caliza) en estas cuevas en arenisca hasta un hallazgo reciente (Galán et al, 2013b). Probablemente los depósitos carbonáticos en estos casos están mediados por actividad biológica y ocurren en situaciones donde la serie turbidítica tiene intercalaciones más importantes de estratos de caliza, con lo que las aguas de percolación pueden disolver los carbonatos con mayor facilidad y alcanzar la sobresaturación y un pH alcalino, precipitando a continuación bien en la superficie, como en este caso, como en el interior de cuevas (en el ejemplo antes citado, que se encuentra en la punta de Usando, en el cabo de Higuier).



**Figura 13.** Al W del sector de Txakur txiki se presenta una laja litoral, fracturada, con grandes bloques desplazados por solifuxión. Bajo ellos se presentan algunas pequeñas cuevas de recubrimiento. Un bloque triangular prominente da paso a un nuevo escarpe donde se inicia el sector de Auspoaundi. El bloque presenta superficies endurecidas (duricrust) en su lado N, mientras que su lado S, más vertical, está arenizado con geoformas y perforado por ventanas laterales.



**Figura 14.** Sector de Auspoandi, al fondo el escarpe vertical y el bloque triangular. En primer plano, estratos de arenisca carbonática con estructuras curvadas hacia arriba debidas al escape de fluidos durante la compactación de las turbiditas.



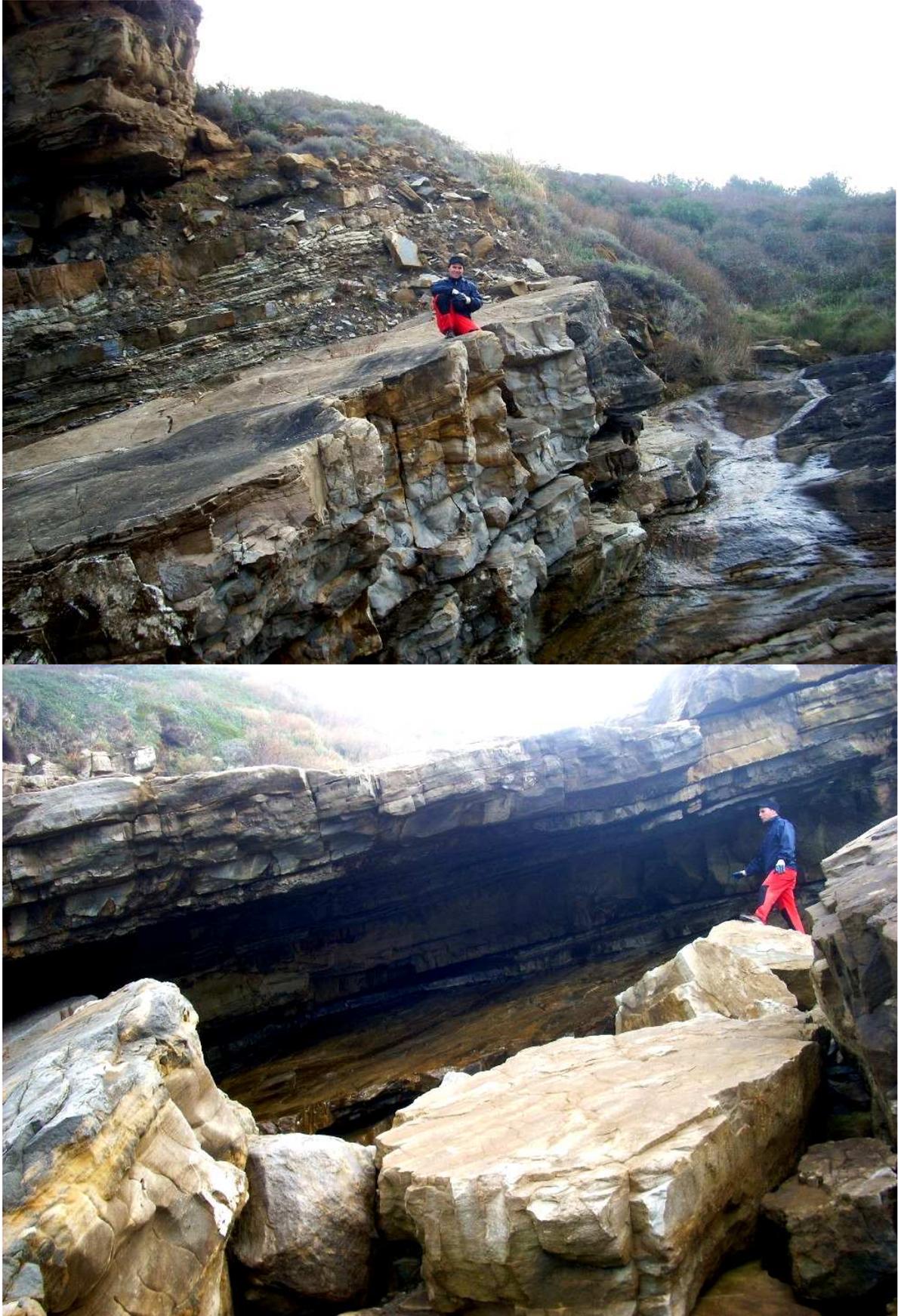
**Figura 15.** Auspoandi. Otros detalles de estructuras de escape de fluidos en las turbiditas. La arenisca alterna con estratos más delgados de caliza arenosa (con intercalaciones de lutitas), se presenta muy fracturada y posee también concreciones carbonáticas. En algunos puntos (recuadro) se observa la circulación de láminas de agua subterránea entre los estratos.



**Figura 16.** Sector de Auspoandi. Además de estructuras de escape de fluidos y laminación convoluta, en algunos puntos existen pequeñas cuevas (de hasta 10 m) y mesocavernas, formadas a expensas de planos de estratificación, y generadas por disolución (karstificación), debidas a la circulación de aguas subterráneas entre los estratos.



**Figura 17.** Algunos estratos de espesor medio (2 m) de arenisca en Auspoandi poseen concreciones carbonáticas ramificadas y/o globulares, organizadas a lo largo del eje axial de trazas fósiles de organismos tubícolas, por lo que pueden calificarse de proparamoudras. Los tubos se aprecian bien en secciones de fracturas recientes (flechas rojas). En el cuadro se aprecia un ejemplar de proparamoudra irregular, suelto por la erosión (el mechero que hace de escala mide 75 mm).



**Figura 18.** Auspoandi. En algunos sectores circulan pequeños caudales sobre los estratos gruesos de arenisca, tanto de escorrentía superficial como procedentes de circulaciones subterráneas inter-estratos. El buzamiento en estas zonas es más bajo (de 30-35° N) y algunos abrigos amplios (de hasta 20 m) son formados por disolución y erosión de los estratos más blandos de lutitas y margas. La meteorización de estos produce desprendimientos y el colapso de bloques.



**Figura 19.** El escarpe mayor de Auspoaundi muestra una alternancia rítmica de estratos delgados (alternativamente duros y blandos) de arenisca y caliza arenosa, con otros de lutitas y margas, respectivamente, que recuerdan el aspecto típico del flysch de edad Cretácico-Paleoceno de Zumaia-Deba. En estos sectores son muy abundantes los icnofósiles en la base y techo de los estratos duros.



**Figura 20.** Detalle de diversos icnofósiles. Imágenes grandes: largas trazas de *Thalassinoides*. Imágenes pequeñas: las tres superiores corresponden a diversos ejemplos de *Ophiomorpha*. Nótese que estas trazas fósiles no generan concreciones envolventes a su alrededor. También hay ejemplos de estructuras de corriente de tipo flutes, en relieve positivo en la base de las turbiditas (imagen del ángulo inferior izquierdo, en el techo de un abrigo).



**Figura 21.** Microformas alveolares sobre los bloques costeros, en el sector de Auspoandi. Probablemente formadas por meteorización superficial y haloclastia.



**Figura 22.** Zona de Kapelaundi. En el margen derecho del arroyo que desagua al mar se encuentra un escarpe, con grandes bloques colapsados y abrigos. La pared del escarpe presenta una gran columna de tufa (flechas rojas) y otras estalactitas y recubrimientos de tufa carbonática. Sobre la margen izquierda del arroyo existe un gran abrigo-cueva (de 30 m de largo), bajo un estrato grueso de arenisca parcialmente cerrado (lateralmente) por grandes bloques de colapso del mismo estrato.



**Figura 23.** Detalle de la gran columna de tufa de Kapelaundiko erreka (de 5 m de altura y 1,5 m de diámetro). Nótese también la presencia sobre las paredes de otras espeleotemas de tufa.

## ZONA DE ERRETXIKI

Las prospecciones hacia el W nos llevaron a encontrar otro sector con ejemplos de cavidades y geoformas de interés. Está situado a 450 m al W de Kapelaundi y se denomina Erretxiki. En este sector el buzamiento también es bajo, de 25°-30°, destacando por su gran profusión de concreciones carbonáticas y proparamoudras.

Sobre la laja costera existe una cueva de 40 m de longitud formada básicamente por erosión marina, la cual ha desgastado los estratos más blandos entre los de arenisca (Figura 24). La parte inferior resulta invadida por el agua de mar durante las pleamares, mientras que la mitad superior presenta pequeñas filtraciones y circulaciones hídras de agua dulce, poseyendo otras bocas adicionales, por lo que la mayor parte de la cavidad está en penumbra. En varias partes de la bóveda se observan tapices de algas, y pequeñas espeleotemas que crecen a lo largo de fisuras. Por su aspecto y caracteres comparados, probablemente incluyen espeleotemas blancas de calcita, grises y ocres de ópalo-A, y films blanco-opacos de sulfatos de aluminio amorfo.

En la laja costera son muy abundantes los proparamoudras y horizontes carbonáticos (Figuras 25 á 27). Hay ejemplos individuales muy bien definidos (Figura 25) pero también perforaciones de ichnofósiles sobre el sustrato adyacente que no han generado concrecionamiento.

En los horizontes y concreciones tabulares carbonatadas son frecuentes fisuras verticales y estructuras de escape de fluidos a lo largo de ellas (Figura 26). Llama la atención, como en ejemplos similares de Auspoaundi, que las fisuras que afectan a las concreciones tabulares no prosiguen en el sustrato de arenisca adyacente (Figuras 26 y 27). Posiblemente la cementación más temprana y carbonática las torna más rígidas y frágiles que la arenisca adyacente. Junto a estas concreciones carbonatadas, ahusadas y tabulares, hay ejemplos de concreciones y proparamoudras multiperforados, acribillados por gran número de trazas fósiles. En estos estratos de arenisca, su textura y aspecto sugieren una mayor cementación carbonata, siendo difícil definir sin analítica de respaldo si se los debe considerar arenisca o caliza arenosa. En todo caso, el contenido carbonático es sin duda mayor en las concreciones.

En otros casos, donde la arenisca resulta más fácilmente reconocible (por presentarse roca arenizada, de colores amarillentos, laminación paralela, y desprovista de la superficie de meteorización gris), se aprecian perfectamente los sistemas de vacíos en forma de oquedades (y alineaciones de las mismas), las cuales corresponden a los volúmenes antes ocupados por concreciones, ahora removidas (Figura 28). Probablemente el progreso de la disolución intergranular en la arenisca va ampliando estos sistemas hasta formar grutas y oquedades mayores.

Adicionalmente, en el sector de Erretxiki hay partes en que el estrato superior de la laja costera (de 3 m de espesor) se encuentra fracturado. A expensas de estas fracturas verticales se han formado zanjas o corredores, con sección en T invertida. En su parte basal existen sistemas de pequeñas cuevas inter-estratos y mesocavernas, que ponen en comunicación unos corredores con otros (Figura 29). Algunos de ellos que atraviesan bloques de roca de un lado a otro presentan a pequeña escala la morfología de disolución (conductos en arco) propia de cuevas mayores. En sus paredes internas se presenta roca arenizada, de distinto colorido, a menudo con veteados anaranjados y rojizos debidos a la movilización intergranular de soluciones ricas en óxidos e hidróxidos de hierro. En superficie también hay curiosos ejemplos de microrelieves coloreados por la circulación de soluciones con óxidos de hierro (Figura 29). Estos sistemas de pequeños conductos y mesocavernas pueden formar enrejados de varias decenas de metros de desarrollo, con zonas oscuras.

## RESUMEN DE CONJUNTO

Hemos pasado revista a los aspectos más significativos hallados durante prospecciones efectuadas en la región del cabo de Higer, donde encontramos geoformas pseudokársticas de interés en varios sectores.

En los estratos de arenisca y/o caliza arenosa son muy frecuentes los ichnofósiles, especialmente en los planos de estratificación en contacto con lutitas. En estos también se presentan huellas de corriente de tipo flutes. También son muy frecuentes diversos tipos y horizontes de concreciones carbonatadas, con ocurrencia de proparamoudras. Su diversidad de formas y características es elevada, a menudo con gradaciones entre unos tipos y otros. En ocasiones, o más raramente, quedan también restos de gangas envolventes de las concreciones, de composición arcillo-arenosa, donde son frecuentes perforaciones actuales de origen biológico.

Se presentan además distintos tipos de laminaciones y estructuras de corriente, incluyendo deformaciones atribuibles al escape de fluidos durante la compactación de los horizontes más blandos (de lutitas y margas).

Muchos bloques y superficies de escarpes muestran la presencia de duricrust (superficies recementadas más fuertemente por carbonatos), que posiblemente se han formado durante fases de evaporación o desecación de las aguas porales que han permeado hacia la superficie (en todas direcciones) a través de la porosidad de la roca. En la proximidad al mar hay muchos ejemplos de microformas alveolares producidas por humectación y haloclastia sobre estas superficies endurecidas.

Existen además diversos tipos de cuevas y abrigos, formadas a expensas de discontinuidades litológicas o estructurales, tanto por acción marina como por disolución intergranular, incluyendo ejemplos de cuevas de recubrimiento bajo bloques de colapso. Existen por último algunos ejemplos de formación de espeleotemas en las cuevas y de depósitos de tufa en superficie. En suma, una multiplicidad de rasgos de interés.



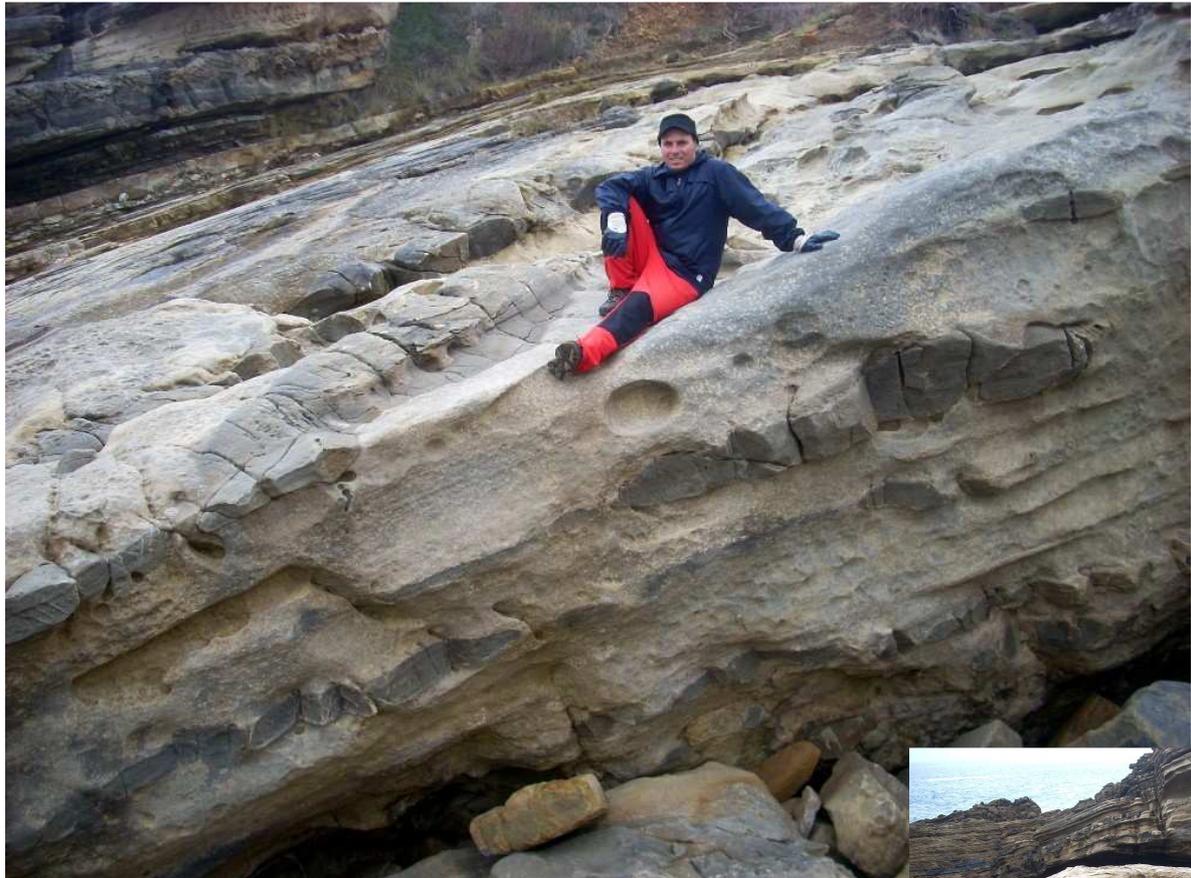
**Figura 24.** Zona de Erretxiki. Sobre la laja costera la erosión marina ha desgastado los estratos más blandos entre la arenisca formando una cueva de 40 m de longitud (boca inferior en las imágenes). En su bóveda se observan pequeñas espeleotemas, a lo largo de fisuras, que aun no han sido estudiadas, probablemente de calcita, ópalo-A y sulfatos de aluminio amorfo. En el sector son muy abundantes los proparamoudras y horizontes carbonáticos.



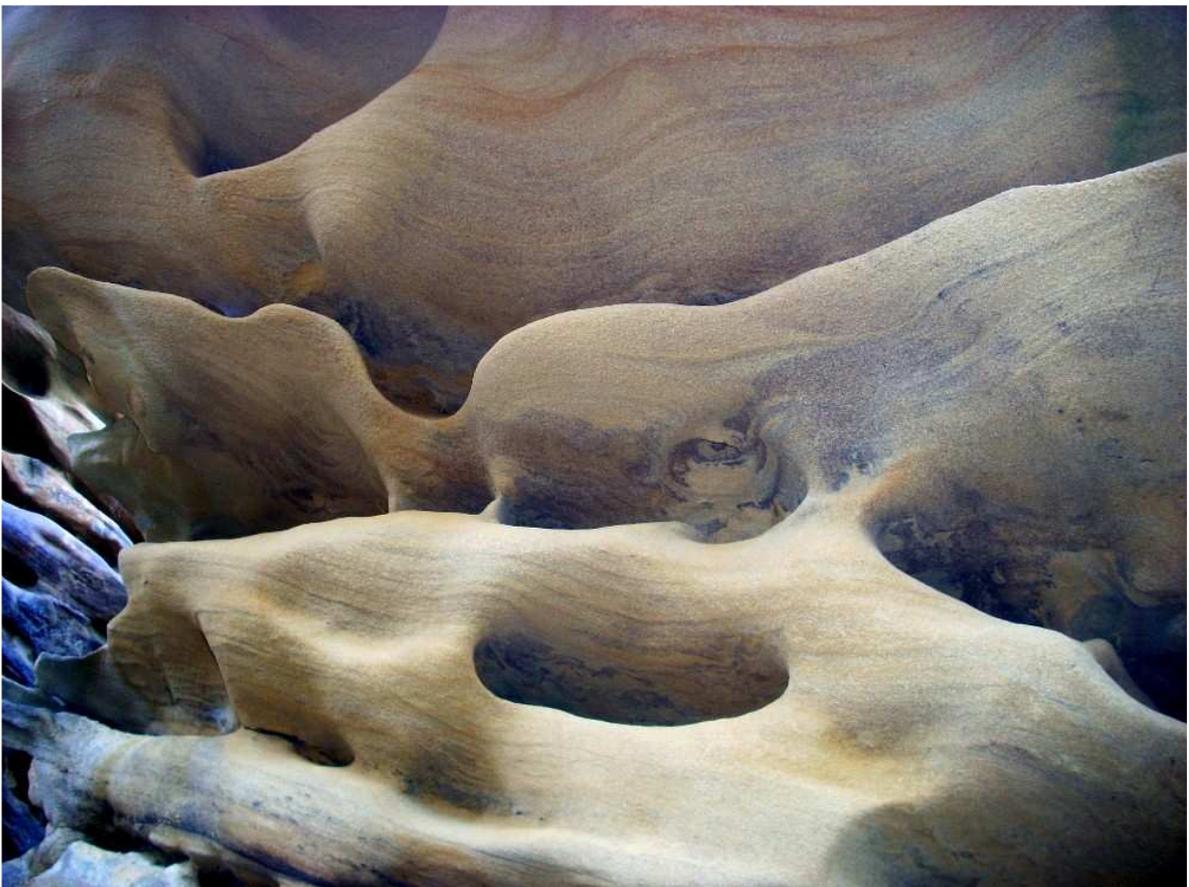
**Figura 25.** Diversidad de proparamoudras en la zona de Erretxiki. Nótese que también hay perforaciones de icnofósiles en el sustrato de arenisca adyacente, sin concrecionamiento.



**Figura 26.** Horizontes tabulares carbonatados (y fisurados) y estructuras de escape de fluidos a lo largo de ellas. Nótese la similitud con la franja fisurada del escarpe de Txakurtxiki (Figura 8). En la imagen superior al fondo, otras de las bocas de acceso superiores a la cueva de 40 m de la Figura 24.



**Figura 27.** Horizontes de concreciones carbonatadas, ahusadas y tabulares, junto a ejemplos de concreciones individuales menores y proparamoudras (algunos de ellos multiperforados). Nótese también que las fisuras que afectan a las concreciones tabulares no prosiguen en el sustrato de arenisca adyacente.



**Figura 28.** Sector de Erretxiki. Ejemplos de estratos de arenisca, con laminaciones, donde las concreciones y horizontes carbonatados han resultado totalmente removidos, dejando vacíos prominentes sistemas de oquedades.



**Figura 29.** Erretxiki. El estrato superior de la laja costera se presenta fracturado en bloques. A expensas de las fracturas verticales se han formado corredores, con sección en T invertida, existiendo sistemas de cuevas y mesocavernas entre estratos en la base de los corredores. Algunos de ellos atraviesan la base de los bloques de un lado a otro, y pueden presentar veteados anaranjados y rojizos por movilización intergranular de soluciones con óxidos de hierro. Coloraciones semejantes también se presentan en microrelieves de superficie (imagen del ángulo inferior derecho).

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

Los sectores prospectados, aunque presentan estratos de arenisca, no poseen una secuencia de estratos gruesos de arenisca de gran espesor (hasta 50 m), como en los casos encontrados en las partes centrales de Jaizkibel, Ulía o Igueldo, predominando en cambio una alternancia de estratos de espesor métrico de arenisca y caliza arenosa con frecuentes intercalaciones delgadas de lutitas.

El pseudokarst (con sus sistemas de cuevas y geoformas) no está por consiguiente tan desarrollado como en esos otros sectores que poseen un espesor casi ininterrumpido de arenisca, pero no obstante hay también aquí muy diversos tipos de abrigos y cuevas, generalmente formados aprovechando las discontinuidades litológicas.

Nos parece en cambio muy interesante la diversidad que presenta el concrecionamiento carbonático. La arenisca presenta concreciones desde formas esféricas y elongadas menores e individualizadas (tipo cannonballs, sandstone logs y proparamoudras), hasta formas tabulares más extensas, dispuestas en horizontes de concrecionamiento sucesivos. También destaca la fisuración de las concreciones (sin afección a la arenisca adyacente). En algunos casos podría pensarse que estas fisuras son rasgos debidos al tectonismo, ocurridos durante la orogénesis pirenaica, tras la litificación de las rocas. Pero muchos indicios sugieren que más probablemente se deban a deformaciones durante la diagénesis, incluso en fases muy tempranas, por el escape de fluidos durante o inmediatamente después de su emplazamiento y/o por compactación progresiva de los sedimentos infrayacentes. Además hay claros ejemplos de estructuras de escape de fluidos de las turbiditas (con laminaciones curvadas ascendentes).

La enorme cantidad de concreciones (al igual que la gran proliferación de cannonballs en estratos gruesos de arenisca en otros sectores, las de paramoudras en la parte central de Jaizkibel, o la de proparamoudras en estos sectores de la región de Cabo de Higuer y otras localidades de Ulía e Igueldo) nos llevan a pensar que tal vez haya intervenido también la ocurrencia de fenómenos de convección hidrotermal bajo el relleno de turbiditas, incluso con emisiones hidrotermales, de sulfuro de hidrógeno y de metano.

Actualmente es ampliamente aceptado que células de convección hidrotermal operan a través de la corteza terrestre y cuando tales células chocan sobre basaltos de reciente erupción, como en los flancos de las dorsales oceánicas y zonas de rifting, se produce mucha alteración y lixiviación de los basaltos a considerable profundidad. La actividad hidrotermal es relativamente frecuente en áreas con alto flujo de calor, como en los flancos de dorsales en expansión, zonas de rifting y zonas tectónicamente activas (Kempe, 1981). El ascenso de fluidos hidrotermales puede servir así de núcleo catalizador que precipite las reacciones que producen concreciones y nódulos.

Esta hipótesis resulta atractiva porque encaja con la complejidad tectónica que presenta la cuenca Eocena del País Vasco, asociada a su posición en una zona geológicamente compleja, en el límite entre las placas continentales Ibérica y Europea (Rat, 1988; Uchupi, 1988), tal como comentamos resumidamente en la introducción de esta nota. La región en que aflora la Formación Jaizkibel forma parte de una zona que aún no ha sido investigada detalladamente, y que se sitúa en la actualidad entre la cordillera de subducción del margen noribérico y la cadena de colisión de los Pirineos. La zona de rifting en que se produjo la apertura del Golfo de Bizkaia fue luego seguida de fases compresivas durante la orogénesis pirenaica, lo que deja abierto un amplio margen para la ocurrencia de fenómenos geotérmicos e hidrotermales bajo el relleno de turbiditas Eocenas.

No sólo plantean interrogantes los procesos que tienen lugar durante la diagénesis de las turbiditas, sino que también resultan complejos los procesos de formación de nódulos y concreciones en el fondo oceánico. En ellos pueden intervenir múltiples factores, que difícilmente podemos llamar que son conocidos en todos sus detalles. El grado que alcanza la karstificación de las areniscas de Jaizkibel parece ser muy variable. Y en la génesis de cuevas y geoformas pueden operar procesos de reactividad química, disolución intergranular, fenómenos de difusión, convección multicomponente y precipitación en el interior del acuífero intergranular. Características que son propias de sistemas complejos, no-lineales, donde operan procesos de auto-organización en medio inorgánico. A su vez, los ejemplos que estamos hallando de espeleotemas poco usuales, en cuya formación interviene también la actividad biológica de microorganismos, nos lleva asimismo a tratar con casos complejos, de gran interés por su novedad y posición límite entre el mundo de la simetría orgánica y la inorgánica, entre el campo de los fenómenos predecibles y la teoría del caos. Jaizkibel presenta muchos ejemplos de geoformas con diseños fractales. La diversidad de su pseudokarst, cavidades y geoformas no deja de sorprender y es la mayor prueba de que son múltiples los aspectos de interés geológico y geomorfológico, que se aclaran y complican con cada nueva exploración, suscitando nuevos interrogantes. El mundo real muestra magníficamente en Jaizkibel que los sistemas complejos, no-lineales, están ampliamente extendidos en la naturaleza, y que no siempre encontraremos una fácil explicación para encajarlos en clasificaciones y concepciones teóricas simples.

Los datos aportados en esta breve nota descriptiva, son un exponente más del elevado valor científico que presenta el pseudokarst desarrollado en las turbiditas de Jaizkibel. Probablemente el soporte fotográfico ilustra mejor estos hechos, agregándole valores estéticos intangibles, poco propicios a la simple cuantificación.

## AGRADECIMIENTOS

A todos los compañeros y colaboradores del Laboratorio de Bioespeleología de la Sociedad de Ciencias Aranzadi que nos acompañaron en las prospecciones y trabajos de campo, y de modo especial para este trabajo a Daniel Arrieta Echave y Piero Di Bartolomeo. Igualmente a los investigadores del karst que nos han apoyado en el análisis de muestras y nos han aportado observaciones críticas, revisiones, y sugerencias, entre ellos a Franco Urbani, Carlos Oyarzabal, y Luis Viera.

## BIBLIOGRAFIA

- Boillot, G. & J. Malod, 1988. The north and north-west Spanish continental margin: a review. *Rev.Soc.Geol.España*, 1: 295-316.
- Campos, J. 1979. Estudio geológico del Pirineo vasco al W del río Bidasoa. *Munibe, S.C.Aranzadi*, 31(1-2): 3-139.
- Deregnacourt, D. & G. Boillot, 1982. Structure géologique du Golfe de Gascogne. *Bull.Bur.Rech.Geol.Min.France*, 2: 149-178.
- Ecors Pyrenees Team, 1988. The Ecors deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 33 1: 508-511.
- Galán, C. 2012. Pseudokarst en arenisca de la Formación Jaizkibel (flysch Eoceno de Gipuzkoa): cavidades, geoformas, espeleotemas, paramoudras, fauna cavernícola. Conferencia dictada en San Sebastián el 22-11-2012 para la Exposición sobre el Flysch de la Costa Vasca (Fundación Luberri & CPIE-Littoral de la Côte Basque). Audiovisual Power point. Web SCA, PDF, 75 pp.
- Galán, C.; M. Nieto & J. Rivas. 2013a. Cuevas y geoformas en Bajo aundi, Ulía (Pseudokarst en arenisca de la Formación Jaizkibel). Pag web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 32 pp.
- Galán, C.; M. Nieto; D. Arrieta Echave; P. Di Bartolomeo & J. Cortizo. 2013b. La cueva del castillo de San Telmo, Hondarribia, País Vasco (seudokarst en arenisca de la Formación Jaizkibel). Pag web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 22 pp.
- Kempe, D. R. C. 1981. Deep ocean sediments. In: Cocks, L.R.M. *The Evolving Earth*. British Museum (Natural History), Cambridge Univ. Press, III (7): 103-120.
- Megias, A. 1988. La tectónica pirenaica en relación con la evolución alpina del margen noribérico. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 365-372.
- Rat, P. 1959. Les pays crétacés basco-cantabriques. *Publ.Univ.Dijon*, 18: 1-525.
- Rat, P. 1988. The basque-cantabrian bassin between the iberian and european plates, some facts but still many problems. *Rev.Soc.Geol.España*, 1 : 327-348.
- Rat, P. et al, 1983. Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique. *Mém.Géol. Univ.Dijon, Inst.Scienc.Terre*, 9: 1-191.
- Robles, S.; V. Pujalte & J. García Mondejar. 1988. Evolución de los sistemas sedimentarios del margen continental cantábrico durante el Albiense y Cenomaniense, en la transversal del litoral vizcaíno. *Rev.Soc.Geol.España*, 1: 409-441.
- Uchupi, E. 1988. The Mesozoic - Cenozoic geologic evolution of Iberia, a tectonik link between Africa and Europe. *Rev.Soc.Geol.España*, 1: 257-294.