

Lurralde	11	1988	p. 57-84	ISSN 0211-5891
----------	----	------	----------	----------------

CDU 553.57 : 551.053 (466.2)

MICROFORMAS EN LAS ARENISCAS EOCENAS DE LA FORMACION JAIZKIBEL

Recibido: 1988-01-21

José Miguel EDESO

Instituto Geográfico Vasco "Andrés de Urdaneta"
c/San Marcial, 13-4.º C - 20005 SAN SEBASTIAN

RESUMEN: Microformas en las areniscas eocenas de la formación Jaizkibel.

El micromodelado que retoca las areniscas eocenas de Jaizkibel es consecuencia directa de las particulares condiciones texturales (zonas de cementación inacabada, contactos laminares y estratigráficas, discontinuidades litológicas, etc.) y estructurales de la roca (diaclasas, planos de estratificación y fracturas). Sobre estas rocas actúan un conjunto de procesos y mecanismos erosivos que determinan la desagregación granular de la roca y el modelado de alvéolos, tafonis, gnammas y nidos de abeja. La orientación de los vientos dominantes y la exposición contribuye decisivamente en su génesis y posterior desarrollo.

Palabras Clave: Areniscas, alvéolo, gnanna, nido de abeja, desagregación granular, España, País Vasco, Guipúzcoa, Jaizkibel.

SUMMARY: Microshapes in the eocene sandstones of the Jaikibel formation.

The microshaping that retouches the Eocene sandstones of Jaizkibel is a direct consequence of the particular textural (areas of unfinished cementation, laminar and stratigraphical contacts, lithological discontinuities, etc.) and structural conditions of the stones (diaclasas, stratification Maps and fractures). On these stones a combination of erosive processes and mechanisms operate. These determine the granular disintegration of the stone and the modelling of Alveolus, tafonis, gnamas and honey combs. The direction of the dominant winds and their exposure contribute decisively to their genesis and further development.

Key Words: Sandstons, tafoni, alveolus, gnama, honey comb, granular disintegration, Spain, Basque Country, Guipuzcoa, Jaizkibel.

LABURPENA: Mikroformak Jaizkibel formazioko eozenoko harearrietan.

Jaizkibeleko eozenoko harearriak berritzen dituen mikromodelatua, harriaren ehundurabaldintzen (bukatugabeko kementazioguneak, ikutze-xaflatuak eta geruzatuak, ez-jarraitze litologikoak...) eta egitura-baldintzen (daiklasak, geruzapen-planoak, eta zartatuneak) ondorioa da. Harri hauetan higadura-prozesu eta mekanismo batzuek lana egiten dute, harriaren bikor-desagregazioa eta albeoloen modelatua, tafoniak, gnammak eta abar. Hize nagusien orientazioak eta esposizioak haien genesisia eta geroko garapena baldintzatzen dituzte.

1. ENCUADRE GEOMORFOLOGICO.

Estructuralmente, el litoral guipuzcoano desarrollado al Este de Guetaria, está dominado por la Cadena Terciaria Costera. Esta alineación, de dirección general NNE-SSW-W, dibuja un suave arco, con concavidad Norte, muy continuo y homogéneo, puesto que su trazado sólo se ve interrumpido, en zonas muy concretas, por otras estructuras secundarias (diapiro de Zarauz, falla de desgarre de Orio, etc.).

El área objeto de nuestro estudio se inserta plenamente dentro de la Cadena Terciaria Costera, configurando el extremo oriental de este arco. Concretamente, el espacio investigado se desarrolla entre las desembocaduras de los ríos Urumea ($1^{\circ}58'40''W$) y Bidasoa ($1^{\circ}47'20''W$).

Estratigráficamente, la alineación Jaizkibel-Ulía está formada por un conjunto de potentes bancos de areniscas cuarzosas de color gris-azulado (pardo-amarillento por alteración y blanco por decoloración) y cemento calcáreo. J. Campos (1979) señala que estas areniscas “están formadas por un entramado de granos de cuarzo, bien redondeados, que pueden constituir el 90% de la roca (siempre más del 75%) y cantidades subordinadas de feldespatos y fragmentos rocosos”, así como mica y glauconita. No todos los bancos areniscosos que integran la formación Jaizkibel están formados por granos de cuarzo redondeados, sino que es relativamente frecuente (examen bajo la lupa binocular) la presencia de granos heterométricos muy angulosos.

Los bancos suelen presentar una ligera gradación en el tamaño de grano y, en el conjunto de la sucesión, el tamaño medio de grano se hace mayor hacia la parte alta de la misma. Tampoco son extraños los bancos de materiales más gruesos (microconglomerados), heterométricos y angulosos, tal y como se observa en la bocana del puerto de Pasajes (Puntas de San Juan) y entre los parajes de Marla e Iturriointxo.

La potencia de estos bancos, varía extraordinariamente de unos puntos a otros, oscilando entre unos pocos centímetros y varios metros. Entre estos bancos areniscosos se intercalan otros de naturaleza arcillosa o margosa, aunque en ocasiones, éstas intercalaciones son tan delgadas que da la sensación que los bancos areniscosos se apoyan directamente unos sobre otros. En aquellos puntos donde la erosión ha exhumado estos niveles “blandos” se observan huellas de corriente y pistas de gusanos, muy bien conservadas.

El grado de cementación de la roca varía sensiblemente de unos a otros estratos e incluso dentro de un mismo estrato. En algunas zonas se individualizan bolas muy cementadas, de tamaño variable (circulares u ovaladas), que quedan en resalte por erosión diferencial. Gómez de Llarena (1956), señala estos niveles con el calificativo de "tramo de las bolas".

Los estratos de la formación Jaizkibel presentan laminación paralela o laminación convoluta (convolute lamination o convolute bedding), que designa una estructura consistente en una disposición de láminas contorsionadas y replegadas.

Kruit, Brower y Ealey (1972, 1975), señalan que la Cadena Terciaria Costera se formó a partir de importantes descargas detríticas procedentes del Norte. Estas descargas (de edad Paleocena), se produjeron en las desembocaduras de diversos cañones submarinos. Son conos de deyección, con disposición en abanico de las huellas de corriente. Estas descargas, procedentes del Norte, coexistían con aportes turbidíticos axiales alimentados desde el Este, pero éstos, mucho menos brutales, serían absorbidos y reordenados por las imponentes masas de arenas aportadas por los cañones submarinos. Lateralmente, las areniscas de los antiguos conos se suturan con las sucesiones flysch.

Según J. Campos (1979), en Guipúzcoa se pueden distinguir dos conos de deyección submarinos; uno, oriental (alineación Jaizkibel-Ulía) que comenzaría a formarse en el Paleoceno superior y continuaría recibiendo aportes en el Eoceno inferior, y otro, occidental (alineación Mendizorrotz), cuya base se sitúa en el Eoceno inferior, aparte de estos dos es posible que existiera algún otro de menor importancia, responsable de algunas otras intercalaciones de areniscas que se encuentran en el flysch de Guipúzcoa, al Oeste de San Sebastián.

La alineación Jaizkibel-Ulía se identifica como un relieve estructural (la topografía traduce fielmente los valores de buzamiento). De Oeste a Este, los buzamientos y la orientación de las capas varían extraordinariamente. En el Cabo Higuer (Hondarribia), los estratos se disponen con una inclinación media que oscila entre los 15-25° NO, mientras que en punta Biosnar, los buzamientos se elevan ya a 35° N. Paulatinamente, a medida que nos desplazamos hacia el Oeste, los valores de buzamiento se incrementan rápidamente: 30-45° NNE en el monte San Enrique (536 m.), 70° N en Txartikun y 80-85° N en la bocana del puerto de Pasajes.

A partir del faro de la Plata (Pasajes de San Pedro) predominan los buzamientos verticales y/o subverticales y la dirección NNE.

En conjunto, la alineación Jaizkibel-Ulía puede definirse como un vigoroso relieve monoclinal, cuyo frente domina mediante un importante escarpe de más de 300 metros el corredor Irún-San Sebastián, excavado por la erosión a expensas del flysch del Cretácico superior. Este frente, muy continuo y rectilíneo, únicamente se ve interrumpido por pequeños corredores anaclinales (normalmente secos), relativamente anchos, que siguen las líneas de máxima pendiente, de ahí que presenten un trazado rectilíneo y una pendiente longitudinal escarpada.

Estos barrancos, de fondo en cuna, están separados entre sí por espolones areniscosos (interfluvios) y rellanos estructurales, parcialmente recubiertos por derrubios procedentes de los escarpes superiores.

El reverso de este monoclinas se resuelve mediante una alternancia de grandes chevrone y profundos barrancos cataclinales, de corto recorrido y fuerte pendiente. Estos barrancos cataclinales han excavado su cauce aprovechando las líneas de máxima debilidad (contactos litológicos, fracturas, diaclasas y cambios en la orientación de los materiales), y máxima pendiente, de ahí que los talwegs presenten un trazado rectilíneo muy acusado.

Estos valles cataclinales son fuertemente disimétricos. Normalmente, la vertiente occidental es muy abrupta y escarpada, predominando en ella las formas verticales y/o subverticales (pendientes en torno a 85-90°), a cuyo pie se acumulan bloques rocosos desprendidos por gravedad desde los escarpes superiores. Por el contrario, la vertiente oriental es mucho más suave y tendida, siendo escasas las acumulaciones coluviales.

El perfil longitudinal de estos barrancos es muy fuerte, de ahí que en su fondo no se observen acumulaciones detríticas importantes, excepto algunos grandes bloques desprendidos de los escarpes superiores. Únicamente, en su tramo final (cuando disminuye la pendiente), pueden aparecer acumulaciones arenosas formando pequeños rellanos de extensión variable. La génesis de estos rellanos parece estar ligada a procesos de abrasión marina durante el máximo flandriense (+ 2 m. por encima del nivel actual).

En algunos puntos, el retroceso de la cabecera (erosión remontante) y la socavación lateral, favorecen el despegue (deslizamientos rotacionales) de pequeños paquetes areniscosos. La existencia de intercalaciones arcillosas favorecen estos despegues.

Junto a estos procesos, también se observan fenómenos de reptación, desprendimientos rocosos (sobre todo en los acantilados) y erosión de suelos.

Pese a todo, la morfología de Jaizkibel-Ulía varía sensiblemente de Este a Oeste. El sector oriental (entre el Cabo Higuier y el monte San Enrique), está dominado por grandes chevrone y barrancos cataclinales, que por lo general, alcanzan el nivel de base marino mediante un salto que en ocasiones supera los 25 metros de altura. Más al Oeste, entre el monte San Enrique y la cima del monte Txartikun, los chevrone son menores y más regulares, desapareciendo paulatinamente a medida que nos aproximamos a la bocana del puerto de Pasajes. Los barrancos cataclinales son más cortos y pronunciados, quedando todos ellos colgados al nivel del mar.

A partir de Txartikun, los chevrone son sustituidos por hogbacks y barras, paralelas a la costa, separadas entre sí por incisiones longitudinales, más o menos continuas. Este esquema se repite en Ulía (Faro de la Plata-punta de Mompás).

El litoral es de claro signo estructural (índice de sinuosidad reducido). La costa está dominada por un acantilado de altura variable (20-25 metros de altura media), a cuyo pie se desarrolla una plataforma marina, (de edad Holocena) de extensión variable. Al pie de estos acantilados se acumulan enormes masas rocosas desprendidas y/o deslizadas (socavación basal, movimientos rotacionales, grave-

dad, etc.) desde los escarpes superiores. Estas masas rocosas van siendo paulatinamente fragmentadas y movilizadas por las olas y corrientes litorales.

No hay que olvidar, que el ataque marino es enérgico y muy acusado por todo el frente costero, excepto en aquellos lugares donde éste queda protegido por altos fondos rocosos, islas e islotes, y promontorios, salientes o puntas rocosas. Protegidos por estos obstáculos, se desarrollan pequeñas calas o ensenadas en cuyo interior se alojan depósitos detríticos de cantos y gravas.

2. MICROFORMAS DE DESAGREGACION GRANULAR EN LAS ARENISCAS EOCENAS DE LA FORMACION JAIZKIBEL.

2.1. Introducción.

En este apartado englobamos el conjunto de formas cóncavas excavadas por la erosión en las areniscas Eocenas de la formación Jaizkibel. Alveolos, tafonis y gnamas (junto con otras formas menores), han sido exhaustivamente estudiados y analizados en las rocas cristalinas y calizas, conociéndose perfectamente su génesis y posterior evolución. Por el contrario, son escasos los trabajos que abordan el estudio de estas formas sobre materiales areniscosos. Por todo ello, resulta bastante complicado determinar los procesos y mecanismos responsables de la intensa desagregación granular que han sufrido y sufren las areniscas de la alineación Jaizkibel-Ulía.

El examen somero de la zona objeto de nuestro estudio, pone en evidencia el elevado número de cavidades que existen en la zona, así como la acusada diversidad tipológica de las mismas. Ahora bien, no todas estas formas presentan el mismo grado de evolución, puesto que coexisten formas fósiles junto con otras plenamente funcionales.

Algo similar ocurre en los bloques de arenisca utilizados en la construcción de edificios y monumentos. Algunos de estos bloques presentan un alto grado de desagregación, mientras que otros apenas han sido afectados por este tipo de procesos.

Desgraciadamente son escasos los trabajos que intentan esclarecer este tipo de problemas en nuestra comunidad. Las únicas aportaciones dignas de mención son las de F. Ugarte (1984) y R. Santana (1966). Este último, estudia el sector comprendido entre el Cabo Higuer (desembocadura del río Bidasoa) y el monte Igueldo (Mendizorrotz); en su opinión, es preciso diferenciar entre alvéolos (Santana desecha el término tafoni, ya que considera que estas formas solo se dan en las rocas cristalinas) y nidos de abeja. Según R. Santana, los alvéolos son formas no funcionales en la actualidad. Se habrían formado durante el Pleistoceno superior bajo condiciones típicamente periglaciares (vientos del Oeste, fríos y secos, ocasionalmente cargados de nieve).

Obviamente, las características texturales y estructurales de la roca habrían contribuido decisivamente en su formación, desarrollándose los alvéolos en zonas de cementación inacabada, planos de discontinuidad, convergencia de diaclasas

o de líneas de intersección de planos de discontinuidad y diaclasas. A pesar de todo, para R. Santana, la razón última en el modelado de los alvéolos es siempre climática.

Frente a estas formas fósiles, se desarrollan otras plenamente funcionales en la actualidad: son los nidos de abeja.

Sin embargo, las observaciones efectuadas por nosotros difieren sensiblemente de las hipótesis propuestas por R. Santana. El objetivo de este trabajo es intentar definir y caracterizar las diferentes formas existentes, así como determinar los principales factores y mecanismos que intervienen en su génesis y posterior evolución.

2.2. Tipos de formas.

Por encima de la línea de máxima pleamar, se desarrollan una serie de cavidades, más o menos circulares, que en ocasiones tapizan totalmente la roca, dándole el aspecto de un queso gruyère. Su morfología es muy variada, aunque por lo general predominan las formas circulares, subcirculares y ovaladas.

Dentro de este conjunto, es preciso diferenciar:

a) Alvéolos.

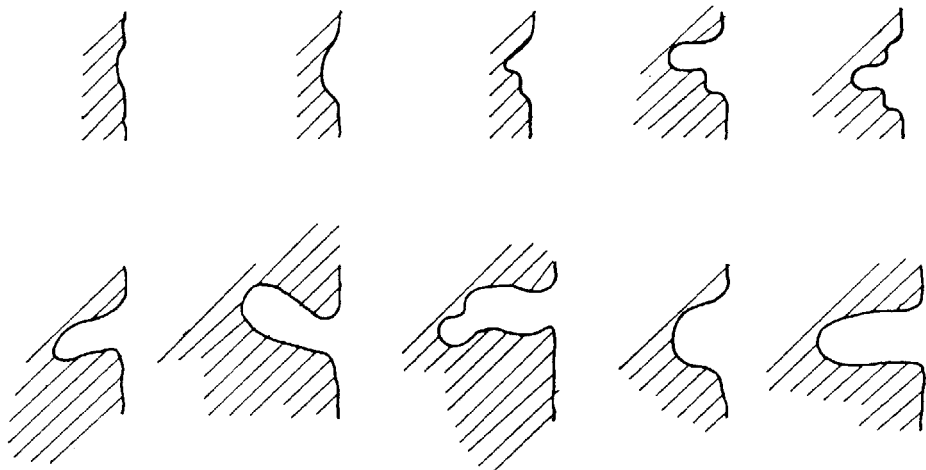
El análisis minucioso del área objeto de nuestro estudio, nos revela que si bien la mayor parte de los alvéolos existentes en la zona, son fósiles, existen otros, localizados en puntos muy concretos (fundamentalmente en los acantilados litorales), plenamente funcionales en la actualidad.

a.1) Alvéolos fósiles.

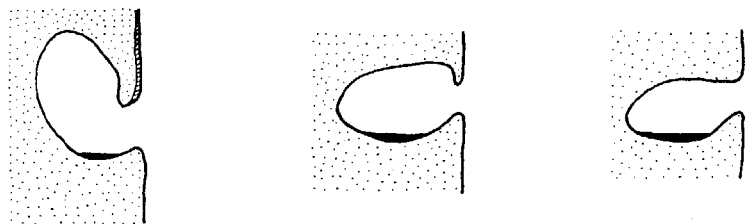
Son muy abundantes. Preferentemente se localizan sobre paredes verticales y/o subverticales, aunque no desprecian los sectores de menor pendiente, ni los bloques aislados.

Aparecen, tanto a nivel del mar, como en los escarpes superiores del monoclinial (frente de cuesta), siendo absolutamente indiferentes a la exposición y a la orientación. En algunas zonas (p. ej. entre el Faro de la Plata y la ensenada de Murguita), los alvéolos son más abundantes a sotavento que a barlovento, mientras que en otros parajes (puntas de San Juan) ocurre todo lo contrario.

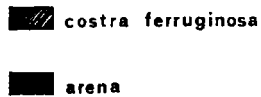
En ocasiones (Txartikun, Faro de la Plata...), los alvéolos son tan abundantes y están tan próximos entre sí que confieren a la roca el aspecto de una esponja. Si los afloramientos rocosos no son excesivamente anchos (estratos delgados en resalte por erosión diferencial), pueden ser totalmente perforados por los alvéolos.



TIPOS DE ALVEOLOS



TAFONIS

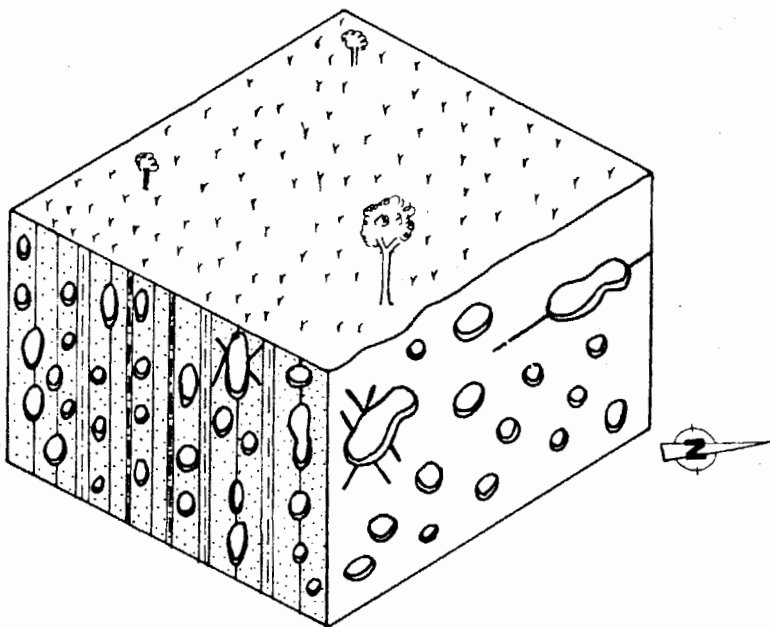


En aquellos lugares donde la cementación de la roca es reducida, ya sea por disolución del carbonato cálcico o por razones estratigráficas (áreas de cementación reducida), los alvéolos no pueden desarrollarse, ya que en estos casos, la erosión es muy rápida y afecta por igual a toda la superficie rocosa. Es decir, toda la pared retrocede de manera homogénea.

Por el contrario, en aquellos puntos donde la cementación es intensa (Gros-Mompás, Paseo Nuevo...), tampoco se forman alvéolos, puesto que la desagregación granular se ve bloqueada como consecuencia de la extrema dureza de la roca. En estas zonas, aparecen formas ligadas a la disolución del cemento calizo: vasques, pseudolapiaz, microcaries, etc.

La morfología de los alvéolos es muy variada, pudiendo diferenciar:

a.- Alvéolos de fondo plano o débilmente inclinado, parcial o totalmente colmatados por un suelo arenoso de color negro. Normalmente, estas cavidades están colonizadas por un estrato vegetal importante, pudiendo incluso sustentar pequeños árboles.



ALVEOLOS

b.- Alvéolos de fondo plano o inclinado parcialmente colmatados por arenas. Estos alvéolos no están colonizados por la vegetación. A veces, sus paredes están colonizadas por musgos y líquenes.

c.- Alvéolos de fondo plano, débilmente inclinado o muy inclinado, sin ningún tipo de relleno. Estas cavidades suelen colmatarse de agua durante los períodos de lluvia intensa. Normalmente, el fondo y las paredes están cubiertos por musgo y líquenes, lo que señala su nula funcionalidad.

d.- Alvéolos parcialmente destruidos por procesos erosivos posteriores.

Los alvéolos presentan las paredes compactas, sin material suelto. Si pasamos la mano por su interior, vemos que no se desprenden granos de arena.

La roca presenta un color negro o grisáceo, lo que denota su nula funcionalidad.

Es bastante frecuente, que el fondo de las cavidades esté recubierto por una costra ferruginosa de espesor variable (oscila entre unos milímetros y algún centímetro), muy dura y resistente. En estos casos, parece evidente que la progresión del alvéolo se detuvo al alcanzar estos niveles ferruginosos, ya que los procesos de desagregación granular son ineficaces a la hora de perforar estas concreciones.

Frecuentemente, los alvéolos aparecen asociados a redes ortogonales u oblicuas de diaclasas, de textura más o menos densa, según las zonas. También los planos de estratificación, las zonas de cementación inacabada y las discontinuidades litológicas de la roca han contribuido en su formación.

Pueden aparecer aislados o formando grupos más o menos homogéneos, no siendo extrañas las formas coalescentes. Su tamaño medio es muy variable, aunque rara vez sobrepasan los 50 centímetros de profundidad.

a.2) Alvéolos funcionales.

Los alvéolos funcionales se localizan fundamentalmente en los escarpes litorales de la alineación Jaizkibel-Ulia. Al margen de este emplazamiento, también se observan algunas cavidades funcionales en los desmontes y taludes de las carreteras y pistas forestales que atraviesan la zona.

Morfológicamente, presentan un aspecto similar al de las cavidades fósiles, aunque su profundidad media es sensiblemente inferior (11 centímetros).

Los muestreos efectuados en la zona, revelan que el 66% de los alvéolos no rebasan los 15 centímetros de profundidad, y únicamente el 6% sobrepasan los 45 centímetros.

TALLA MEDIA DE LOS ALVEOLOS
(PASAJES DE SAN JUAN)

Tamaño (cms)	%		
	Profundidad	Longitud	Anchura
0 - 5	20	0	0
5 - 10	24	0	0
10 - 15	22	6	12
15 - 20	6	22	30
20 - 25	10	4	16
25 - 30	4	22	14
30 - 35	0	10	12
35 - 40	4	10	4
40 - 45	4	6	8
45 - 50	4	8	0
50 - 60	0	8	4
60 - 70	?	?	0
70 - 80	0	0	0
80 - 90	0	0	0
90 - 100	0	0	0
± 100	0	2	0
Talla máxima	64 cm.	105	51
Talla media	16,3 cm.	33,4	25,2
Mediana	11 cm.	30	23
Cavidades Colmatadas		24%	
Cavidades Coalescentes		6%	

La longitud y la anchura de las cavidades, salvo excepciones, muestran valores muy similares. Cuando las condiciones estructurales lo permiten, los alvéolos se desarrollan lateralmente, rebasando los 100 centímetros de longitud. Formas similares pueden observarse en Iturriointxo (exposición y orientación NW), donde algunas cavidades sobrepasan los 2 metros de longitud (206 × 70 × 83).

En conjunto, estas microformas presentan las siguientes características:

1. Existe una orientación preferencial hacia el Noroeste y Oeste (vientos dominantes). Junto a estas cavidades, existen otras desarrolladas a sotavento. Esto se observa en aquellas zonas donde la roca presenta un fuerte grado de alteración y la desagregación granular es tan intensa y rápida que provoca el retroceso de todo el frente rocoso, imposibilitando el desarrollo de alvéolos. Esto ocurre en algunas paredes que son violentamente azotadas por los vientos del Noroeste. En estos casos, los alvéolos únicamente pueden desarrollarse a sotavento.

2. Existe un acusado control textural y estructural en su desarrollo. Su génesis y posterior evolución se ve favorecida por la existencia de redes ortogonales de diaclasas (50° NE - 230° SW, 310° NW-W - 138° E-SE y 228° SW - 46° NE).

3. Parece evidente que el haloclastismo contribuye decisivamente en la evolución de los alvéolos. Las salpicaduras, rociones, brumas y el aire cargado de agua marina someten a la roca a un ciclo de humectación-deseccación, cristalizando la halita en el interior de las cavidades.

Es muy frecuente que el fondo y las paredes de los alvéolos estén tapizados por cristales de sal de talla milimétrica. El haloclastismo es funcional durante los meses estivales, puesto que el resto del año, la humedad ambiental y las precipitaciones son tan abundantes que impiden su desarrollo.

4. La existencia de amplios espacios rocosos (acantilados costeros y áreas limítrofes), desprovistos de vegetación, favorece la desagregación granular y la microdesescamación.

Esta escasa cobertura vegetal es consecuencia directa de la intensa erosión que sufre esta zona y de las precarias condiciones ecológicas imperantes (salinidad, vientos fuertes, deflacción eólica...).

5. Las elevadas precipitaciones que recibe el litoral vasco (1500-1700 mm.), favorecen la disolución del carbonato cálcico que cementa la roca, preparando el material para la desagregación.

La roca alterada, no reacciona en presencia de ácido clorídrico (color pardo amarillento característico), mientras que la roca sana (color gris azulado) o débilmente alterada reacciona violentamente incluso en presencia de ácido clorídrico diluido.

6. Son particularmente abundantes las concreciones ferruginosas, de escala milimétrica a centimétrica, muy duras. Estos niveles ferruginosos son extremadamente resistentes, de ahí que normalmente quedan en resalte por erosión diferencial.

Muchas de las fisuras, grietas y planos de estratificación están colmatados por películas y costras ferruginosas. Cuando un alvéolo, en su progresión, alcanza una de estas fisuras, se fosiliza, puesto que los procesos de desagregación granular se paralizan.

Estas concreciones desaparecen por desescamación (escamas centimétricas) o por disolución del carbonato cálcico subyacente.

7. A medida que aumenta la granulometría y la heterometría de los granos de cuarzo, los alvéolos pierden su peculiar morfología (formas más irregulares y peor definidas) y su talla media disminuye sensiblemente.

8. El fondo de estos alvéolos puede estar parcialmente colmatado por arena (el 24% de las cavidades muestreadas presentaban relleno arenoso) o agua. Lo más normal es que no presenten ningún tipo de relleno detrítico.

9. La evacuación del material se efectúa por desbordamiento durante los periodos de fuertes lluvias o por deflacción eólica.

10. La funcionalidad de todas estas cavidades se advierte claramente al pasar la mano por las paredes, ya que se desprenden numerosos granos de cuarzo.

a.3) Conclusión.

Los alvéolos (funcionales o fósiles) de la alineación Jaizkibel-Ulía se caracterizan por la extraordinaria variabilidad de sus dimensiones (longitud, anchura y profundidad), que pueden oscilar entre unos pocos centímetros y varios metros. Sin embargo, su profundidad, pese a ser relativamente variable, rara vez sobrepasa los 50 centímetros (23,1 cms. de profundidad media).

El 46% de las cavidades muestreadas no rebasan los 15 centímetros (la profundidad media es de 23,1 centímetros), y sólo el 8% sobrepasan los 50 centímetros. Su morfología está íntimamente relacionada con las particulares condiciones texturales y estructurales de la roca. Normalmente, las zonas de menor cementación generan alvéolos circulares, mientras que las diaclasas, los planos de estratificación y los contactos litológicos favorecen el desarrollo de cavidades alargadas.

El análisis de las cavidades muestreadas revela la existencia de una proporcionalidad inversa entre la profundidad y la anchura de los alvéolos. Es decir, cuanto más profunda es la cavidad, menor es su anchura, y viceversa.

Es muy frecuente, que en una misma pared rocosa, todos los alvéolos se desarrollen siguiendo las líneas de máxima debilidad (planos de estratificación, diaclasas, etc.), traduciendo fielmente los valores de buzamiento. En estos casos, la longitud del alvéolo se adapta a los buzamientos de los estratos.

Cuando estas cavidades presentan una morfología y unas dimensiones similares, puede hablarse de "familias de alvéolos". En estos casos, el grado de alteración de la masa rocosa es muy homogéneo, y en consecuencia, los alvéolos se co-

TALLA MEDIA DE LOS ALVEOLOS

(FUNCIONALES Y POSIBLES)

Nº de Cavidades (%)			
Dimensiones (cms)	Longitud	Anchura	Profundidad
0 - 5	0	0	12
5 - 10	0	1	21
10 - 15	4	8	13
15 - 20	10	18	8
20 - 25	6	14	12
25 - 30	16	17	8
30 - 35	7	10	4
35 - 40	11	9	5
40 - 45	5	6	6
45 - 50	6	4	3
50 - 60	13	5	3
60 - 70	4	4	2
70 - 80	4	1	0
80 - 90	4	1	1
90 - 100	5	1	1
± 100	5	1	1
Media	49,9	33,3	23,1
Mediana	38	30	29
Talla máxima	450	209	215

lapsan cuando alcanzan un umbral determinado de profundidad. En la alineación Jaizkibel-Ulía, este umbral se sitúa en torno a los 30-40 centímetros de profundidad.

Ahora bien, no todos los alvéolos responden a este esquema. Existen numerosas cavidades que perforan la roca sin tener en cuenta la estratificación, ni las diaclasas. Tampoco presentan ningún tipo de ordenación (no se agrupan en familias), sino que se disponen de manera caótica. En estos casos, su génesis y posterior desarrollo está condicionado por las particulares condiciones texturales de la roca: zonas de cementación inacabada, fuerte heterometría granular, discontinuidades en la estratificación, puntos de mayor porosidad, etc.

También influye la peculiar topografía de la roca (pequeños rellanos o depresiones donde se acumula el agua), el mayor o menor desarrollo de las redes de diaclasas, el grado de ferruginización y la desigual alteración de la roca.

El análisis de las cavidades existentes en Jaizkibel-Ulía, nos permite extraer las siguientes conclusiones:

1. En general, no existe una orientación preferencial en su desarrollo. Los alvéolos se orientan tanto hacia el Norte, como al Sur, Este y Oeste. Como ya hemos señalado anteriormente, es bastante frecuente la presencia de alvéolos a sotavento o en zonas protegidas. Este hecho se explica fácilmente ya que la costa vasca es violentamente azotada por vientos del NW, que provocan una intensa y rápida desagregación granular de toda la masa rocosa en las zonas de mayor exposición. Este retroceso generalizado de la superficie rocosa impide la formación de alvéolos, los cuales, únicamente pueden desarrollarse en zonas protegidas.

2. En las áreas sombrías, la humedad se mantiene en el interior de los alvéolos durante un periodo de tiempo más largo. El agua almacenada en su interior, penetra más profundamente en la roca y los procesos de disolución del cemento carbonatado y de desagregación se ven favorecidos.

Paulatinamente, a medida que progresa el alvéolo, la humedad tiene más dificultades para penetrar en su interior y los detritos arenosos son evacuados más lentamente y tienden a colmatar paulatinamente la cavidad, colapsando su desarrollo.

3. Existe un importante control textural y estructural en su génesis. Las formas más bellamente desarrolladas se han modelado sobre las areniscas de grano fino o medio, si bien es cierto que también las areniscas de grano grueso y muy grueso están alveolizadas. Estas últimas presentan un tamaño más modesto y un aspecto más basto e irregular.

Las zonas de menor cementación, los planos de estratificación y las redes ortogonales de diaclasas favorecen el desarrollo de los alvéolos.

4. Los alvéolos se forman en cualquier posición, aunque sienten una predilección especial por los escarpes verticales y/o subverticales. De Este a Oeste, a medida que aumentan los valores de buzamiento, se incrementa el número de cavidades.

5. Ocasionalmente, algunos alvéolos se forman a partir del vaciado de pastillas arcillosas existentes en la roca, o bien como consecuencia del desprendimiento de cantos rocosos de mayor talla. En ambos casos, se forma una pequeña oquedad inicial que favorece la alveolización.

6. El haloclastismo parece haber desempeñado un papel fundamental en su modelado, por lo menos en aquellas cavidades localizadas entre los 0 y 180 metros sobre el nivel del mar (nivel afectado directa o indirectamente por el mar).

7. Determinadas cavidades parecen estar ligadas a la existencia de una película de segregación mineral (ferruginosa o arcillosa). Detrás de esta película, las aguas de infiltración (las areniscas son muy porosas), disuelven el carbonato cálcico, liberando los granos de cuarzo. Una vez que la patina es perforada, la roca fragilizada previamente, se desmorona fácilmente.

Así, los alvéolos pueden formarse sin recibir directamente la lluvia, simplemente por las aguas infiltradas que actúan detrás de las cortezas endurecidas.

a.4) Hipótesis genética.

No resulta fácil determinar el origen y posterior evolución de estas cavidades. Han sido muchos los autores que han intentado explicar su formación. Walters (1924), atribuye su formación a la acción del viento cargado de arena que ametralla la roca.

Según Cailleux, el principal responsable de su modelado es el hielo. Mainguet (1972), señala que esta hipótesis no puede desecharse, pues a lo largo de experiencias crioclasticas sobre una arenisca sin cantos del Triás de los Vosgos, pequeños alvéolos centimétricos aparecieron antes de la desagregación granular completa.

Otros autores, como Grizes (1960) señalan a las nieblas como el agente fundamental. Sin embargo Mainguet (1972), afirma que el papel de las nieblas no permitiría explicar la aparición de alvéolos, aunque sí puede contribuir a agrandarlos: ciclos de humectación-deseccación.

Bellair y Pomerol (1968), consideran que la causa principal de la alveolización es el minaje de la roca bajo una pantalla protectora de roca friable que permanece mucho tiempo in situ.

Ninguna de estas teorías, por sí mismas, nos permite explicar el origen de las numerosas cavidades que perforan las paredes rocosas desprovistas de vegetación, de la alineación Jaizkibel-Ulía.

R. Santana (1966), en su tesis doctoral intenta explicar este problema. En su opinión, los alvéolos que tapizan la vertiente de Jaizkibel-Ulía, son formas fósiles generadas en condiciones climáticas diferentes de las actuales. Básicamente, su génesis estaría ligada a fuertes vientos (orientación preferencial de las cavidades) del Oeste, fríos y secos, ocasionalmente cargados de nieve.

Las bajas temperaturas reinantes provocaron la ruptura de la roca (gelifracción), formándose así el germen inicial de los futuros alvéolos. En su interior, se

acumulaba la nieve y las aguas de fusión nival, muy agresivas, disolvían el cemento calcáreo que trababa los granos de cuarzo. Por último, los fuertes vientos del Oeste, cargados de arena, ametrallaban la roca (deflacción eólica) y barrían las arenas de desagregación granular.

La acción conjunta de estos tres factores, determinó la aparición, durante el Pleistoceno superior, de los alvéolos.

Si aceptamos la hipótesis propuesta por R. Santana, habría que pensar que las vertientes de la alineación Jaizkibel-Ulía, prácticamente no han sido erosionadas desde el Pleistoceno superior, puesto que en el caso contrario, los procesos erosivos posteriores habrían destruido la mayor parte de los alvéolos.

La línea de costa, tampoco debe haber sufrido excesivos retoques, ya que una parte importante de los alvéolos se ubica en los acantilados que configuran el litoral. Obviamente, el más leve retroceso de la costa implicaría la destrucción de estas formas. Sin embargo, son muy numerosos los bloques areniscosos (alveolizados o no) que se han desprendido desde los escarpes superiores, y resulta curioso observar que en las cicatrices de los desprendimientos se han modelado nuevas cavidades.

Por otra parte, la existencia de una plataforma de abrasión, de edad Holocena, desmiente totalmente esta hipótesis.

Por último, hay que señalar que en los desmontes efectuados durante la construcción de la carretera que enlaza la central térmica de Iberduero y el cementerio de Pasajes de San Juan se han desarrollado alvéolos. En algunos casos, estas cavidades se han formado en menos de 5 años.

Pese a las afirmaciones de R. Santana, no existe una orientación preferencial en la localización de las cavidades, ni todos los alvéolos son fósiles ya que existen cavidades plenamente funcionales en la actualidad.

En resumen podemos afirmar que su génesis es el resultado de una convergencia de procesos y mecanismos. La acción combinada del viento (desagregación granular y deflacción eólica), agua (disolución del carbonato y evacuación de los detritos por desbordamiento) y haloclastismo contribuyen decisivamente en su formación.

Sin embargo, todos estos procesos están condicionados por las particulares condiciones texturales y estructurales de la masa rocosa. La existencia de redes ortogonales de diaclasas, las discontinuidades litológicas y las áreas de menor cementación, determinan una mayor porosidad, favoreciendo la desagregación granular y el haloclastismo.

b) Tafonis.

Los tafonis son formas excavadas por la erosión en las paredes y escarpes verticales, desprovistos de vegetación, de la alineación Jaizkibel-Ulía.

La boca del tafoni es más pequeña que la cavidad interior. Su perfil longitudinal es ascendente (oblicuo a la superficie rocosa), ya que la cavidad progresa más rápidamente hacia el fondo y techo, que hacia los lados. La parte superior de la boca del tafoni está parcialmente cerrada por un delgado resalte o voladizo.

Tricart y Cailleux (1969) afirman que los tafonis son una variedad de alvéolos hiperatrofiados por un fenómeno de autoexcitación: la cavidad del alvéolo aumenta la intensidad de los procesos que lo han generado y en consecuencia, el interior del alvéolo se desarrolla rápidamente, mientras que la boca experimenta una evolución menor y mucho más lenta. Es decir, la profundidad del tafoni se incrementa rápidamente mientras que la longitud y la anchura evolucionan débilmente.

Son formas azonales cuya génesis no depende de ningún tipo climático específico. Sin embargo, los tafonis son muy sensibles a la textura de la roca, desarrollándose sobre rocas granudas, homogéneas y débilmente cementadas. Dragovich (1969), señala que el origen del tafoni está íntimamente relacionado con factores que condicionen la velocidad e intensidad de la meteorización en puntos concretos de la roca. Las debilidades texturales y estructurales de la roca implican una desigual efectividad de los procesos de meteorización sobre la superficie rocosa.

Por el contrario, las concreciones y rellenos ferruginosos bloquean el desarrollo de las cavidades. Cuando un tafoni alcanza uno de estos niveles ferruginosos o calcíticos, o bien modifica su trazado o se fosiliza.

Los tafonis progresan más rápidamente en aquellos lugares donde la insolación es menor. En estos puntos, el agua y la humedad permanecen durante más tiempo en el interior de las cavidades, penetrando más profundamente en la roca, favoreciendo los procesos de disolución (meteorización química) y desagregación granular (meteorización mecánica).

Paulatinamente, a medida que el tafoni progresa en profundidad, la penetración de la humedad es cada vez más difícil. Los detritos erosionados son cada vez más difíciles de evacuar y van colmatando paulatinamente el tafoni, ralentizando su progresión, o incluso colapsando totalmente su desarrollo.

El aire húmedo cargado de cristales de sal (haloclastismo), favorece extraordinariamente la tafonización. Este hecho explica, la localización preferencial de las cavidades en los acantilados costeros.

Algunos tafonis se forman bajo películas de segregación mineral. La elevada porosidad de la roca, favorece la percolación del agua y la disolución del carbonato detrás de estas películas protectoras. Cuando la capa protectora es perforada (desescamación), la desagregación granular es muy rápida formándose una cavidad, parcialmente cerrada por un voladizo, rico en óxidos de hierro. En estos casos, las dimensiones internas del tafoni superan con creces a las que presenta la boca.

En resumen podemos afirmar que el límite genético de los tafonis es más petrográfico que climático. La textura (existencia de zonas de menor cementación, contactos litológicos...) y estructura (redes de diaclasas, planos de estratificación, etc.), de la roca condicionan decisivamente la velocidad e intensidad de la meteorización.

La eficacia del haloclastismo, desagregación y desescamación, depende íntimamente del grado de porosidad de la roca, hasta tal punto que en las areniscas de grano fino, masivas y fuertemente cementadas no se produce tafonización.

c) Gnammas.

Las gnammas son pequeñas depresiones cóncavas, cerradas, cuya talla oscila entre unos pocos centímetros y varios decímetros, aunque excepcionalmente pueden alcanzar dimensiones métricas. Estas cavidades se localizan sobre superficies rocosas horizontales o débilmente inclinadas (menos de 20°), desprovistas de vegetación. Para que puedan desarrollarse, las gnammas requieren la existencia de rocas compactas y homogéneas. Si la roca está muy fisurada o alterada, el agua de lluvia no puede acumularse sobre la superficie rocosa, infiltrándose rápidamente (elevada porosidad y fácil circulación del agua a través de las diaclasas abiertas), lo que impide el desarrollo de la cavidad.

Su morfología es relativamente variable; su trazado puede ser circular, subcircular, ovalado, elíptico o irregular (coalescencia de formas), con fondo llano o cóncavo y paredes escarpadas o tendidas. Son bastante frecuentes, las cavidades disimétricas, sobre todo cuando se han modelado en zonas inclinadas. En estos casos, el escarpe desarrollado vertiente abajo, es más suave que el escarpe superior (ver fig.), y el fondo de la cavidad se inclina en la misma dirección que la pendiente.

Basándonos en la clasificación propuesta por Twidale y Corbin (1963), podemos diferenciar los siguientes tipos:

1. Pequeños pozos circulares u ovalados (tipo Pits), estrechos y bastante profundos (30-40 centímetros de profundidad media). Las relaciones profundidad/diámetro son muy variables, predominando las de orden $1/1$ ó $1/2$. Ocasionalmente, la profundidad puede superar el diámetro.

Estas cavidades suelen estar parcial o totalmente colmatadas por arena y materia orgánica, lo que permite el desarrollo de un importante tapiz herbáceo. Este tapiz contribuye a acelerar los procesos de carácter químico, mediante los subproductos que se generan por descomposición de los residuos muertos, o por la actividad de la fauna que vive en el suelo.

Las paredes y los bordes de estas gnammas son muy abruptos (extraplomados), pudiendo presentar incluso voladizos más o menos desarrollados. Su perfil es cónico o embudiforme y su sección semicircular.

2. Cavidades poco profundas (10-15 cms.), de bordes abruptos o tendidos y fondo plano o cóncavo. Las relaciones diámetro/profundidad, oscilan entre $1/3$ Y $1/4$.

Normalmente, estas cavidades presentan un voladizo de longitud variable que cierra parcialmente la depresión. Esta visera, puede formarse como consecuencia de la progresión lateral del fondo de la cavidad. La concentración del agua en determinados puntos del interior, favorece el rehundimiento del fondo de las gnammas. A su vez, estos rehundimientos tienden a concentrar el agua de lluvia y favo-

recen la progresión lateral de la cavidad, en contacto con el agua durante un período de tiempo mayor.

La existencia de un nivel endurecido (rellenos o secreciones ferruginosas o niveles lenticulares de mayor cementación) subyacente favorece la progresión lateral de la cavidad.

La orientación y la exposición respecto a los vientos dominantes del Norte y Noroeste, resulta fundamental en la formación del voladizo. Concretamente, en la zona objeto de nuestro estudio, la mayor parte de los voladizos se localizan en el borde suroriental de las gnammas, es decir, en las zonas directamente afectadas por los vientos, que aceleran los procesos de desagregación granular y evacúan los detritos insolubles.

Morfológicamente, estas cavidades son disimétricas, presentando un borde extraplomado y otro suave y tendido, ligeramente ascendente (ver fig.).

Los contactos litológicos, planos de estratificación (areniscas-argilitas) y las desigualdades en la cementación de la roca, pueden explicar la formación de voladizos. En cualquier caso, es el contacto prolongado con el agua el responsable del ensanchamiento basal de la cavidad.

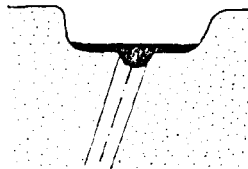
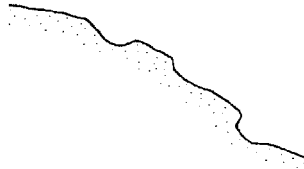
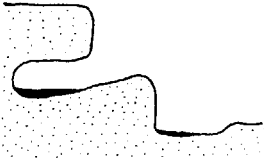
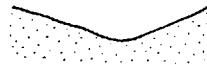
3. Gnammas de tamaño métrico, fondo llano o ligeramente cóncavo. Su profundidad es reducida o media y su trazado irregular. La relación diámetro/profundidad es del orden, 1/5 a 1/8. Estas formas son escasas y parecen formarse a partir de la coalescencia de otras cavidades más pequeñas.

Las gnammas pueden aparecer aisladas o relacionarse entre sí mediante pequeños surcos en V de algunos centímetros de profundidad. Estos surcos, funcionan como canales de trop-plein durante los períodos de fuerte precipitación.

La evacuación de los limos y arenas se efectúa a través de este canal de drenaje (el cemento calcáreo disuelto también sigue este camino), o bien por desbordamiento durante las épocas de intensa precipitación. Las arenas medias y gruesas son movilizadas por deflacción eólica. Sin embargo, las elevadas precipitaciones que recibe el litoral vasco, mitigan extraordinariamente los procesos de deflacción, puesto que normalmente, las gnammas están ocupadas por el agua. Únicamente, durante los meses estivales (más secos y cálidos) la deflacción eólica alcanza cierta entidad.

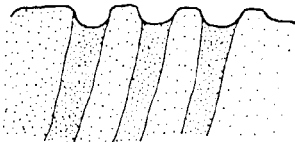
A medida que la cavidad progresa en profundidad, resulta cada vez más difícil evacuar los detritos insolubles, que van acumulándose en su fondo.

Las gnammas son formas azonales, cuya génesis no depende de ningún tipo climático específico, aunque sí exige la presencia de agua. El proceso genético más importante en su formación es la disolución del carbonato cálcico (meteorización química). Como señalan G. Elorza y M. J. Ibañez (1979), la presencia de líquenes y musgos (o de un estrato herbáceo), en estas depresiones y sobre la misma roca, producen la secreción de ácidos (húmicos, acéticos, nítricos, etc.), que aceleran los procesos de descarbonatación.



argilita

plano de estratificac.



puntos de menor
cementacion

G NAMMAS

TALLA MEDIA DE LAS GNAMMAS

PORCENTAJE DE CAVIDADES

Dimensiones (Cms)	Longitud	Anchura	Profundidad
0 - 5	0	0	12
5 - 10	0	2	23
10 - 15	2	5	14
15 - 20	5	14	18
20 - 25	5	16	21
25 - 30	16	26	12
30 - 35	9	14	4
35 - 40	12	12	5
40 - 45	5	2	1
45 - 50	7	5	0
50 - 60	38	3	0
60 - 70	3	1	0
70 - 80	5	0	0
80 - 90	7	0	0
90 - 100	2	0	0
+ 100	4	0	0
MEDIA	45,9	29,3	17,6
MEDIANA	41	27	16
TALLA MAXIMA	200	108	45
CAVIDADES CON RELLENO:		75%	

Twidale y Corbin (en Tricart y Cailleux, 1969), señalan que para que puedan desarrollarse las gnammas es necesario que inicialmente se modele por erosión diferencial una pequeña cavidad milimétrica. El origen de esta cavidad inicial puede estar en relación con procesos de desagregación granular o de microdesescamación. Una vez formada, el agua se acumula en su interior iniciándose la disolución del carbonato cálcico.

El haloclastismo también interviene en su génesis. A medida que nos acercamos al mar, es frecuente observar que el borde y las paredes de las cavidades están tapizadas por pequeños cristales de sal. El haloclastismo, únicamente es funcional durante la estación estival. El resto del año, la abundante humedad atmosférica y el intenso lavado de la roca impiden su desarrollo.

Resulta bastante difícil medir exactamente la profundidad de las gnammas, puesto que la mayor parte están colmatadas por arena y materia orgánica, e incluso colonizadas por pequeños arbustos. A pesar de todo, no puede hablarse de cavidades fósiles, puesto que la descomposición de la materia orgánica vegetal y el agua de lluvia (este suelo retiene humedad), continúan meteorizando la roca. Lo único que ocurre es que los detritus arenosos no pueden ser evacuados.

En algunas cavidades debajo de la capa de arena superficial, se desarrolla una capa de materia orgánica, lo que parece indicar dos fases sucesivas de evolución. En un primer momento, la gnamma es colonizada por la vegetación y posteriormente es enterrada por la arena (desagregación de las paredes y arrastre por arroyada).

d) Nidos de abeja.

Los nidos de abeja son pequeñas cavidades, de talla milimétrica a centimétrica (rara vez rebasan los 2-3 centímetros de diámetros y los 3-4 centímetros de profundidad), desarrolladas sobre paredes rocosas desprovistas de vegetación. Estas minúsculas cavidades están tan próximas entre sí, que únicamente quedan separadas por delgados niveles areniscosos, puestos en resalte por erosión diferencial.

Por coalescencia, pueden formarse cavidades más amplias e incluso microalvéolos.

Su morfología (ver fig.), varía extraordinariamente de unos puntos a otros, dependiendo del grado de inclinación de la roca, de su posición respecto a los vientos dominantes, y del grado de cementación de la roca. Básicamente, podemos diferenciar:

a. Oquedades circulares y/o subcirculares, de perfil ascendente, tipo tafoni, cerradas o no por un microvoladizo.

b. Cavidades circulares, de perfil rectilíneo y fondo plano o ligeramente rehundido.

c. Microcubetas disimétricas, de fondo plano o cóncavo. Estas cavidades presentan su borde externo más tendido que el interno.

En general, el interior de todas estas oquedades no suele presentar rellenos arenosos, puesto que el material desagregado es fácilmente evacuado por deflación eólica. En algunos casos, también puede ser eliminado por desbordamiento o arroyada.

Genéticamente, los nidos de abeja son formas funcionales esculpidas por el viento. Preferentemente, se han modelado sobre las paredes verticales y/o subverticales que configuran el acantilado costero, aunque no desprecian los bloques desprendidos desde los escarpes superiores.

La mayor parte de los nidos de abeja, muestran una clara orientación hacia el Norte y Noroeste. No hay que olvidar que los vientos dominantes en el litoral vasco son los de componente Norte (21,4%), seguidos de cerca por los del Noroeste (17,6%), aunque estos últimos presentan una fuerza media superior (20,4 Km/hora, frente a 11,4 Km/hora).

Según A. Uriarte (1983), ello es debido a que un alto porcentaje de los vientos del Norte se identifican con la brisa diurna muy suave.

Aunque el viento Norte es más frecuente que el Sur, este último es más violento (22,1 km /h.), lo que explica el desarrollo de alvéolos orientados al Sur. Este viento puede superar los 50 km/h. (ocasionalmente rebasa los 100 km/h.).

La mayor o menor proximidad al mar, también condiciona el desarrollo de los nidos de abeja. La mayor parte se localizan en los acantilados costeros, siendo muy escasas las formas desarrolladas por encima de los 50 metros de altitud. Este hecho, parece indicar que el haloclastismo desempeña un importante papel en su génesis.

La existencia de un estrato vegetal denso que mitigue la acción eólica, impide la formación o el desarrollo de los nidos de abeja.

En resumen, podemos afirmar que los nidos de abeja son formas funcionales en la actualidad, modeladas en zonas litorales desprovistas de vegetación y orientadas hacia los vientos dominantes, siendo la desagregación granular el principal mecanismo en su modelado. La textura de la roca (desigualdades en la cementación, discontinuidades estratigráficas, contactos laminares, etc.) interviene decisivamente en su génesis, puesto que únicamente pueden desarrollarse sobre rocas homogéneas, de grano fino o medio, débilmente cementadas.

3. OTRAS FORMAS MENORES.

La plataforma de abrasión marina desarrollada al pie de los acantilados de Jaizkibel-Ulia, es una especie de banquetta, de anchura variable (90 metros máximo) y pendiente suave, que únicamente queda al descubierto durante la bajamar (foreshore o zona intramareal). Su superficie es muy irregular, puesto que sobre ella se acumulan grandes bloques desprendidos desde los escarpes superiores. Precisamente, estas acumulaciones detríticas frenan la acción del oleaje e impiden el retroceso del acantilado.

En determinadas zonas, predominan los acantilados del tipo plunging, sin plataforma de abrasión.

En su desarrollo intervienen fundamentalmente procesos mecánicos (abrasión y quarrying) y en menor grado, biológicos. La desigual cementación de la roca (tramo de las bolas), favorece la individualización de grandes bolas (hasta 70 centímetros de diámetro), circulares y/o ovaladas, muy duras y resistentes, R. Santana denomina a estas formas, panes de soldado y balones de rugby.

La plataforma de abrasión está accidentada por un conjunto de microformas, pudiendo destacar:

1. Marmitas de erosión turbillonar.

Son depresiones circulares, de fondo plano, cóncavo o en embudo y paredes verticales. Su fondo está parcial o totalmente colmatado por cantos, arenas y conchas. Sus dimensiones varían extraordinariamente, oscilando entre unos pocos centímetros y algunos metros de profundidad. La relación entre la profundidad y el diámetro, es del orden de 1/2 o incluso 1/3.

El modelado de la marmita es debido al rozamiento de las partículas sólidas contenidas en su interior, contra la roca. Esta movilización de las partículas es provocada por el agua de mar. Cuando las olas penetran en las marmitas, forman torbellinos que hacen girar los cantos, acrecentándose la cavidad (abrasión).

Las marmitas se localizan fundamentalmente en puntos protegidos (al amparo de espolones y arrecifes rocosos), puesto que en aquellas zonas donde el oleaje bate fuertemente la plataforma, la abrasión marina impide su desarrollo.

2. Cubetas. Son formas deprimidas, de fondo plano, escasa profundidad y gran anchura. Su trazado está determinado generalmente por las diaclasas y los planos de estratificación, siendo la abrasión marina el proceso responsable de su modelado.

Las paredes de estas cubetas suelen estar tapizadas por microalvéolos de fondo plano o cóncavo y sección circular. Su génesis, está ligada al movimiento rotacional de las púas de los erizos que excavan estas depresiones alojándose en su interior

3. Cuencos. Son depresiones bastante profundas, de fondo plano, cóncavo o en embudo y perfil cónico o circular. A diferencia de las marmitas, en su fondo no existen acumulaciones detríticas, siendo la disolución y la abrasión marina en zonas de debilidad, los mecanismos responsables de su formación. Sus paredes también están cubiertas por erizos y otros orgánicos perforantes y cariantes.

4. Por último, los canturrales de las playas suelen estar perforados por innumerables organismos litófagos, que disminuyen sensiblemente la resistencia de la roca ante los embates marinos, favoreciendo su fragmentación.

Son oquedades milimétricas de trazado sinuoso.

4. CONCLUSION.

El micromodelado que retoca las areniscas Eocenas del Jaizkibel es consecuencia directa de las particulares condiciones texturales (zonas de cementación inacabada, contactos laminares y estratigráficos, discontinuidades litológicas, etc.) y estructurales de la roca (diaclasas, planos de estratificación y fracturas).

Sobre estas rocas, predispuestas a la erosión, actúan un conjunto de procesos y mecanismos plenamente funcionales en la actualidad:

— El foreshore y el nearshore están afectados por la abrasión marina (meteorización física), disolución y haloclastismo (meteorización química) y por la acción de los diversos organismos que allí habitan (meteorización biológica).

— Una vez que abandonamos el nearshore, las microformas son el resultado de una convergencia de procesos:

- Haloclastismo
- Disolución del cemento calcáreo
- Anisotropía de la formación litológica: concreciones ferruginosas, diversidad litológica...
- Deflacción eólica
- Ciclos de humectación-desección.
- Diaclasas y zonas de debilidad.

Todos estos procesos determinan la desagregación granular de la roca y el modelado de alvéolos, tafonis, gnammas y nidos de abeja. Obviamente, la orientación hacia los vientos dominantes y la exposición contribuye decisivamente en su génesis y posterior desarrollo. Estas mismas razones, explican la formación de alvéolos y tafonis en los monumentos y edificios construidos con areniscas del Jaizkibel.

5. BIBLIOGRAFIA.

1. BELLAIR, P. y POMEROL, CH. (1968). *Tratado de Geología*. Ediciones Vicens-Vives. Barcelona.
2. CAMPOS, J. (1979). Estudio geológico del Pirineo Vasco al Oeste del río Bidasoa. *Munibe* (San Sebastián), 31, fasc. 1-2. p. 3-139.
3. DRAGOVICH, D. (1969). The origin of cavernous surfaces (tafoni) in granitic rocks of southern Australia *Zeit. Geomorph.* 13, p. 163-181.
4. GOMEZ DE LLARENA, J. (1954-1956). *Observaciones geológicas en el flysch cretácido-nummulítico de Guipúzcoa*. Madrid. Instituto Lucas Mallada de Investigaciones Geológicas. Monografías del Instituto Lucas Mallada, 13-15. 2 vol.

5. GOMEZ DE LLARENA, J. (1960). *Observaciones fisiográficas en el litoral de Guipúzcoa. I. La plataforma de abrasión o "rasa mareal"*. San Sebastián. Sociedad Oceanográfica de Guipúzcoa, 59 p.
6. GUILCHER, A. (1957). *Morfología litoral y submarina*. Ediciones Omega, S.A. Barcelona, p. 1-262.
7. GUTIERREZ, M. e IBAÑEZ, M. J. (1979). La gnammas de la región de Alcañiz. *Estudios Geológicos*, 35, 193-198.
8. JEREZ MIR, L.; ESNAOLA, J. M. y RUBIO, V. (1971). *Estudio geológico de la Provincia de Guipúzcoa*. Madrid, IGME (Memorias del IGME, 79), 2 vol.
9. MAINGUET, M. (1972). *Le modelé des grés. Problèmes généraux. Etudes de photo-interpretation*. Inst. Geogr. Nat., Paris, t. II, 229-657.
10. RODRIGUEZ VIDAL, J. y DE NAVASCUES GASCA, L. (1982). La tafonización de las areniscas Miocenas en los alrededores de Huesca. *Tecniterrae*, n.º 49.
11. SANTANA, R. (1966). Evolución geomorfológica del litoral guipuzcoano. País Vasco español, en *Estudios geográficos. Homenaje de la Facultad de Fil. y Educ. a Don H. Fuenzalida* (Santiago de Chile, Ed. Universitaria).
12. SANTANA AGUILAR, R. (1966). *Géomorphologie des bassins de la Bidasoa et de l'Urumea*. Bordeaux, Inst. de Géographie, Faculté des Sciences humaines et Lettres (Thèse doct.). 162 p.
13. TRICART, J. (1981). *Précis de Géomorphologie. t. III. Géomorphologie Climatique*. SEDES, Paris, 314 p.
14. TRICART, J. y CAILLEUX, S. (1969). *Le modelé des régions sèches. Traité de Geomorphologie*. Vol. IV. Paris. Centre Doc. Univ. p. 472.
15. TWIDALE, C. R. y CORBIN, E. M. (1963). Gnammas. *Rev. de Geomorph. Dyn.*, 14, 1-20 p.
16. UGARTE, F. M. (1983). Microformas de desagregación granular en las areniscas Paleo-Eocenas de Algorta (Vizcaya). *Lurralde* (San Sebastián), n.º 6, p. 119-125.
17. URIARTE, A. (1983). Frecuencia del viento en Igueldo (San Sebastián) según su dirección y su fuerza. *Lurralde* (San Sebastián) n.º 6, p. 83-92.

NOTA: El presente trabajo se ha realizado gracias a la concesión de una ayuda por parte de Eusko Ikaskuntza.

