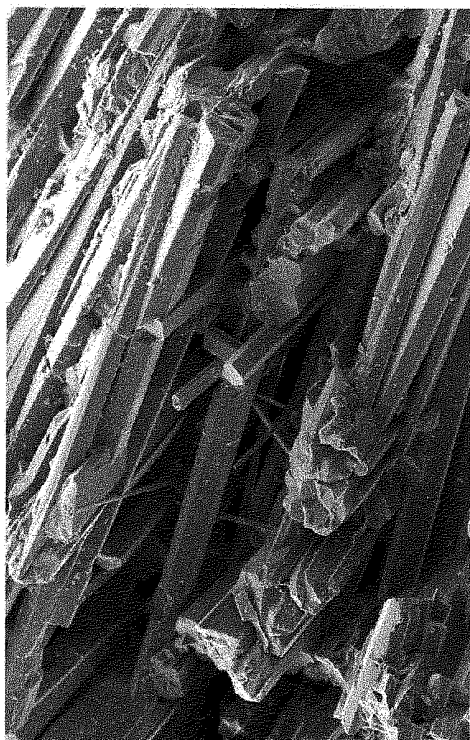


Departament de Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears

**EL KARST LITORAL
EN EL LEVANTE DE MALLORCA:
una aproximación al conocimiento
de su morfogénesis y cronología**



Tesis Doctoral presentada por
Joaquín GINÉS GRACIA

Palma de Mallorca,
Octubre del 2000

**5. INTERFERENCIAS
ENTRE LOS MODELADOS
ENDOKÁRSTICO Y LITORAL**

5.1. La eustasia a lo largo del Cuaternario: sus causas y su conocimiento a escala global

Un factor determinante en la evolución de cualquier karst litoral está representado por la posición altimétrica del nivel marino, y las vicisitudes que éste ha experimentado a lo largo del tiempo. La superficie de las aguas oceánicas constituye el nivel de base al cual se ajusta el funcionamiento hidrológico y morfogenético de los sistemas kársticos litorales, a la vez que rige también la disposición de la línea de costa y, en consecuencia, la actuación de los mecanismos de erosión litoral.

De esta manera, en la franja costera de los macizos carbonatados se localiza un particular escenario en el que se yuxtaponen y se interdigitan formas relacionadas con dos sistemas de erosión bien diferenciados: el modelado kárstico y la erosión litoral (GUILCHER *et al.*, 1982; JENNINGS, 1985). Los fenómenos resultantes son muy originales y poseen amplias posibilidades de interpretación espeleocronológica (GINÉS & GINÉS, 1986), habida cuenta del carácter en extremo cambiante del nivel marino durante el Cuaternario. En este orden de cosas, debe tenerse en mente una idea clave para nuestros fines: *las fluctuaciones eustáticas del Pleistoceno llevan implícitas una interesante componente cronológica, descifrable en la medida en que sea posible correlacionar la historia reciente del nivel marino con la evolución morfogenética de los fenómenos endokársticos litorales.*

Para comenzar el desarrollo de la citada línea de razonamiento —la cual se erige en el hilo conductor de los siguientes capítulos de esta tesis— nos ocuparemos seguidamente de la eustasia en los tiempos cuaternarios, incidiendo tanto en sus causas como en lo que se conoce acerca de la historia del nivel oceánico a escala global. La aproximación que se efectúa en este momento es bastante somera, teniendo tan sólo como objetivo situar la cuestión en términos más bien generales; esta labor se fundamenta

sobre la base de determinados trabajos ya clásicos (FAIRBRIDGE, 1961; GUILCHER, 1969) complementados por aportaciones mucho más recientes (MÖRNER, 1983, 1987; TOOLEY & SHENNAN, 1987; GALLUP *et al.*, 1994; PIRAZZOLI, 1996; ZAZO, 1999). La presente aproximación será suficiente ahora para ubicar, en un marco conceptual y cronológico relativamente simple, las interacciones entre karst y litoral que se exponen a continuación.

Para obtener precisiones mucho mayores sobre el registro marino cuaternario de Mallorca, remitimos al posible interesado a la discusión detallada que se realiza al comienzo del siguiente capítulo de esta memoria. En dicho bloque temático —que en realidad supone el núcleo de esta investigación— se analizan las correlaciones observables entre paleoniveles del Mediterráneo y los espeleotemas freáticos de las cuevas mallorquinas, efectuándose (a modo de tarea previa imprescindible) un detenido repaso del conocimiento existente hoy en día sobre los paleoniveles marinos cuaternarios, registrados en nuestro entorno geográfico.

5.1.1. Factores que controlan las variaciones globales del nivel marino: tipos de eustasia

Los cambios en el nivel global de las aguas oceánicas, es decir la *eustasia*, han sido objeto desde comienzos del siglo XX de una abundantísima producción bibliográfica (ver referencias en FAIRBRIDGE, 1961, y GUILCHER, 1969) focalizada en buena medida en el área mediterránea. La presencia de antiguas líneas de costa, materializadas en forma de playas levantadas dispuestas a alturas diversas, ha propiciado el estudio cronoestratigráfico del registro marino pleistocénico, apoyado en las particularidades del contenido faunístico de esos depósitos litorales. De esta manera, ha sido posible constatar por un lado una marcada tónica fluctuante del nivel marino ligada a las alternancias climáticas cuaternarias inserta, por otra parte, en una tendencia descendente generalizada que era atribuida ambiguamente a deformaciones sustanciales de las cuencas oceánicas.

Recientes publicaciones han profundizado, entre otros aspectos, en las causas responsables de las variaciones en el nivel de las aguas oceánicas (MÖRNER, 1983, 1987; PIRAZZOLI, 1996). Este autor sistematiza los factores implicados en las oscilaciones eustáticas, poniendo énfasis en la relevancia de las deformaciones del geode como una de las principales variables que determinan la geometría de la superficie oceánica y, de rebote, la disposición espacial de la franja costera. Los cambios eustáticos del nivel marino eran previamente contemplados como desplazamientos verticales, del todo paralelos, de la superficie de las masas oceánicas y de las líneas de costa resultantes (Figura 46). Dicha visión simplista no es en absoluto correcta; los antiguos niveles marinos no son paralelos, puesto que el geode se está deformando y ajustando a los cambios rotacionales y gravitacionales que afectan a nuestro planeta. Esta concepción actual de la eustasia (ver mitad inferior de la Figura 46) dificulta las correlaciones altimétricas entre antiguas líneas de costa, haciendo casi imposible la reconstrucción de curvas eustáticas globales para el conjunto del planeta (STANLEY, 1995).

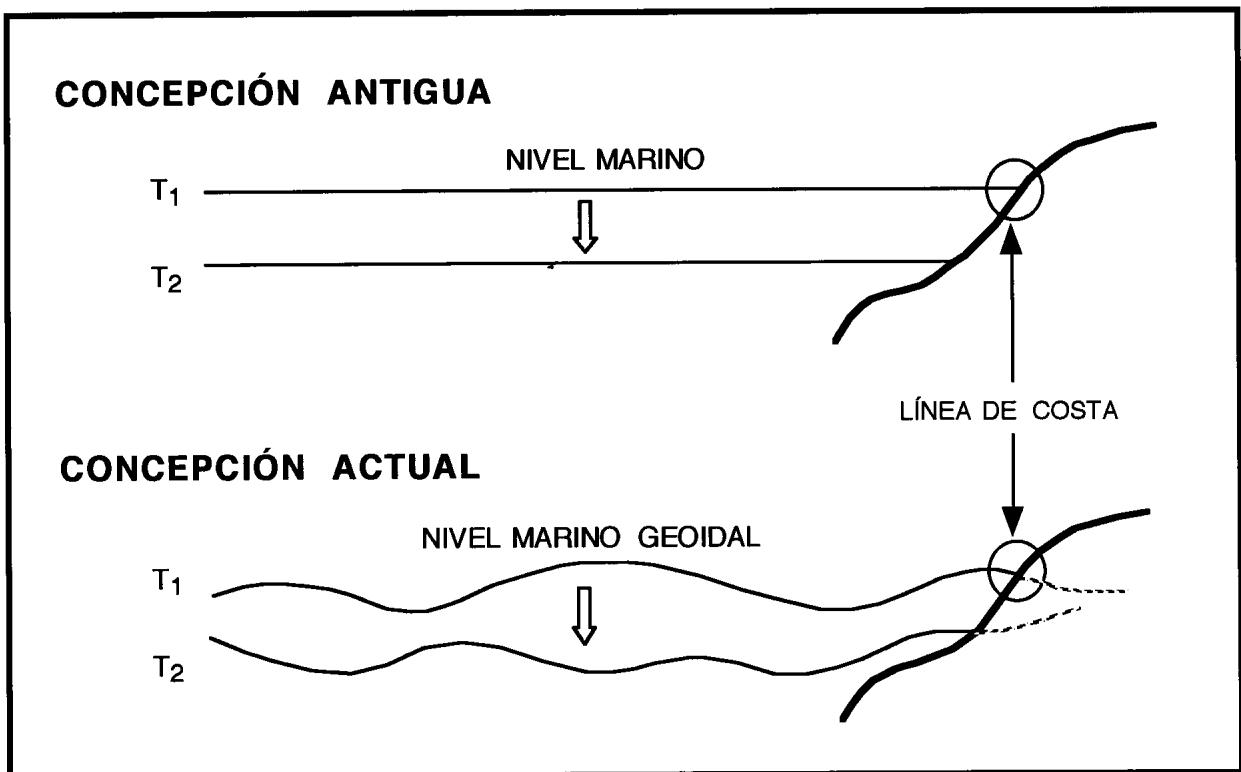


Figura 46: Dibujo que ilustra las diferencias entre las concepciones antigua y actual de la eustasia (según MÖRNER, 1983; modificado).

Aparte de las fluctuaciones del nivel marino que tienen lugar a una escala temporal reducida —debidas a causas meteorológicas y/o astronómicas (mareas)—, MÖRNER (1983) distingue tres tipos principales de eustasia, que han sido esquematizados en la Tabla 7. Por un lado, la *tectono-eustasia* actúa produciendo cambios en el volumen de las cuencas oceánicas, pudiendo originar movimientos eustáticos de amplia magnitud (centenares de metros) con frecuencias por lo general también altas. Por otra parte tendríamos la *glacio-eustasia*, que implica variaciones en el volumen de las aguas oceánicas debidas al balance entre los océanos y las aguas inmovilizadas en los continentes en forma de hielo; las oscilaciones glacio-eustáticas pueden presentar amplitudes totales algo superiores al centenar de metros, con frecuencias temporales del orden de 1 a 100 ka. Finalmente, la superficie de las aguas marinas se ve afectada por la *eustasia geoidal*, la cual incide sobre la distribución espacial de las masas oceánicas; las deformaciones geoidales de la masa de aguas oceánicas pueden alcanzar el centenar de metros, en lapsos temporales de tan sólo 100 a 1000 años.

Al primer tipo citado —la tectono-eustasia— se le podría atribuir la tónica descendente del nivel marino a lo largo del Cuaternario, constatada en áreas como por ejemplo la cuenca Mediterránea (GUILCHER, 1969). Sobreimponiéndose a la tendencia mencionada, las causas glacio-eustáticas serían las responsables del carácter fluctuante del nivel marino cuaternario, merced a la alternancia de eventos climáticos de signo frío (glaciaciones) sucediéndose entre otros de mayor benignidad (períodos interglaciales).

La eustasia geoidal es muy compleja y, sin duda, resulta la menos estudiada en detalle. Teniendo en consideración que el geoide es una superficie equipotencial resultante de las fuerzas rotacionales y gravitacionales, existen un gran número de factores de índole geofísico que participan en su configuración: cambios rotacionales del planeta, alteraciones gravitacionales debidas a la redistribución de masas (deformaciones tectónicas, glaciaciones...), movimientos diferenciales entre núcleo y manto relacionados con variaciones en las fuerzas rotacionales y

EUSTASIA	<i>TIPO</i>	<i>VARIABLE</i>	<i>amplitud</i> (m)	<i>frecuencia</i> (ka)
	TECTONO-EUSTASIA	VOLUMEN DE LAS CUENCAS OCEÁNICAS	10 – 1.000	1 – 100.000
	GLACIO-EUSTASIA	VOLUMEN DE LAS AGUAS OCEÁNICAS	130 ± 40	1 – 100
	EUSTASIA GEOIDAL	DISTRIBUCIÓN DE LAS AGUAS OCEÁNICAS	10 – 200	0,1 – 10

Tabla 7: La eustasia: sus tipos, variables implicadas, amplitud de las oscilaciones, y frecuencia de las mismas (basado en MÖRNER, 1983).

precesionales, etc. En este sentido, MÖRNER (1987) resalta la trascendencia de la eustasia geoidal, que es capaz de ocasionar oscilaciones de gran amplitud en lapsos de tiempo muy breves. La importancia de los factores geoidales hace que la validez de un registro eustático quede limitada a una extensión regional, o incluso local; esto significa que es factible establecer curvas eustáticas regionales, pero debe huirse de su generalización a escalas inter-regional o global. Según el mencionado autor, hoy en día no es posible plantear una explicación única para los cambios del nivel marino ni construir una curva eustática global, ya que cada región concreta tiene su particular solución eustática.

5.1.2. Los ciclos glaciales pleistocénicos

El rasgo paleoambiental más destacable y bien conocido del Pleistoceno lo constituyen sin duda sus vicisitudes climáticas (ZUBAKOV & BORZENKOVA, 1990), las cuales se traducen en la alternancia de eventos de signo frío (máximos glaciales) que se van sucediendo intercalados entre

otros momentos interglaciales de clima más benigno. Habitualmente se distinguen cinco episodios glaciales principales (NILSSON, 1983) que, conforme a la nomenclatura clásica alpina, serían de mayor a menor antigüedad los siguientes: Donau, Günz, Mindel, Riss y Würm. La mayoría de los autores consultados individualizan con claridad tan sólo los cuatro últimos eventos antes enumerados, hablándose a veces de glaciaciones pre-günzienses para hacer referencia a los acontecimientos fríos más antiguos situados dentro del Pleistoceno Inferior (BONIFAY, 1975). Una visión simplificada de la situación cronoestratigráfica de las glaciaciones alpinas puede consultarse más adelante en la Tabla 19; a su vez, la Tabla 20 recoge las correspondencias entre las distintas terminologías de uso habitual para designar los episodios climáticos del Pleistoceno Medio y Superior.

Como ya se ha expuesto antes, estas fluctuaciones climáticas son las causantes de las oscilaciones marinas glacio-eustáticas que, a modo de dientes de sierra (FAIRBRIDGE, 1961), vienen a superponerse a las otras variables eustáticas tanto globales como regionales controladas por factores de tipos geodinámico y/o geofísico. La amplitud máxima de las oscilaciones marinas atribuidas a la eustasia glacial puede superar el centenar de metros, tal como ponen de manifiesto GUILCHER (1969) y MÖRNER (1983).

Una vez establecida la existencia de los ciclos glaciales cuaternarios y su repercusión en la historia del nivel de las aguas oceánicas, es preciso aludir a los mecanismos causales de estos cambios cíclicos. En la actualidad, existe un acuerdo casi total en cuanto a que las alternancias climáticas pleistocénicas están fuertemente condicionadas por modificaciones cíclicas de la insolación recibida por el planeta, debidas a factores astronómicos relacionados con variaciones en la geometría orbital de la Tierra (MARTINSON *et al.*, 1987; GALLUP *et al.*, 1994). Estas causas orbitales fueron postuladas en 1920 por M. Milankovitch —conocido astrónomo yugoslavo— quien aludía a variaciones en la excentricidad de la órbita traslacional del planeta, así como en la oblicuidad y precesión de su eje de rotación, para justificar la existencia de cambios cíclicos en la tasa de

radiación solar que alcanzaba la superficie terrestre, con las consiguientes repercusiones climáticas que se derivan. Las ideas de Milankovitch se mantienen todavía vigentes, y autores como IMBRIE *et al.* (1984) reconocen que las causas orbitales justifican el 75 % de las variaciones térmicas deducibles de los registros marinos de isótopos de oxígeno; otros investigadores (WINOGRAD *et al.*, 1988), aún reconociendo la validez de la teoría orbital de las alternancias glaciales, constatan que no existe una plena coincidencia con los ciclos de Milankovitch debido a la participación adicional de procesos internos del planeta.

En esta última línea citada BROECKER & DENTON (1989), aunque admiten las causas astronómicas normalmente argumentadas para explicar la variabilidad del clima cuaternario, se decantan por un modelo más complejo en el que intervienen (junto a los factores astronómicos) otras causas internas a nivel del planeta relacionadas con el funcionamiento del sistema atmósfera - oceano. Concretamente, dichos autores invocan la trascendencia de reorganizaciones totales en la circulación profunda de las aguas oceánicas, las cuales desencadenarían —en coincidencia con la ciclicidad astronómica— drásticos cambios climáticos al alcanzarse unos umbrales críticos en las variables del sistemas oceano - atmósfera.

Con respecto a los mecanismos causales de los ciclos climáticos pleistocénicos se mencionarán, para finalizar, las investigaciones recientes de SHOPOV *et al.* (1999); apuntan estos autores la posibilidad de que cambios periódicos en la luminosidad solar puedan ser también responsables en cierta medida de las fluctuaciones en el flujo energético que alcanza nuestro planeta, lo cual contribuiría —en conjunción con otros factores— al establecimiento de una compleja sucesión de mínimos y máximos de insolación correspondientes respectivamente a glaciaciones e interglaciales.

Las vicisitudes climáticas, y sobre todo los cambios de nivel marino ligados a ellas, han quedado bien documentados gracias a la presencia de formas y sedimentos pertenecientes a antiguas líneas de costa, las cuales se

relacionan con paleoniveles marinos pleistocénicos. Lógicamente, la observación directa se suele ver limitada a los restos de niveles marinos ocurridos durante los episodios interglaciales, ya que las líneas de costa asociadas a eventos de signo frío se localizan en el presente bastante por debajo de la cota actual de las aguas marinas. Las evidencias sobre las oscilaciones negativas del nivel marino a lo largo del Pleistoceno, se han obtenido por lo general mediante métodos indirectos, como por ejemplo a través de la datación de estalagmitas aéreas sumergidas hoy en día en las cavidades kársticas litorales (SPALDING & MATHEWS, 1972; GASCOYNE *et al.*, 1979).

El conocimiento de los niveles marinos interglaciales es bastante aceptable, a escala global, en lo que atañe a los últimos 400 ka (ZAZO, 1999). Los datos disponibles presentan una correspondencia grosera entre máximos transgresivos interglaciales y los estadios paleoclimáticos de signo cálido, deducidos del estudio isotópico de sedimentos marinos profundos (SHACKLETON & OPDYKE, 1973), registro del que más adelante nos ocuparemos. A pesar de esta relativa concordancia, subsisten imprecisiones sobre la duración concreta de cada interglacial, siendo también inciertos el número, la cronología y sobre todo la altitud de los distintos subestadios transgresivos que pueden distinguirse en cada período interglacial; en ningún caso existen evidencias de que el nivel marino global haya alcanzado, durante los últimos 300 ka, una altitud superior a los 8 metros con respecto al ± 0 actual (GALLUP *et al.*, 1994). En este contexto, el mejor conocido es con toda lógica el último acontecimiento interglacial (estadio isotópico 5, que se situaría entre las glaciaciones Riss y Würm), que implica hasta cuatro pulsaciones positivas de la superficie oceánica situadas cronológicamente entre 130 y 80 ka B.P. (NEUMANN & HEARTY, 1996), las cuales son correlacionables en puntos muy dispares del planeta (ZAZO, 1999).

Un último aspecto a comentar sería la velocidad a la que operan las fluctuaciones marinas debidas a causas glacio-eustáticas. Por ejemplo, HARMON (1980) sugiere tasas de descenso del nivel marino de 2 a 6

mm/año en los momentos de transición hacia condiciones glaciales, apuntando velocidades de ascenso de 5 a 8 mm/año durante el cambio hacia eventos de signo cálido. Otros autores (JOHNSEN *et al.*, 1992; PEEL, 1992) también coinciden en que el calentamiento que pone fin a un ciclo glacial puede ocurrir en tan sólo unas pocas décadas, mientras que el proceso inverso de enfriamiento es mucho más lento. En este sentido DANSGAARD *et al.* (1989) documentan, a partir de sondeos en el hielo de Groenlandia, un calentamiento de 7 ° C en tan sólo 50 años correspondiente al abrupto final del Younger Dryas, el cual supone la pulsación fría que marca el fin de la última glaciación.

Más recientemente, LUNDBERG (1997) deduce una variación positiva del nivel marino del orden de 50 metros acontecida en tan sólo 1.000 años. Se basa para ello en la datación de una estalagmita sumergida a -45 metros en una cueva de las Bahamas, y depositada en condiciones vadosas entre 142 y 132 ka B.P.; es decir tan sólo algo más de un milenio antes de la cronología usualmente asignada al acontecimiento Termination II, que delimita el final de la penúltima glaciación. La tasa de ascenso glacio-eustático resultante sería en este caso la nada despreciable cifra de 50 mm/año, magnitud que tal vez requeriría ser contrastada con dataciones adicionales.

5.1.3. La historia del nivel marino durante el Cuaternario

Uno de los rasgos destacables del nivel marino en el Pleistoceno ha sido su tendencia general descendente, enmascarada en cierta medida por las fluctuaciones glacio-eustáticas antes tratadas. Esta tendencia ha producido un marcado escalonamiento de las antiguas líneas de costa y terrazas marinas, que se manifiesta en una altitud decreciente de los paleoniveles marinos pleistocénicos a medida que nos acercamos al momento actual. Dicho incremento en edad de los yacimientos marinos, paralelo al de su altimetría, pone de manifiesto un descenso general del nivel

del mar evidenciado tanto en el área mediterránea (HEY, 1978; PIRAZZOLI, 1987) como en las costas atlánticas ya sean europeas o africanas (GUILCHER, 1969) o incluso de América del norte (FAIRBRIDGE, 1961).

La explicación a estos fenómenos hay que buscarla en factores de tipo tectono-eustático (deformaciones de las cuencas oceánicas), ya insinuados tempranamente por destacados científicos como Ch. R. Darwin, o desarrollados más tarde por J. Bourcart en su teoría de la "flexure continentale"; no obstante, FAIRBRIDGE (1961) apunta asimismo como factor explicativo posibles causas geodéticas regionales. De todos modos, hay que reconocer que esta tónica descendente del nivel marino no es extrapolable a todo el globo. Así, GUILCHER (1969) señala la ausencia en Madagascar de las terrazas elevadas del Pleistoceno antiguo, sugiriendo que tales paleoniveles pueden haber existido en todo el mundo, pero no necesariamente a altitudes muy superiores al actual nivel del mar.

Acto seguido se exponen con brevedad los datos disponibles sobre la historia del nivel marino en diversas partes del planeta, en concreto en el Mediterráneo y en las costas tectónicamente más estables de algunas islas del Atlántico norte (Bermudas y Bahamas).

El conocimiento del nivel marino en la cuenca mediterránea. La secuencia típica del Cuaternario marino mediterráneo refleja con claridad la tendencia descendente que antes se ha descrito (ver Figura 47 a). Es posible observar en ella cómo las líneas de costa interglaciales del Pleistoceno Inferior se localizan a alturas de hasta 100 metros s.n.m., altitud que decrece de forma paulatina a medida que nos acercamos al momento presente. La Figura 47 b representa una curva eustática global, elaborada por FAIRBRIDGE (1961) sobre la base del registro clásico mediterráneo; esta curva muestra la trayectoria altimétrica decreciente del nivel marino durante el Pleistoceno, sobre la cual se superponen las abruptas pulsaciones transgresivas y regresivas ligadas a las causas glacio-eustáticas.

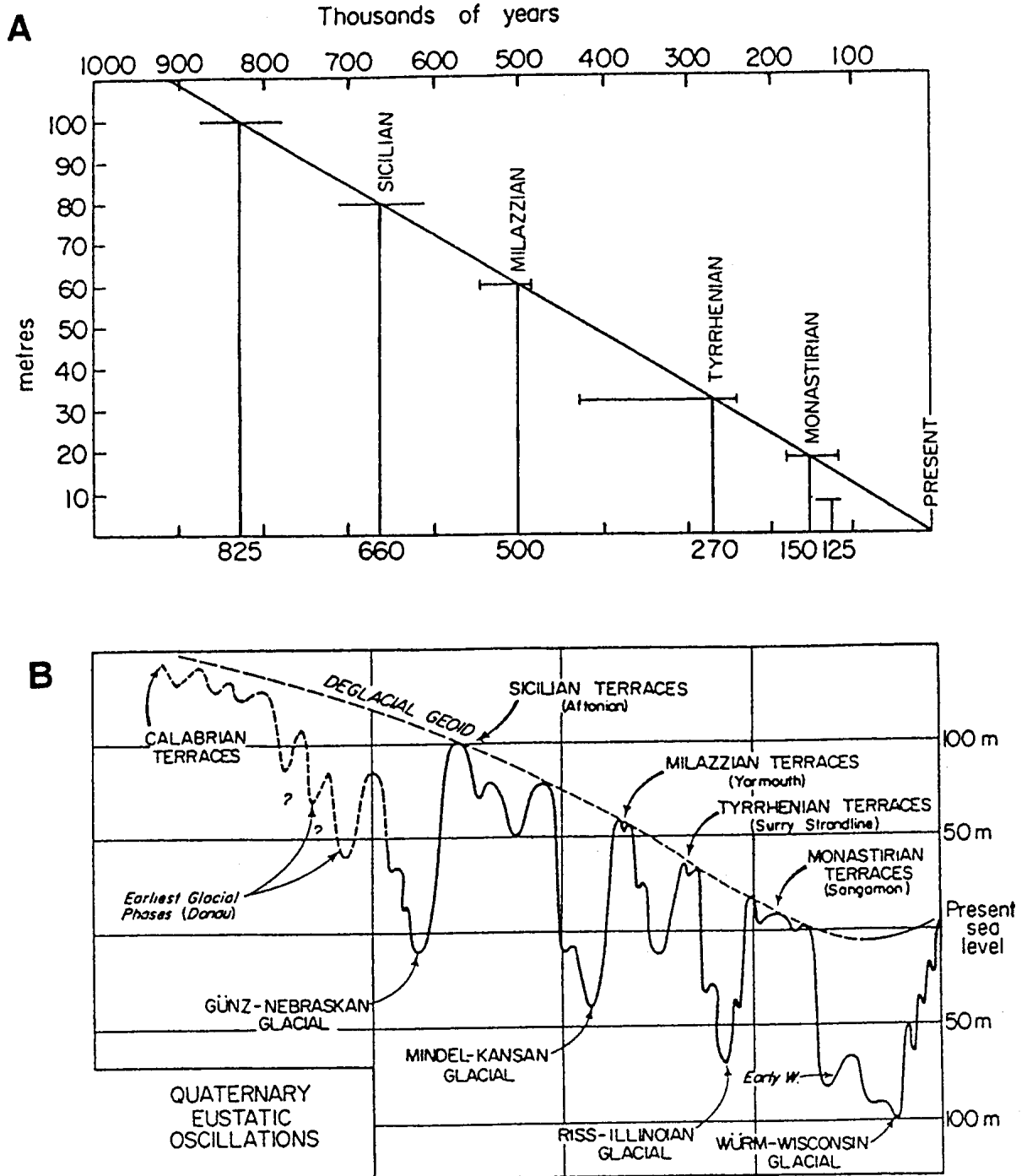


Figura 47: **A**: Tendencia descendente del nivel marino a lo largo del Pleistoceno, atribuible a factores de tipo tectono-eustático (reproducido de Zeuner, 1945; según FAIRBRIDGE, 1961).

B: Ejemplo algo anticuado de curva eustática del Pleistoceno, basada en la secuencia mediterránea tradicional (según FAIRBRIDGE, 1961). La nomenclatura y el posicionamiento cronológico de algunos pisos (Tyrrhenian, Monastirian) resultan hoy en día discutibles e incluso equívocos, al estar basados en trabajos de la primera mitad del siglo XX. El eje temporal no está representado a escala.

Si bien en términos generales, y a pesar de su antigüedad, las representaciones recogidas en la Figura 47 son válidas para el conjunto del área mediterránea, la terminología usada en ellas puede resultar algo equívoca. Esto se debe a que su autor reflejó la posición cronoestratigráfica de los episodios interglaciales conforme a las ideas de investigadores pioneros de esta materia —como C. Depéret y F.E. Zeuner—, quienes individualizaban los distintos pisos en base a criterios sobre todo altimétricos, en lugar de usar aquéllos estrictamente faunísticos; de esta manera eran calificadas de tirrenienses las terrazas inmediatamente anteriores al Riss (se trataría del actual Paleotirreniense), atribuyendo al Monastiriense las playas fósiles pertenecientes al último interglacial, que de hecho serían los depósitos típicos del Tirreniense según las concepciones actuales. En este sentido, hoy en día se reserva el término Tirreniense para hacer alusión a los niveles marinos con *Strombus*, pertenecientes básicamente al último acontecimiento interglacial (PIRAZZOLI, 1987; ZAZO *et al.*, 1987).

Tal como se puede ir comprobando, en la nomenclatura de los pisos del Cuaternario marino mediterráneo reina bastante confusión, siendo también imprecisa la posición cronológica y altimétrica de los distintos episodios interglaciales. En este línea de razonamiento, trabajos como el de RIBA (1981) dan cuenta de hasta qué punto pueden ser confusas estas cuestiones de terminología en nuestra área de referencia. Como dificultad adicional, HEY (1978) menciona que los desplazamientos verticales del litoral dificultan la correlación entre las diferentes áreas mediterráneas, de cara a la obtención de valores altimétricos precisos para las estabilizaciones marinas pleistocénicas.

Una discusión pormenorizada sobre las líneas de costa cuaternarias observables en el Mediterráneo occidental —y concretamente en Mallorca— es efectuada en un capítulo posterior, recomendando por tanto la consulta de las Tablas 19 y 20 para obtener una visión sintética de su cronoestratigrafía y sus correspondencias terminológicas. Con la finalidad de minimizar las reiteraciones, expondremos ahora de manera muy resumida

los rasgos básicos de la historia del nivel marino desde la perspectiva de las investigaciones de BUTZER & CUERDA (1962) y CUERDA (1975). Comenzando por el Pleistoceno Inferior, éste presenta restos de antiguas líneas de costa cercanas o superiores a los 90 metros s.n.m., altitud que desciende en torno a los +50 metros para los paleoniveles marinos del Pleistoceno Medio, como por ejemplo el Milazziense. Inmediatamente antes de la glaciación Riss se sitúa el Paleotirreniense, con depósitos y formas de erosión litoral que alcanzan altitudes máximas de 35 metros s.n.m. El Eutirreniense está caracterizado por la presencia de fauna termófila, contenida en playas fósiles localizadas a alturas de entre +1 y +14 metros; se trata de los depósitos pertenecientes básicamente al último interglacial (Riss - Würm). El Neotirreniense sería un breve episodio que dejará, a altitudes próximas a los +2 metros, restos que contienen una fauna termófila empobrecida en especies características; este piso se sitúa en cuanto a su cronología en los inicios de la glaciación Würm. Finalmente, el Versiliense (o Flandriense) representa el máximo transgresivo postglacial, el cual no supera los 2 metros de elevación con respecto al presente nivel marino. La Figura 80 resume la visión del Pleistoceno marino de Mallorca, de acuerdo con la detallada e importante obra de CUERDA (1975).

El registro marino de isótopos de oxígeno. A partir de los años 50 el estudio del Cuaternario se ha beneficiado de importantes avances en campos como el de la geoquímica isotópica. La investigación del registro marino profundo, realizada en base al análisis de los isótopos estables del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) en los restos de foraminíferos, permitió a EMILIANI (1955) establecer una serie de estadios climáticos, que reflejan acusadas variaciones termométricas ligadas a los ciclos glaciales cuaternarios. Hay que tener presente que la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ está controlada por la temperatura, siempre y cuando se puedan descartar otras causas que participen en el fraccionamiento isotópico del oxígeno.

Investigaciones posteriores realizadas por SHACKLETON & OPDYKE (1973) se ocuparon de la estratigrafía isotópica de un sondeo, procedente del Pacífico ecuatorial (sondeo V28-238), que aportaba una secuencia continua y no disturbada de sedimentos depositados durante los últimos 870 ka. Estos autores distinguían 22 estadios paleoclimáticos, que se traducen en alternancias de momentos de alto y bajo volumen de hielos en el hemisferio Norte. El estudio paleomagnético de los sedimentos del sondeo, permitió a su vez un adecuado encuadre cronológico de los estadios isotópicos individualizados. En la Figura 48 es posible consultar el tramo final de la curva de isótopos de oxígeno establecida a partir del registro marino profundo; en este gráfico los picos —designados mediante números impares— representan estadios de signo cálido (interglaciales), los cuales de forma grosera se correlacionarían con eventos de nivel marino elevado.

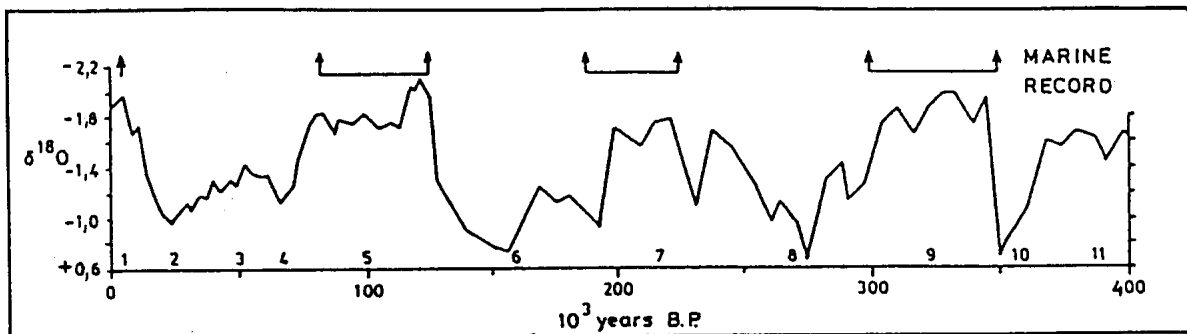


Figura 48: Los estadios paleoclimáticos de los últimos 400 ka, tal como fueron establecidos por SHACKLETON & OPDYKE (1973) a partir del registro de isótopos de oxígeno en los foraminíferos de sedimentos marinos profundos del Pacífico ecuatorial.

Los picos corresponden a eventos cálidos (estadios isotópicos impares), los cuales implican un nivel marino semejante o superior al actual (flechas ascendentes).

El registro profundo del Pacífico ecuatorial se correlaciona muy bien con otras secuencias marinas descritas en el Caribe y el océano Atlántico. De igual modo, los estadios paleoclimáticos distinguidos por SHACKLETON & OPDYKE (1973) concuerdan muy bien con las curvas de isótopos de oxígeno obtenidas con posterioridad, ya sea en sondeos efectuados en el

hielo antártico (JOUZEL *et al.*, 1987) o mediante la investigación de calcitas depositadas en ambientes freáticos continentales como la Devils Hole, en Nevada U.S.A. (WINOGRAD *et al.*, 1992).

La contrastada validez de este tipo de registro paleoclimático, cuya cronología ha sido afinada recientemente por MARTINSON *et al.* (1987), ha permitido corroborar la participación de los ciclos astronómicos de Milankovitch en la alternancia de los climas pleistocénicos (IMBRIE *et al.*, 1984). De esta manera, los estadios isotópicos establecidos en base al registro marino profundo se han constituido en la columna vertebral de los estudios acerca del Cuaternario, ya que suponen una referencia terminológica y cronológica unívoca para aludir a los distintos eventos climáticos acontecidos en los últimos 800 ka; en este contexto, la alusión a las glaciaciones alpinas y/o los pisos marinos interglaciales resulta hoy en día obsoleta e inadecuada, en razón de lo impreciso de dichas subdivisiones cronoestratigráficas. Aún así, aunque se reducirán al mínimo, no será posible evitar en esta memoria la referencia al esquema clásico de las glaciaciones alpinas, sobre todo a la hora de relacionar los resultados que se obtengan con el conocimiento ya existente sobre estas materias.

Las islas tectónicamente estables del Atlántico norte. Los avances más actuales en cuanto a la determinación de la historia reciente del nivel marino desde una perspectiva global, han ido de la mano de las investigaciones realizadas en las costas relativamente estables de algunas islas del Atlántico norte, como las Bermudas y las Bahamas (HARMON, 1980; HARMON *et al.*, 1978a; NEUMANN & HEARTY, 1996). El estudio de las fluctuaciones eustáticas se ha beneficiado, en este caso, del uso de las técnicas de datación radiométrica (Th/U, en especial) aplicadas a los corales —para obtener datos cronológicos sobre los eventos interglaciales— así como a las estalagmitas sumergidas (SPALDING & MATHEWS, 1972; GASCOYNE & BENJAMIN, 1977), con la finalidad de reconstruir los movimientos regresivos del nivel marino (Figura 49 a).

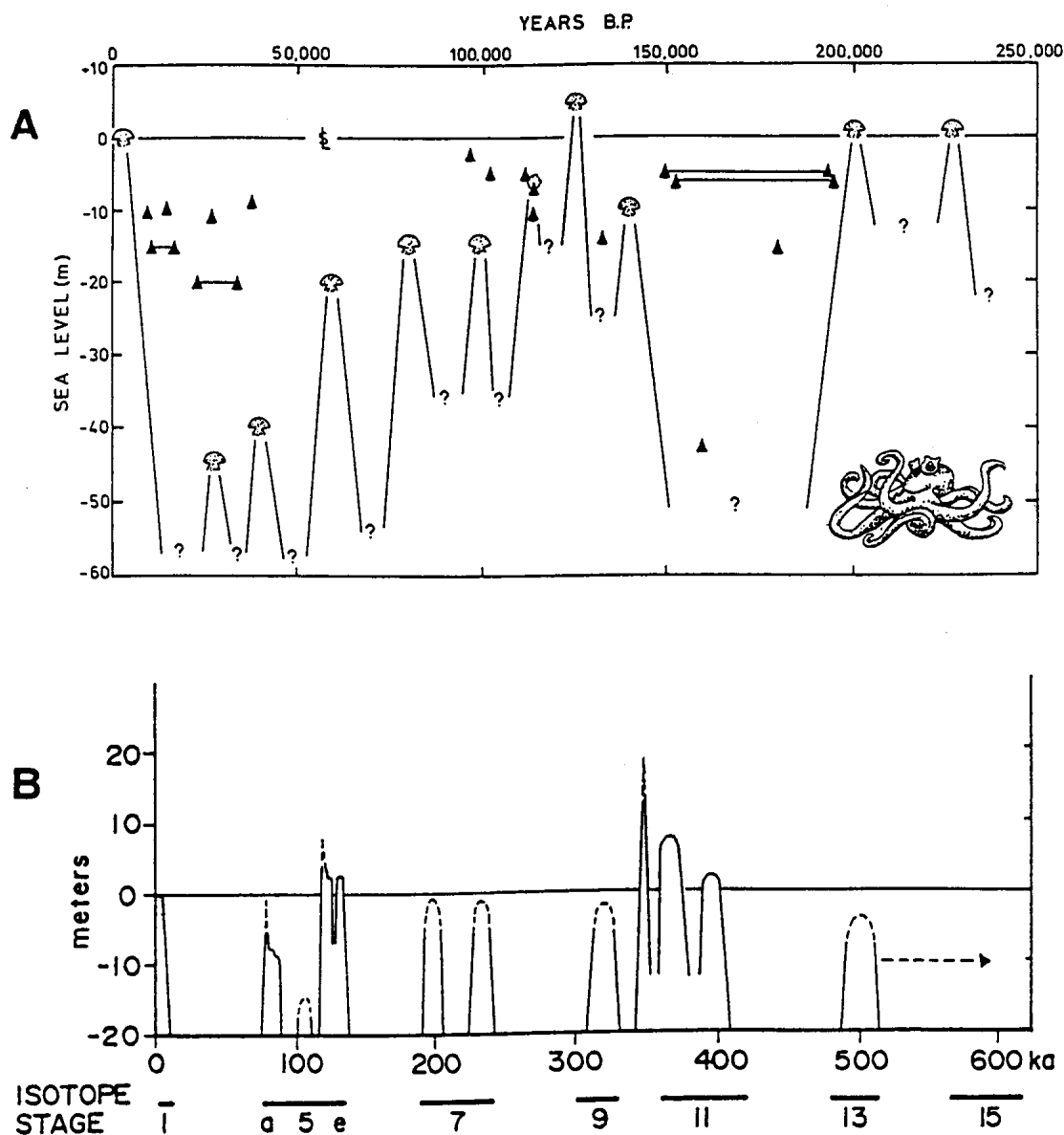


Figura 49: Diagramas esquemáticos en los que se representan las fluctuaciones del nivel marino ocurridas a lo largo del Pleistoceno Medio y Superior.

A: Historia del nivel marino durante los últimos 250 ka —según HARMON (1980)— deducida a partir de dataciones de corales en Barbados, Nueva Guinea, Hawaii, Bahamas y Bermudas, así como de estalagmitas sumergidas procedentes de Bermudas y Bahamas (triángulos negros). Los picos existentes entre 75 y 130 ka se corresponderían con los distintos subestadios observables dentro del estadio isotópico 5, es decir el último interglacial; concretamente, el pico en torno a los 125 - 130 ka pertenecería al subestadio 5e.

B: Estadios de nivel marino elevado, en los últimos 500 ka, interpretados en base a la geología y las dataciones efectuadas en Eleuthera Island, Bahamas (según HEARTY, 1998).

Estas investigaciones, desde el momento en que se sustentan en métodos de datación absoluta de fiabilidad más que contrastada, han sido referenciadas ya desde sus inicios a la curva de isótopos de oxígeno establecida a partir de la sedimentación oceánica profunda (SHACKLETON & OPDYKE, 1973). Esta circunstancia supone un avance cualitativo importante, puesto que los paleoniveles marinos determinados lo son sobre una base temporal y paleoclimática precisa y unívoca, carente de las limitaciones cronológicas inherentes al registro marino cuaternario tradicional.

Los datos obtenidos mayoritariamente en las Bermudas (HARMON *et al.*, 1983; HARMON, 1985) sugieren que el nivel del mar ha sido superior al actual en contadas ocasiones durante los últimos 250 ka; en concreto durante el estadio isotópico 7 (hace unos 200 - 230 ka), y en diversas pulsaciones ocurridas en torno a los 125 ka (estadio isotópico 5) correspondientes al último evento interglacial, aparte claro está del máximo reciente postglacial. Resultados similares aportan GALLUP *et al.* (1994), para las islas Barbados, y HEARTY (1998) para las Bahamas, archipiélago donde este último autor reconstruye una curva eustática que abarca hasta 500 ka B.P. (Figura 49 b), basada en la geología de la isla Eleuthera. En dicha curva destacan algunos picos transgresivos interglaciales —que implican un nivel del mar superior al del momento presente— situados en el estadio 11 (350 - 400 ka B.P.) así como formando dos pulsaciones distintas correspondientes al subestadio 5e; asimismo, paleoniveles marinos semejantes al actual se alcanzaron presumiblemente durante los eventos climáticos 9, 7, 5a y 1.

Las dataciones Th/U de espeleotemas aéreos sumergidos en cuevas costeras han servido, por otra parte, para conocer los momentos regresivos asociados a acontecimientos de signo frío (ver Figura 49 a), siendo posible establecer que durante la penúltima glaciación —estadio isotópico 6— el nivel marino descendió como mínimo por debajo de la cota -45 metros (HARMON, 1980; LUNDBERG, 1997).

Epílogo. Aunque ya se ha hablado acerca de las dificultades de establecer curvas eustáticas válidas a escala global, cada vez se conocen con mayor precisión y detalle los niveles marinos interglaciales representados en zonas muy diversas del planeta. Además la incorporación de las técnicas radiométricas, aplicadas a la datación de las conchas de moluscos, ha venido a precisar la cronología de importantes yacimientos marinos, interpretados antes sólo desde una óptica faunístico-geomorfológica. Investigaciones como las desarrolladas por HILLAIRE-MARCEL *et al.* (1996) en el Pleistoceno Superior de Mallorca, se situarían dentro de esta línea de progreso cualitativo.

estadios isotópicos (interglaciales)	subestadios	edad aproximada (ka)	altimetría de las terrazas marinas (m)			terminología clásica mediterránea
			costas estables del Atlántico norte	Mediterráneo hispano	Mallorca	
1		10			+ 2	Versiliense WÜRM
5	5 a	85	± 0	+ 1	+ 2	Neotirreniense
	5 c	105	- 12	+ 8	+ 1	Eutirreniense
	5 e	117	+ 8	+14 a +7	+ 2	
		135	+ 4		+ 3	
7	7 a	200	+ 2,5	+ 17	+ 8	RISS
	7 c		± 0	?		
9		325	+ 4	+ 30	+ 35	Paleotirreniense
11		400	+ 4	+ 40	+ 55	MINDEL

Tabla 8: Síntesis de las terrazas marinas interglaciales depositadas durante los últimos 400 ka, y sus respectivas altimetrías.

Basado en ZAZO (1999), modificado y complementado con datos de Mallorca —en cursiva— según BUTZER (1975) y CUERDA (1975).

Hoy en día existe un relativo consenso sobre el número y posicionamiento cronológico de las pulsaciones interglaciales de los últimos 400 ka. Concretamente, ZAZO (1999) distingue al menos sendos picos transgresivos en los estadios isotópicos 11 y 9, un mínimo de otros dos picos durante el estadio 7 (aprox. 230 - 200 ka B.P.), y cuatro pulsaciones positivas entre 130 y 85 ka pertenecientes al último período interglacial (estadio isotópico 5). Para finalizar, el máximo transgresivo postglacial se sitúa en torno a los 7 ka B.P.

En la Tabla 8 se han resumido los datos disponibles sobre los paleoniveles marinos interglaciales del Pleistoceno Medio y Superior, expresando su altimetría tanto en el Mediterráneo hispano (incluyendo Mallorca) como en las costas menos inestables de algunas islas del Atlántico norte (Bermudas y Bahamas); para facilitar las correlaciones con la secuencia cuaternaria tradicional, se ha incluido la terminología de los correspondientes pisos marinos en la isla de Mallorca, de acuerdo con los criterios de CUERDA (1975). Como complemento a lo expuesto en este capítulo, una discusión pormenorizada sobre el Cuaternario marino de nuestra isla es llevada a cabo en el siguiente gran bloque temático de esta memoria.

5.2. Repercusiones geomorfológicas de las oscilaciones del nivel marino sobre el endokarst litoral

El carácter inestable —a escala geológica— del nivel de las aguas oceánicas conlleva una complicada gama de consecuencias sobre el devenir geomorfológico del endokarst costero, a las que merece la pena dedicar algo de atención. Las interacciones entre nivel marino y morfogénesis subterránea de las costas calcáreas se concretan en dos grandes grupos: unas repercusiones de índole activa, como podría ser su funcionamiento a modo de nivel de base controlador de la hidrología y la espeleogénesis, además de otras interferencias que podríamos calificar de pasivas, entre las cuales se contarían por ejemplo la inundación (durante pulsaciones transgresivas) de cavidades litorales evolucionadas en condiciones vadosas, y la posible precipitación de carbonatos freáticos en los lagos hipogeos así generados.

Todas estas interacciones entre dinámica litoral y morfogénesis endokárstica originan un complejo entramado de formas y sedimentos (MONTORIOL-POUS, 1961; MONTORIOL-POUS & TERMES, 1963), en los que la historia cuaternaria del nivel del mar viene a introducir una incuestionable componente cronológica. La posibilidad de relacionar las etapas morfo-sedimentarias discernibles en las cavidades costeras con paleoniveles del mar se muestra sumamente útil para la reconstrucción, y ubicación en el tiempo, de los acontecimientos que han ido configurando la historia geomorfológica de las áreas calcáreas litorales. Dentro de esta línea, en el presente capítulo se expone el escenario general de las interferencias entre los dos modelados de nuestro interés —karst y litoral— para, con posterioridad, abordar en extenso algunas de esas interacciones, convenientemente ilustradas con ejemplos de localidades destacables.

5.2.1. Consecuencias de las variaciones del nivel marino sobre el endokarst costero: intento de sistematización

Aparte del estudio de las microformas de erosión en los litorales calcáreos, las interrelaciones geomorfológicas entre costa y karst —abordadas en un sentido más amplio— han comenzado a ser objeto de una atención digna de ser mencionada a partir sobre todo de la década de los 80. Desde ese momento ha ido viendo la luz una relativamente extensa bibliografía, entre la que destacan algunas obras de síntesis como las de GUILCHER *et al.* (1982) y NICOD (1986); en ambas se individualizan con claridad dos bloques temáticos bien diferentes, como son por un lado el estudio particularizado de las formas de lapiaz litoral y, de otra parte, la interpretación de las relaciones entre variaciones del nivel marino y evolución de los macizos calcáreos costeros, entendiendo pues el karst litoral como un sistema geomorfológico complejo. Esta dicotomía es posible observarla asimismo en las investigaciones sobre karst costero llevadas a cabo en diversas áreas geográficas, tales como el archipiélago de Malta, el Adriático o las costas atlánticas de Marruecos (GUILCHER & PASKOFF, 1975; KRANJC, 1987; WEISROCK, 1982).

Paralelamente, los manuales recientes sobre geomorfología kárstica comienzan a ocuparse de las relaciones entre costa y karst (JENNINGS, 1985), enfatizando las implicaciones de las oscilaciones del nivel marino en el desarrollo del karst costero. En este sentido, FORD & WILLIAMS (1989) resaltan lo efímero (desde el punto de vista temporal) del presente nivel del mar, mencionando que éste ha estado a cotas situadas entre -20 y -50 metros durante el 45 % de los últimos 240 ka. Los temas tratados de manera somera en estas obras van desde las meso- y microformas de erosión de las costas carbonatadas, hasta la presencia de formas exo- y/o endokársticas inundadas a causa de ascensos relativos del nivel marino, pasando por la karstificación en eolianitas y en terrazas arrecifales pleistocénicas. También se interpretan las repercusiones de las oscilaciones marinas en la hidrología y la espeleogénesis de las costas calcáreas, así como en aspectos concretos de la evolución morfológica de sus cavidades; dentro de esta línea, la

presencia de espeleotemas aéreos sumergidos (básicamente estalagmitas) ha suministrado valiosos datos cronológicos sobre las cuevas que los albergan y, en particular, sobre la historia del nivel marino durante episodios regresivos pleistocénicos (SPALDING & MATHEWS, 1972; GASCOYNE & BENJAMIN, 1977; GASCOYNE *et al.*, 1979; HARMON, 1980).

hidrología	<ul style="list-style-type: none"> - control marino de la posición altimétrica del plano de las aguas freáticas litorales - establecimiento de lagos de aguas salobres en las cuevas costeras, en relación con las fluctuaciones del nivel del mar - el nivel de base marino controla las líneas de drenaje de las aguas subterráneas y la localización de las surgencias costeras - se produce disolución freática de carbonatos y creación de porosidad, en la zona de mezcla entre aguas continentales y marinas
morfo-génesis	<ul style="list-style-type: none"> - control marino de las zonas preferenciales de espeleogénesis - existencia de cuevas de génesis marina actuales, y/o correspondientes a antiguos niveles del mar - captura de cavidades kársticas por parte de mecanismos de erosión litoral
rellenos de cavidades	<ul style="list-style-type: none"> - presencia en cuevas costeras de rellenos diversos de origen marino y/o eólico (gravas, arenas marinas o eólicas...) - abundancia de secuencias estratigráficas complejas en las que se interdigitan sedimentos litorales, brechas kársticas, restos paleontológicos y depósitos estalagmíticos - tiene lugar la deposición freática de carbonatos, en lagos hipogeos litorales controlados por el nivel marino actual o pretérito
espeleo-cronología	<ul style="list-style-type: none"> - posibilidad de establecer correlaciones altimétricas entre etapas morfogenéticas de las cavidades y paleolíneas de costa de edad conocida - los depósitos estalagmíticos vadosos, sumergidos en los lagos hipogeos actuales, registran eventos climáticos de signo frío - las formas endémicas de vertebrados terrestres incluidos en los sedimentos de cavernas costeras, aportan valiosos datos estratigráficos y cronológicos - las cristalizaciones freáticas de carbonatos constituyen un buen registro de los paleoniveles marinos pleistocénicos

Tabla 9: Algunas consecuencias geomorfológicas de las oscilaciones del nivel marino sobre el endokarst litoral.

A pesar de la relativa abundancia de literatura sobre el karst litoral, se echan a faltar intentos de sistematización de las interferencias entre los dos modelados actuantes en este dominio geomorfológico concreto. Con la intención de paliar esta deficiencia, la Tabla 9 pretende esquematizar las consecuencias geomorfológicas de las oscilaciones del nivel marino en lo que respecta exclusivamente a su repercusión sobre el endokarst litoral, el cual representa el objeto principal de nuestro interés. Esta sistematización,

que será desarrollada en detalle acto seguido, ha sido realizada desde un plano del todo teórico, dejando para más adelante el análisis de las interferencias observadas en las cavidades que se han visitado.

Las consecuencias que se derivan de las fluctuaciones del nivel del mar interactuando sobre la endokarstificación litoral, han sido agrupadas para mayor claridad en cuatro categorías (ver Tabla 9). En primer lugar, desde el punto de vista de las repercusiones relacionadas con la hidrología de los acuíferos carbonatados costeros, debe tenerse presente que la superficie de las aguas marinas constituye el nivel de base al cual se ajusta la posición altimétrica del plano de las aguas freáticas litorales. Esta circunstancia origina, en primera instancia, el establecimiento de lagos subterráneos de aguas más o menos salobres en las cavidades de la franja costera, con independencia de la zona hidrológica en que éstas se hubiesen generado y evolucionado (GINÉS & GINÉS, 1975); estos lagos acusan la influencia de fluctuaciones menores, como las mareas, al existir un equilibrio dinámico continuo entre las aguas subterráneas continentales y las aguas oceánicas. Pero las repercusiones de índole hidrogeológica no se limitan a la inundación pasiva de cuevas próximas a la costa, sino que el nivel de base marino controla la posición tridimensional de la lente de aguas subterráneas continentales y de las líneas de drenaje de estas aguas freáticas (GRODZICKI, 1985; LOWRY & JENNINGS, 1974), condicionando la disposición espacial de las surgencias costeras que adoptan la forma de exutorios submarinos. Asimismo, es preciso resaltar que en la zona freática de las áreas kársticas litorales tienen lugar procesos de mezcla de aguas marinas y continentales, los cuales potencian la actuación de los mecanismos espeleogenéticos a causa de la agresividad resultante de dichos procesos geoquímicos (BACK *et al.*, 1984; PLUMMER, 1975).

En un segundo lugar, moviéndonos ahora en el plano de las repercusiones de carácter morfogénico —entendido este concepto en un sentido restringido tan sólo a la generación de formas erosivas— es bien patente que el mar, al actuar como nivel de base hidrogeológico, controla la posición de las zonas preferenciales de espeleogénesis, ligadas por lo

general a los mecanismos de mezcla freática antes mencionados (JAMES *et al.*, 1989). Como resultado de ello, las oscilaciones del nivel marino implicarán la pareja migración altimétrica de aquellos sectores donde tiene lugar la máxima creación solucional de porosidad y la excavación preferente de conductos endokársticos, siendo posible en ocasiones el reconocimiento de horizontes espeleogenéticos relacionados con paleoniveles del mar pleistocénicos (MYLROIE & CAREW, 1988; PROCTOR, 1988). Aparte de los mecanismos erosivos propios del modelado endokárstico, la dinámica litoral

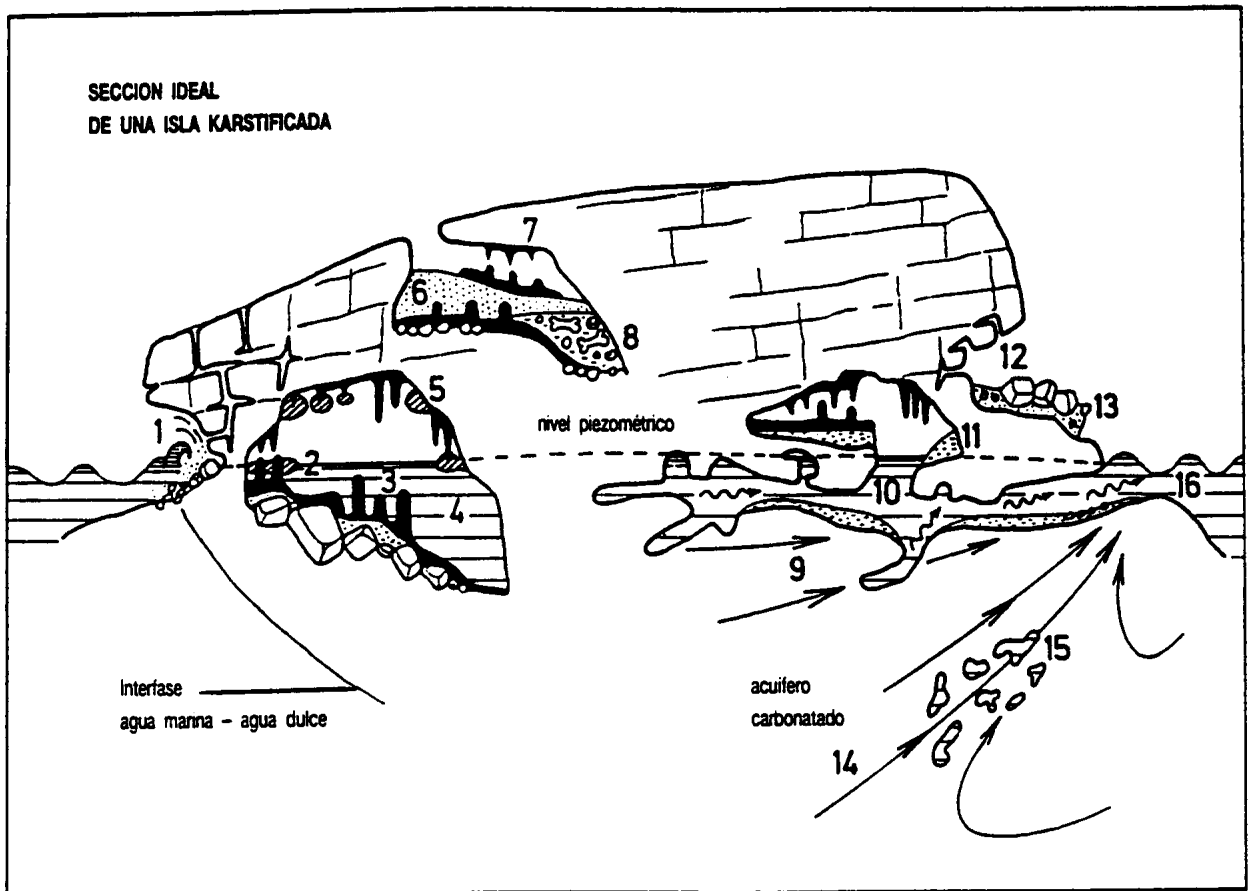


Figura 50: Formas y sedimentos derivados de las interferencias entre endokarstificación y modelado litoral, que resultan de interés para la realización de estudios espeleocronológicos (según GINÉS & GINÉS, 1986).

1: abrasión marina en las proximidades de una cueva kárstica; 2: espeleotemas freáticos subactuales; 3: estalagmitas sumergidas; 4: lagos salobres; 5: paleonivel de espeleotemas freáticos; 6: arenas eólicas; 7: estalagmitización aérea; 8: brecha con huesos de vertebrados; 9: flujo de las aguas subterráneas; 10: cueva kárstica hidrológicamente activa; 11: sedimentos arcillosos hipogeos; 12: antigua cueva marina; 13: gravas y sedimentos marinos; 14: zona de mezcla (agua marina - agua dulce) subsaturada con respecto a la calcita; 15: cavidades de disolución; 16: surgencia submarina.

ocasiona la excavación de cuevas de génesis estrictamente marina, ya sean actuales o pertenecientes a antiguas líneas de costa. Las cavidades de abrasión marina pueden a su vez capturar vacíos de origen kárstico, dando origen a cavernas de génesis mixta: se trata de las *capturas kárstico-marinas* de MONTORIOL-POUS (1971a). Estos últimos fenómenos citados poseen un alto interés espeleocronológico, ya que pueden permitir individualizar y datar etapas evolutivas de las cavidades (y los sedimentos asociados a tales etapas), haciéndolo sobre la base de criterios temporales de anterioridad o posterioridad en relación con el momento concreto en que se produjo el hecho de la captura marina.

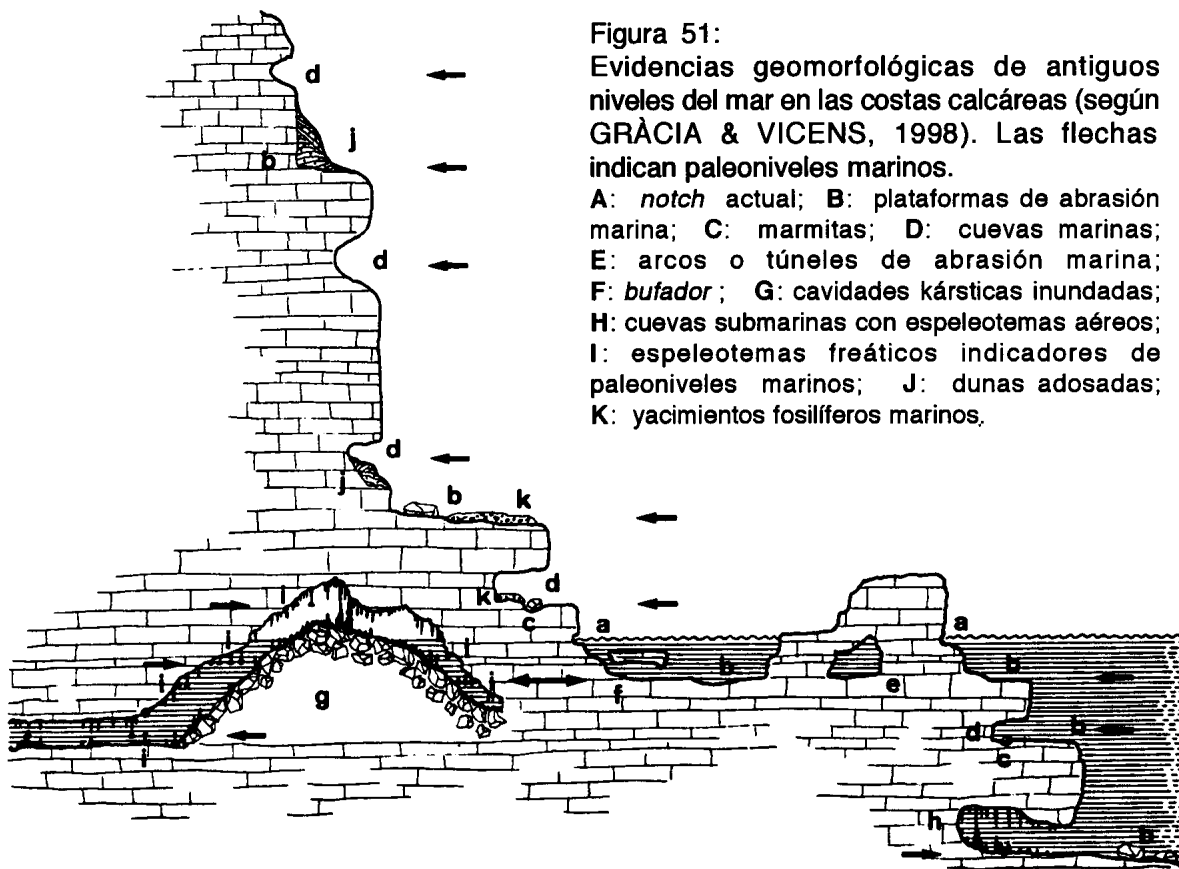
La tercera categoría de interferencias que hemos establecido agrupa determinados rellenos de cavidades asociados, de una manera u otra, al carácter litoral de las formas subterráneas. Por un lado, las cuevas costeras contienen con frecuencia sedimentos diversos (gravas, arenas...) de origen marino y/o eólico, interdigitados a menudo entre depósitos químicos vadosos (coladas estalagmíticas...); en otras ocasiones, este tipo de depósitos está integrado en complejas secuencias estratigráficas que incluyen brechas kársticas, en las cuales no es rara la presencia de restos paleontológicos plio-pleistocénicos (GINÉS & FIOL, 1981). Pero sin duda el relleno de cavidad más conspicuo —y totalmente específico del endokarst costero— lo constituye la deposición freática de carbonatos, en lagos hipogeos controlados por la posición del nivel marino actual o pretérito (GINÉS & GINÉS, 1974; GINÉS *et al.*, 1981a, 1981b). La originalidad y belleza de estos depósitos es remarcable, al igual que su potencial de estudio desde los puntos de vista paleoclimático y cronológico.

Finalmente, el cuarto grupo de consecuencias geomorfológicas de las oscilaciones marinas (ver Tabla 9) hace referencia a las implicaciones espeleocronológicas que se derivan de la casuística descrita en las categorías precedentes. De todo lo expuesto más arriba es fácil deducir la posibilidad del establecimiento de correlaciones altimétricas, entre etapas morfogenéticas concretas de algunas cavidades y paleolíneas de costa de

edad conocida; este tipo de correlaciones puede aportar indicios cronológicos válidos, por ejemplo, en casos como el de las capturas marinas y los sedimentos asociados a ellas. Por otra parte, la estalagmitización aérea ofrece amplias perspectivas de datación radiométrica, que permite documentar con precisión las fases principales de precipitación vadosa de carbonatos, permitiendo además determinar la edad de los sedimentos recubiertos por las coladas estalagmíticas datadas. La presencia de estalagmitas aéreas sumergidas en los lagos actuales de cuevas costeras, aporta informaciones cronológicas sobre los momentos de descenso relativo del nivel marino durante episodios de signo frío, tal como se ha mencionado con anterioridad. En un contexto bien diferente, las formas endémicas de vertebrados terrestres, incluidos en las secuencias sedimentarias de algunas cavernas, pueden suministrar valiosos datos estratigráficos susceptibles de complementarse con los datos cronológicos procedentes de otras fuentes (datación de espeleotemas, evolución geomorfológica de la cavidad...). Para finalizar aludiremos a las cristalizaciones freáticas de carbonatos que tienen lugar, o lo han tenido, en los ambientes lacustres hipogeos de las cavernas costeras; aparte de su interés geomorfológico y su originalidad, estos depósitos suponen un excelente registro de los paleoniveles marinos pleistocénicos, abordable con la participación de técnicas de investigación isotópica (HENNIG *et al.*, 1981; GINÉS & GINÉS, 1993b; TUCCIMEI *et al.*, 1998, 2000). Con la intención de incidir un poco más en todas estas cuestiones, diremos que los aspectos espeleocronológicos que emanan de la investigación del karst litoral han sido objeto de diversas publicaciones anteriores (GINÉS & GINÉS, 1986, 1995b), donde es posible obtener mayores precisiones sobre estas materias, independientemente del tratamiento exhaustivo que les dedicaremos en páginas posteriores.

Para complementar el contenido del presente apartado, se ha incluido en la Figura 50 una representación idealizada de aquellas interacciones entre endokarstificación y modelado litoral, que resultan de interés para la realización de estudios espeleocronológicos; esta figura pretende ofrecer una visión clara e intuitiva de todas las situaciones sistematizadas en la Tabla 9, intentando dar cabida al abanico de formas y

sedimentos que se originan como resultado de las interferencias entre los dos modelados actuantes.



Dentro de una línea similar, pero a la vez algo diferente en cuanto a su planteamiento, la Figura 51 se centra en las evidencias geomorfológicas de antiguos niveles del mar en las costas calcáreas, tal como las conciben GRÀCIA & VICENS (1998). En este último gráfico la visión que se sugiere no se circunscribe únicamente al endokarst, sino que pretende reflejar todas las morfologías relacionadas con paleoniveles marinos, aunque se trate de formas ligadas del todo a la dinámica litoral y que por lo tanto no producen interferencias con el modelado kárstico. Creemos que la observación complementaria de las Figuras 50 y 51 permitirá hacerse una idea de cómo las oscilaciones del nivel marino repercuten en la evolución geomorfológica de las costas calcáreas, y del potencial crono-estratigráfico que puede resultar del estudio de las formas y sedimentos de las cavidades costeras.

5.2.2. Interferencias entre los modelados kárstico y litoral observadas en las cavidades de la zona en estudio

De las más de un centenar de cavidades visitadas en los municipios de la mitad oriental de Mallorca, se han seleccionado cuarenta localidades en las que es posible observar algún tipo de interferencia entre el modelado kárstico y la morfogénesis costera. Las cuevas que han sido objeto de estudio aparecen situadas en el mapa de la Figura 52 utilizando para designarlas los números identificativos listados en la Tabla 10, en la cual es posible consultar también sus coordenadas UTM precisas. Todas las localidades están ubicadas en un ambiente kárstico litoral, entendido en el sentido que ha sido enunciado en el capítulo dedicado a definiciones y conceptos; en cualquier caso, la franja de territorio que alberga las cavidades no alcanza una amplitud superior a los 1.500 metros.

Hemos considerado conveniente elaborar algún material gráfico que permitiese obtener una visión simple, pero ilustrativa, de las repercusiones de las oscilaciones del nivel marino sobre las formas subterráneas estudiadas. Se trataría, pues, de pasar de un plano teórico a otro empírico, intentando aplicar el esquema teórico, expuesto páginas atrás, a la realidad concreta de las cuarenta localidades de nuestra zona de trabajo. Con este fin se ha compilado la ya antes citada Tabla 10 en la cual se relacionan, para cada localidad, las formas y sedimentos de interés espeleocronológico observables, asociadas en su mayoría a interferencias entre costa y karst. Se han distinguido diez tipos de ocurrencias morfo-sedimentarias indicando, en cada caso, su presencia en la localidad en cuestión. Hay que dejar constancia de que un determinado tipo de ocurrencia se ha considerado presente en una cavidad siempre y cuando haya tenido lugar su observación incuestionable en ella. A este respecto, conviene incidir en que algunas de las interferencias tabuladas son prácticamente ubicuas; por ejemplo, todas las cavidades podrán disponer de lagos de aguas salobres, siempre que tengan algún resquicio que penetre por debajo del actual nivel marino. De igual modo, todas las cavidades que poseen lagos hipogeos litorales son

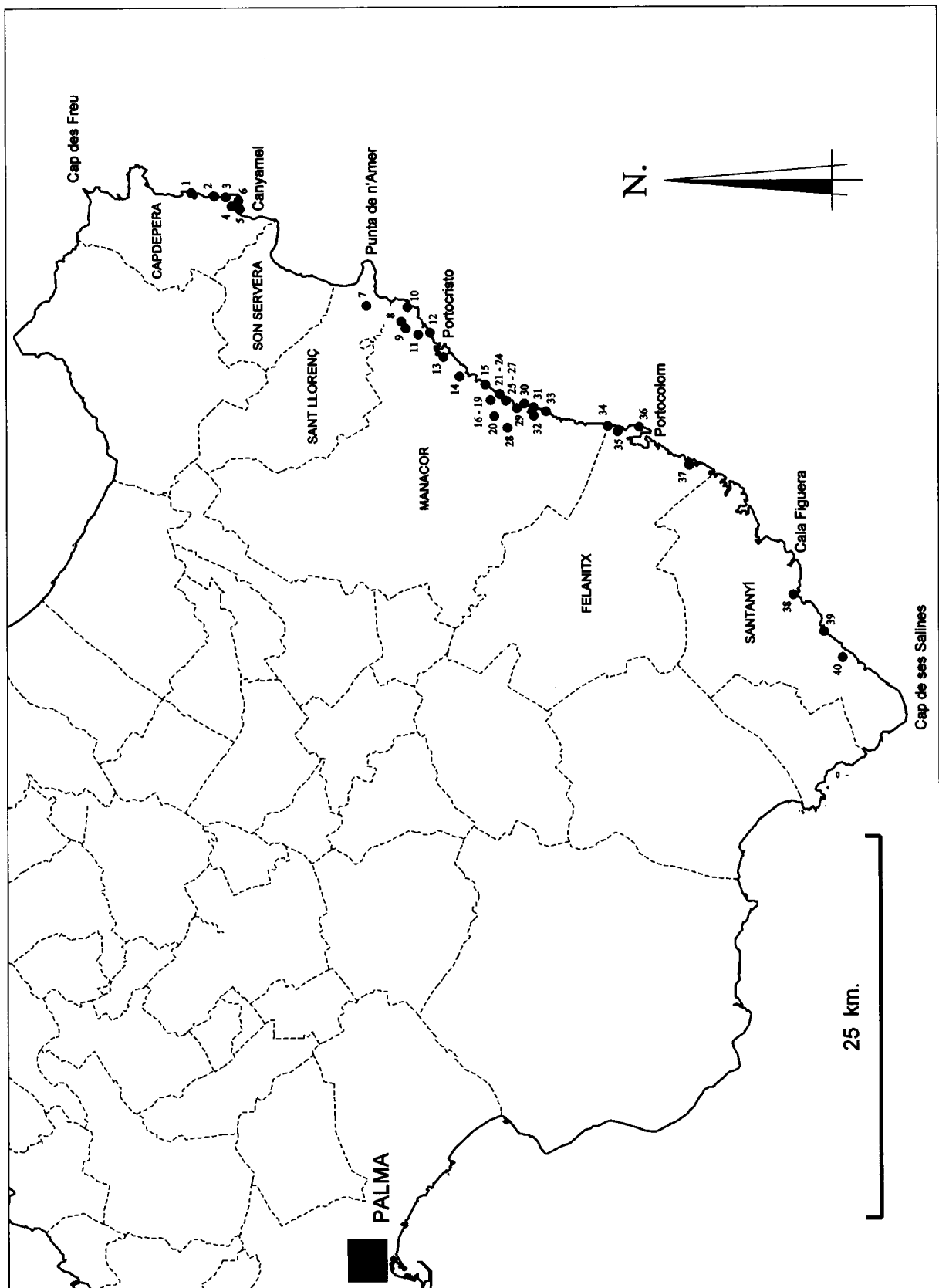


Figura 52: Mapa de la zona en estudio, con la localización de las cavidades investigadas. Los números que designan las diferentes localidades se corresponden con los utilizados en la Tabla 10.

susceptibles de albergar depósitos actuales de carbonatos freáticos, aunque tan sólo formen éstos una pátina casi imperceptible en los bordes de las zonas anegadas. Lo mismo sucede con la presencia de espeleotemas aéreos sumergidos, fenómeno que se puede considerar extensivo en una medida u otra a todas las cavernas dotadas de esta clase de lagos. En resumidas cuentas, la Tabla 10 pretende formar una idea concisa de las ocurrencias morfo-sedimentarias más frecuentes en nuestras cavidades litorales, así como reseñar las localidades más destacables en cada una de las facetas que se han diferenciado. Se procederá ahora a comentar sucintamente las líneas maestras que se desprenden de la observación de la tabla de referencia, dejando para más adelante la discusión detallada de los distintos tipos de interacciones.

Comenzando por los vestigios de formas de conducción, no es exagerado afirmar que son muy escasas las cavernas dotadas de morfologías de estas características. El alto grado de evolución vadosa que han sufrido las cavidades kársticas, es el responsable de la pervivencia muy limitada de evidencias morfológicas ligadas a las primeras etapas de la espeleogénesis en el endokarst del Levante de la isla. Las pocas localidades que conservan restos de sus vacíos y conductos primigenios, lo hacen de un modo muy fragmentario, no siendo factible discernir niveles preferenciales de espeleogénesis que puedan ser relacionados con antiguos niveles marinos,

Por el contrario, nos encontramos con un hecho extensivo a la casi totalidad de cuevas visitadas: se trata de la presencia de aguas salobres que inundan las cotas inferiores de las cavidades, en relación con el actual nivel del Mediterráneo. Esta circunstancia está asociada a la subida marina postglacial, la cual ha provocado la inundación de fragmentos de cavidades que habían evolucionado en condiciones vadosas, durante pulsaciones regresivas ocurridas en períodos de signo frío; serían lo que en algunas publicaciones anteriores denominábamos como *lagos hipogeos glacio-eustáticos* (GINÉS & GINÉS, 1975, 1977). En ese mismo contexto, es también muy frecuente poder observar espeleotemas aéreos de todo tipo (por ejemplo estalagmitas) situados en puntos hoy en día ocupados por los

localidad	municipio	coordenadas UTM	restos de formaciones de conducción	lagos salobres	espeleotemas subterráneos	espeleotemas subacuáticos	paleoniveles de espeleotemas tréaticos	restos paleontológicos pleistocénicos	captura karstico-marina	sedimentos marinos	arenas edáficas	cueva marina
1 Cova de na Barxa	Capdepera	539.300 4.392.960 7		♣	♣		♣	♣	♣	♣	♣	
2 Cova des Vell Mari	Capdepera	538.925 4.391.390 0										♣
3 Cova de na Mitjana	Capdepera	539.010 4.390.710 8	♣	♣	♣		♣		♣	♣		
4 Coves Petites	Capdepera	538.405 4.390.180 40					♣					
5 Cova de s'Embarcador	Capdepera	538.370 4.389.950 0					♣					♣
6 Coves d'Artà	Capdepera	538.770 4.389.880 45	♣				♣	♣			♣	
7 Cova de sa Torre	Sant Llorenç	532.050 4.381.410 5		♣								
8 Cova des Pou	Manacor	530.760 4.379.250 15		♣								
9 Cova de Can Bordils	Manacor	530.310 4.378.950 21		♣	♣							
10 Cova de Cala Morlanda	Manacor	531.725 4.378.845 6		♣					♣	♣		
11 Cova Figuera	Manacor	529.920 4.378.135 21	♣									
12 Cova del Dimoni	Manacor	530.025 4.377.355 3		♣			♣		♣			
13 Coves del Drac	Manacor	528.430 4.376.485 27	♣	♣	♣	♣	♣					
14 Cova den Bessó	Manacor	527.170 4.375.440 22		♣	♣	♣	♣					
15 Cova de ses Pedreres	Manacor	526.630 4.373.710 7							♣	♣	♣	
16 Cova des Xots	Manacor	525.800 4.373.405 25	♣					♣				
17 Cova des Pont	Manacor	525.590 4.373.360 33		♣	♣	♣						
18 Cova de sa Piqueta	Manacor	525.425 4.373.350 35		♣								
19 Coves del Pirata	Manacor	525.880 4.373.310 32		♣	♣	♣	♣					
20 Avenc des Camp des Pou	Manacor	524.565 4.373.175 45		♣								

localidad	municipio	coordenadas UTM	restos de tomas de conducción	lagos salobres	espeleotemas subaéreos sumergidos	espeleotemas tréaticos subactuales	palenquives de tréaticos espeleotemas	restos paleontológicos pleistocénicos	captura kárstico-marina	sedimentos marinos	arenas eólicas	cueva marina
21 Cova des Moro	Manacor	526.075 4.373.025 10						🍏				
22 Cova de Cala Falcó	Manacor	525.890 4.372.950 1		🍏	🍏	🍏	🍏	🍏	🍏	🍏		
23 Cova des Coloms	Manacor	525.975 4.372.740 0		🍏	🍏	🍏	🍏		🍏	🍏		
24 Cova Marina des Pont	Manacor	525.880 4.372.560 18		🍏				🍏	🍏			
25 Cova de Cala Varques A	Manacor	525.550 4.372.450 2		🍏	🍏	🍏			🍏			
26 Cova de Cala Varques B	Manacor	525.500 4.372.500 7		🍏	🍏	🍏	🍏					
27 Cova de Cala Varques C	Manacor	525.575 4.372.390 5		🍏					🍏			
28 Cova de sa Gleda	Manacor	523.805 4.372.315 36		🍏	🍏		🍏					
29 Cova des Serral	Manacor	525.095 4.371.690 31		🍏	🍏		🍏					
30 Cova des Pilar	Manacor	525.325 4.370.985 0							🍏	🍏		
31 Cova de ses Dones	Manacor	524.900 4.370.650 3		🍏					🍏	🍏	🍏	
32 Cova de Cala Virgili	Manacor	524.795 4.370.610 0										🍏
33 Cova des Sòtil	Manacor	524.885 4.369.790 5		🍏					🍏		🍏	
34 Secret des Moix	Manacor	523.925 4.365.750 6		🍏	🍏				🍏	🍏	🍏	
35 Cova dets Ases	Felanitx	523.550 4.365.100 22		🍏	🍏				🍏			
36 Cova Gran	Felanitx	523.720 4.363.420 0										🍏
37 Cova den Passol	Felanitx	521.340 4.360.415 22		🍏	🍏		🍏					
38 Cova Drac Cala Santanyí	Santanyí	512.830 4.353.625 15		🍏	🍏		🍏		🍏	🍏		
39 Cova Foradada	Santanyí	510.400 4.351.635 0										🍏
40 Cova des Drac	Santanyí	508.700 4.350.425 55	🍏	🍏								

Tabla 10: Relación de las localidades estudiadas, con indicación de algunas de las formas y sedimentos de interés espeleocronológico observables en cada una de ellas; en su mayoría se trata de fenómenos asociados a interferencias entre el modelado endokárstico y la dinámica litoral. Las cavidades están tabuladas en orden decreciente de latitud. Su situación aparece reflejada en la Figura 52.

lagos salobres ya descritos. Esta última ocurrencia es, en principio, anómala dentro del esquema evolutivo clásico de las cavernas kársticas; su explicación hay que encontrarla asimismo en la deposición de espeleotemas en la zona vadosa, durante descensos relativos de las aguas marinas.

Totalmente relacionada con la existencia de los lagos subterráneos de origen glacio-eustático, nos encontramos en bastantes de las localidades con depósitos actuales o subactuales de cristalizaciones freáticas, precipitándose en el rango de fluctuación de las aguas freáticas. Estos espeleotemas freáticos subactuales nos documentan el nivel marino postglacial, así como la amplitud de la oscilación registrada por la superficie de los lagos, amplitud que va disminuyendo conforme penetramos tierra adentro. En algunas ocasiones estos depósitos forman llamativos sobrecrecimientos cristalinos de génesis subacuática, mientras que otras veces constituyen revestimientos apenas perceptibles.

Del mismo modo que en los lagos actuales tiene lugar la precipitación de cristalizaciones freáticas, en tiempos pretéritos sucedían procesos análogos —a alturas diversas, superiores o inferiores al nivel marino presente— controlados por antiguos niveles del Mediterráneo. El 40 % de las cavidades estudiadas contiene paleoniveles de espeleotemas freáticos, a altitudes comprendidas entre los +46 y los -23 metros; éste representa sin duda el aspecto más relevante de estas investigaciones, el cual da cuerpo a la mayor parte de esta memoria. Es adecuado mencionar ahora que los cuatro últimos tipos de interferencias descritos (lagos salobres, espeleotemas aéreos sumergidos, espeleotemas freáticos subactuales, y paleoniveles de espeleotemas freáticos) vienen a integrar una *asociación morfológica*, que se da completa en bastantes cavidades del Migjorn mallorquín. En concreto, el 26 % de las cuevas estudiadas en la costa manacorina presenta completa esta asociación de formas, y el 41 % de las mismas contienen evidencias de tres de las interferencias aludidas.

La existencia de restos paleontológicos de la fauna de vertebrados pleistocénicos de nuestras islas, no implica necesariamente ningún tipo de

relación entre karst y litoral. No obstante, el hecho de que algunas localidades contengan restos fósiles de fauna endémica —los cuales han quedado incorporados a su registro sedimentario— supone la disponibilidad de datos cronológicos suplementarios, basados en el estudio anatómico y morfométrico de las formas evolutivas suministradas por los distintos yacimientos. Si además en dichas localidades se observan otros tipos de interferencias (como puede ser su captura marina) resulta una compleja historia morfogénica de la cavidad, en la que los restos paleontológicos pueden jugar un interesante papel de cara a la determinación espeleocronológica de sus etapas evolutivas.

Entrando ya en el campo de las interacciones más directas entre costa y endokarst, la ocurrencia de capturas kárstico-marinas es una situación de lo más usual (el 37 % de las localidades). El progresivo retroceso de la costa, a causa de los procesos geomorfológicos que concurren en ella, propicia que buen número de cavernas kársticas sean accesibles a través de aperturas sitas en las inmediaciones de la línea litoral; en ocasiones son cuevas abiertas o casi destruidas por el retroceso de los acantilados costeros, mientras que otras veces consisten en cavidades de disolución capturadas por cuevas de abrasión marina, cuya génesis es por tanto ajena en cierta medida al proceso de karstificación. Estos fenómenos de captura marina suelen llevar pareja la incorporación, al registro sedimentario de la cavidad, de gravas y sobre todo arenas de origen marino que se ven afectadas a su vez por procesos de tipo kárstico, como es el caso de su cementación por parte de depósitos estalagmíticos. Es sencillo imaginar las posibilidades de toda esta fenomenología, en el sentido de reconstruir las vicisitudes que han conformado estas formas de génesis mixta kárstico-marina.

Desenvolviéndonos también en las inmediaciones de la línea de costa, se encuentran cavidades kársticas que han resultado colmatadas total o parcialmente por arenas eólicas procedentes de dunas adosadas a los acantilados litorales (*cliff-front dunes*, *climbing dunes*). La irrupción de estos materiales arenosos, en cuevas por lo general provistas de otras formas y

sedimentos relacionados con las oscilaciones del nivel marino, da pie a detalladas interpretaciones espeleocronológicas.

Para terminar, se hará referencia a las cuevas de génesis marina como evidencias morfológicas asociadas claramente a estabilizaciones del nivel marino; se presentan en conjunción con un amplio abanico de formas de erosión costera (plataformas de erosión, *notches*, *bufadors*...) de las que GRÀCIA & VICENS (1998) efectúan una concisa y útil revisión. No se trata en absoluto de fenómenos kársticos, pero su interés en las costas calcáreas radica en la posibilidad de ayudar a reconocer paleoniveles del mar, correlacionables con otros conjuntos morfo-sedimentarios —que acabamos de describir— propios del particular ambiente que constituyen los litorales calcáreos. Es innegable que, aunque no obedezcan a la actuación de procesos kársticos, estas cavidades son una modalidad de interacción entre el modelado litoral y la morfogénesis kárstica que, en último término, puede llevar a la generación de las capturas antes aludidas. Las cuevas marinas son innumerables en todo el Levante de Mallorca, y además están escasamente conocidas desde los puntos de vista espeleológico y geomorfológico. Se han incluido unos pocos ejemplos clásicos, con la única intención de ilustrar las características de esta clase de formas de erosión costera.

5.2.3. Las informaciones espeleocronológicas relacionadas con las fluctuaciones marinas: el caso de la Cova de na Mitjana

Una vez expuestas las consecuencias de las variaciones del nivel marino sobre el endokarst costero, tanto en el plano teórico como en el marco concreto del área en estudio, se pretende ahora explorar las posibilidades espeleocronológicas que se derivan de la investigación de estos fenómenos kárstico-costeros. Hemos escogido para este fin un ejemplo muy ilustrativo —la Cova de na Mitjana, en Capdepera— cuya topografía puede ser consultada en la Figura 41. Es ésta una caverna donde se conjuga un repertorio variado de las interferencias posibles entre endokarst

y litoral, aspectos que ya han sido objeto de diversas publicaciones previas (GINÉS *et al.*, 1975; GINÉS & GINÉS, 1993a); no obstante, se procederá en este apartado a reinterpretar la espeleocronología de la localidad, en base a los datos recientes disponibles sobre la misma. Consideramos que esta cueva representa un caso paradigmático en orden, por un lado, a profundizar en el ámbito abordado en el presente bloque temático de la memoria y, por otra parte, de cara a irnos introduciendo ya en el siguiente y último bloque: el estudio de los espeleotemas freáticos mallorquines.

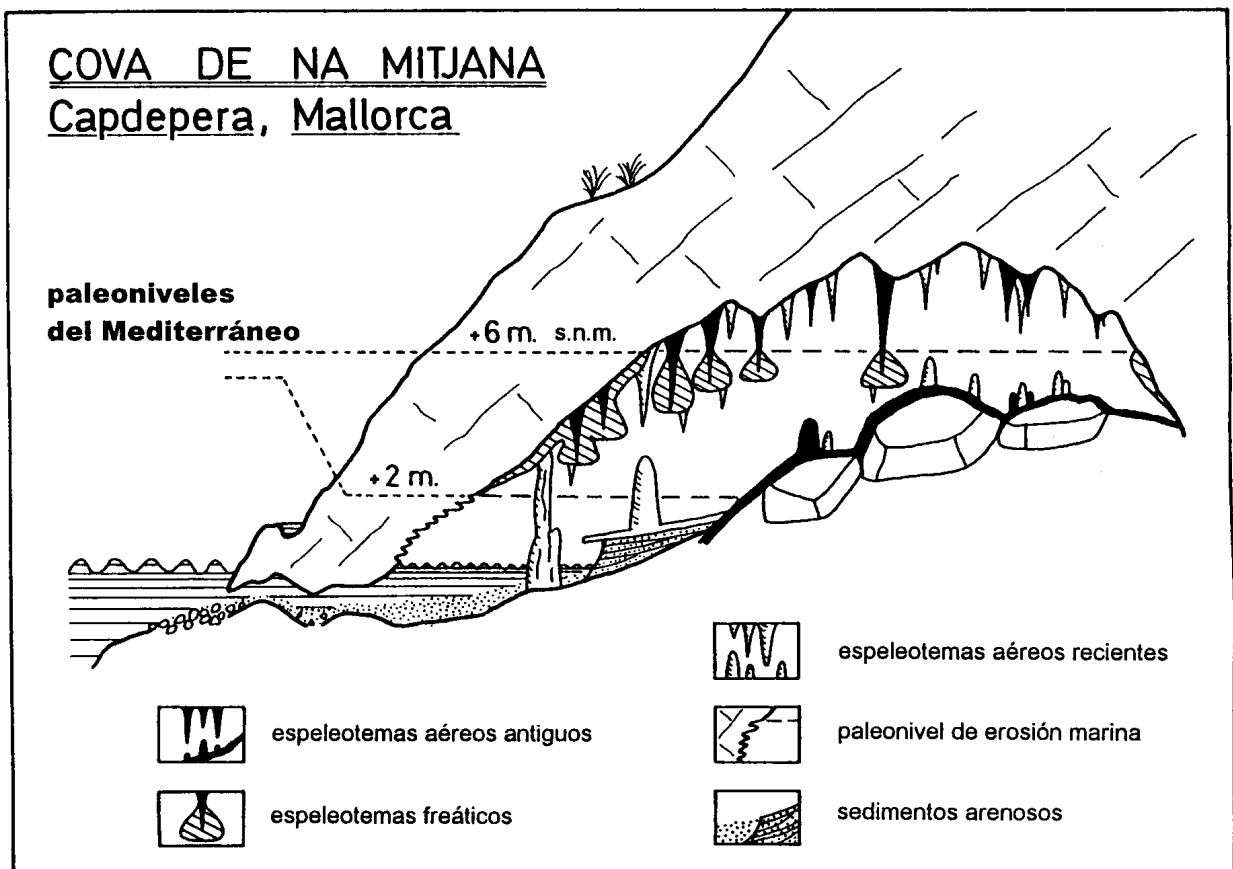


Figura 53: Representación esquemática de los conjuntos morfo-sedimentarios asociados a las fluctuaciones del nivel marino, observables en una cueva de las Serres de Llevant.

Una interpretación cronológica de los acontecimientos aparece resumida en la Tabla 11.

En la Figura 53 se ha procurado recoger de una manera idealizada los conjuntos morfológicos y sedimentarios distinguibles en la Cova de na Mitjana. Nos encontramos ante un vacío de origen kárstico integrado por restos de antiguas galerías freáticas, fuertemente evolucionadas merced a

caídas de bloques debidas a reajustes mecánicos de las bóvedas y paredes de la cavidad. El acusado buzamiento que presentan las capas calizas da lugar a un característico perfil escalonado en el techo de la caverna.

Esta sala subterránea, producto del desarrollo de la cavidad en condiciones vadosas, está decorada mediante una primera generación de espeleotemas aéreos, la cual sirve de soporte a un sobrecrecimiento freático de carbonatos que se extiende por debajo de la cota 6 metros s.n.m. Los espeleotemas freáticos mencionados delimitan un claro nivel de inundación en torno a la referida cota, si bien es factible reconocer dos posibles paleoniveles de menor entidad a +5 y +4 metros; estos depósitos evidencian antiguas estabilizaciones del Mediterráneo, que han permanecido registradas en estos ambientes freáticos litorales por medio de estas vistosas cristalizaciones.

A una altura de 2 metros s.n.m., el revestimiento de cristalizaciones freáticas se extingue quedando bien delimitado otro episodio distinto de inundación de la cavidad, esta vez en forma de nivel de erosión marina provisto de abundantes perforaciones de moluscos litófagos. Este paleonivel de +2 metros cabe relacionarlo con la apertura de una boca submarina, que conlleva asimismo el emplazamiento de arenas marinas en el interior de la cueva. Una nueva generación de espeleotemas aéreos se superpone a las cristalizaciones freáticas anteriores, fosilizando también los sedimentos arenosos. La última fase morfogénica reconocible sería la sumersión de depósitos estalagmíticos formados en lo que es el actual lago de la cavidad, así como la erosión de las coladas calcáreas que cementan los materiales arenosos.

Estamos frente a una complicada sucesión de acontecimientos morfogenéticos, todos ellos ligados de una manera u otra a las fluctuaciones del nivel marino acontecidas en los tiempos cuaternarios. Nuestra intención ahora es diferenciar las distintas etapas evolutivas por las que ha pasado la cueva, intentando situar en el tiempo estas vicisitudes gracias a las pautas cronológicas que nos introducen las oscilaciones eustáticas del

Mediterráneo. La Tabla 11 resume la interpretación espeleocronológica propuesta para la Cova de na Mitjana, indicándose los eventos morfogenéticos que se han distinguido y la edad que se atribuye a cada uno de ellos.

<i>acontecimiento morfogenético</i>	<i>cronología propuesta</i>	ka B.P.
- continúa la sedimentación de arenas marinas subactuales - se produce, al mismo tiempo, la erosión de las coladas que fosilizan los sedimentos arenosos más antiguos	postglacial	0 - 10
- deposición de espeleotemas aéreos recientes	última glaciación	18 - 80
- captura de la cueva kárstica por parte de la erosión litoral - se forma el paleonivel de erosión marina (+2 m) y tiene lugar la sedimentación de materiales arenosos	Pleistoceno Superior (estadio 5)	80 - 135
- deposición de espeleotemas freáticos (paleonivel de +6 m), correspondientes a un episodio interglacial	Pleistoceno Medio (estadio 7)	200 - 250
- formación de espeleotemas aéreos durante pulsaciones marinas regresivas	Pleistoceno Medio	250 - 500
- crecimiento tridimensional de la cueva, mediante ajustes mecánicos de sus bóvedas y paredes	Pleistoceno Inferior	700 - 1500
- excavación de los vacíos y conductos iniciales de la cavidad	Pleistoceno Inferior — Mioceno final	1500 - 6000

Tabla 11: Interpretación cronológica —expuesta en orden de antigüedad creciente— de los acontecimientos morfogenéticos discernibles en la Cova de na Mitjana (Capdepera). En la Figura 53 puede consultarse una representación esquematizada de los principales conjuntos morfo-sedimentarios que han sido distinguidos.

La edad indicada para los eventos anteriores al estadio isotópico 7 (*en cursiva*) es meramente orientativa.

En primer lugar hay que contemplar la formación inicial de una red de vacíos y conductos, excavados presumiblemente en un ambiente freático costero. No se dispone de evidencias concretas sobre la cronología de esta primera etapa dentro de la evolución de la cavidad; no obstante, debe remontarse cuando menos al Pleistoceno Inferior o al Plioceno —o inclusive al final del Mioceno— para dar cabida a la dilatada sucesión de acontecimientos geomorfológicos posteriores. En este sentido, los conocimientos adquiridos en otras cavernas mallorquinas apoyan la notable antigüedad de los procesos espeleogenéticos que han originado el endokarst (PONS-MOYÀ *et al.*, 1979; GINÉS & FIOL, 1981; GINÉS & GINÉS, 1995b), quedando suficientemente demostrado que durante el Pleistoceno Medio y Superior nuestras cavernas han experimentado tan sólo retoques morfológicos de escasa entidad (deposición de espeleotemas, así como de otros tipos de rellenos de las cavidades).

Las oquedades y galerías primigenias experimentaron un desarrollo volumétrico gracias a hundimientos de sus techos y paredes. Estos mecanismos de colapso debieron producirse a lo largo del Pleistoceno Inferior, pudiendo prolongarse hasta el Pleistoceno Medio intercalándose entre fases sucesivas de formación de espeleotemas aéreos. De hecho resulta bien patente la existencia de al menos una generación de espeleotemas aéreos, depositados durante pulsaciones marinas negativas correspondientes al Pleistoceno Medio; su cronología debe situarse como mínimo en el estadio isotópico 8. Tanto esta etapa como la precedente no son excluyentes, sino que con toda seguridad han ido conformando una dilatada trama de sucesivos procesos clásticos entremezclados con episodios diversos de estalagmitización aérea.

Situada probablemente en el estadio isotópico 7, tiene lugar una pulsación transgresiva interglacial que origina un espectacular paleonivel de espeleotemas freáticos, dispuesto en las paredes y techo de la caverna a una cota de 6 metros s.n.m. La cronología propuesta se apoya en las dataciones Th/U realizadas (232 ka B.P.), de las cuales nos ocuparemos más

adelante; además, la altimetría de este antiguo nivel marino apoya su adscripción al evento climático citado, habiéndose sugerido en su día su pertenencia al Eutirreniense inicial (GINÉS *et al.*, 1975). Este acontecimiento morfogenético implica la inundación parcial de la cavidad, por parte de unas tranquilas aguas freáticas en las que se producen procesos de precipitación de carbonatos en condiciones subacuáticas.

También correspondiendo a una pulsación positiva del nivel marino —que alcanza una altitud de 2 metros s.n.m.— se reconoce un nuevo anegamiento parcial de la caverna, ligado en esta ocasión a la apertura de una boca submarina. Como resultado de esta captura marina, ya no se dan las condiciones físico-químicas necesarias para la formación de espeleotemas freáticos. Por contra, se establece en la cavidad un ambiente acuático netamente marino caracterizado por la penetración de sedimentos arenosos; al mismo tiempo, la altura alcanzada por las aguas marinas queda plasmada en forma de un nivel de erosión, dotado de perforaciones de moluscos litófagos. El último interglacial (estadio 5) parece el momento más plausible para situar esta etapa, cronología avalada también por la observación de alineaciones de espeleotemas freáticos, pertenecientes a dicho estadio isotópico, situadas a altitudes similares en localidades como la cercana Cova de na Barxa; una discusión detallada de estas cuestiones es realizada en el capítulo destinado a tratar de los espeleotemas freáticos, y de su papel de cara al estudio de la historia del nivel marino.

La última glaciación supone la retirada de las aguas marinas, lo cual permite la deposición reciente de espeleotemas aéreos en zonas ocupadas con anterioridad por los lagos hipogeos. Estos depósitos estalagmíticos fosilizan asimismo los materiales arenosos introducidos en la etapa precedente; a su vez, esta segunda generación de espeleotemas aéreos recubre también en algunos puntos las cristalizaciones freáticas antes descritas.

Finalmente, la subida postglacial del nivel del Mediterráneo ocasiona la erosión de las coladas estalagmíticas, desarrolladas sobre los sedimentos

arenosos durante la etapa precedente. Al mismo tiempo, en el actual lago de la cavidad prosigue la sedimentación de arenas marinas actuales.

La historia morfogénica de la Cova de na Mitjana (Figura 53), tal como hemos procurado reconstruirla en la Tabla 11, es suficientemente explícita en orden a poner de manifiesto las posibilidades espeleo-cronológicas del karst costero. Las oscilaciones cuaternarias del Mediterráneo han dejado su impronta en la evolución de esta interesante caverna, constituyendo unas a modo de pistas que facilitan el establecimiento de las etapas evolutivas de esta cueva; dicha evolución es posible situarla a lo largo de una escala temporal, de fiabilidad aceptable al menos para el Pleistoceno Medio y Superior.

5.3. La hidrogeología y la espeleogénesis en los acuíferos kársticos costeros

Los acuíferos litorales carbonatados se caracterizan por un comportamiento hidrológico y geoquímico bastante particularizado, el cual es responsable de toda una serie de singularidades en su endokarstificación. Este funcionamiento singular de los karsts litorales se ve además afectado por el carácter inestable del nivel de base marino, rápidamente cambiante en el tiempo a causa de las fluctuaciones glacio-eustáticas que éste ha experimentado durante el Cuaternario. De esta manera, nos encontramos ante una compleja situación en la que, a las especificidades propias de la hidrogeología de los acuíferos kársticos costeros, se viene a sumar el trascendental papel representado por el nivel marino, como controlador último de los procesos geomórficos que son de nuestro interés.

En las páginas siguientes se expondrán los rasgos generales de la hidrogeología de las islas calcáreas como Mallorca, aprovechando para dar cabida a los datos sobre esta materia que han podido ser reunidos a lo largo de estos trabajos. No se pretende realizar una aproximación profunda y del todo coherente a la hidrología y geoquímica de los acuíferos litorales de la zona en estudio; tan sólo se persigue dar salida a los diversos datos sobre estos tópicos, que ha sido posible obtener de manera casi marginal al desarrollo de la principal línea de trabajo que rige la estructuración de esta memoria.

5.3.1. Generalidades sobre su comportamiento hidrológico y geoquímico

A lo largo de la franja costera —y moviéndonos en el plano teórico— la recarga hídrica procedente de las precipitaciones forma una a modo de

lente de agua dulce, suprayacente al agua marina (más densa) que penetra en profundidad bajo el acuífero continental. Este fenómeno es conocido como el *principio de Ghyben-Herzberg* (CUSTODIO & LLAMAS, 1983), y establece que la profundidad bajo el nivel del mar a la cual se sitúa la interfase entre agua continental y agua marina, está relacionada con la altura que alcanza la superficie piezométrica por encima del nivel marino, y con la diferente densidad de las aguas dulce y salada. Así siendo la densidad del agua dulce 1,0 y la del agua salada 1,025, en condiciones de equilibrio hidrostático, la profundidad de la interfase de agua marina será 40 veces la elevación de la superficie piezométrica con respecto al nivel del mar, tal como se observa en la Figura 54a; en el gráfico citado, h y hf representan ambas la altura del plano de las aguas freáticas en relación con el nivel marino, mientras que ρ_f y ρ_s son las densidades del agua dulce y salada respectivamente. Este principio, tal como fue enunciado por Ghyben y Herzberg, simplifica las condiciones imperantes en el medio natural ya que ambos fluidos son tratados como no mezclables, siendo además las condiciones hidrológicas de carácter dinámico en lugar de totalmente estáticas. En este sentido, en condiciones dinámicas la lente de agua dulce posee un mayor grosor, puesto que la elevación del nivel piezométrico determina la posición de la interfase según las líneas equipotenciales (ver Figura 54a), y no siguiendo trayectorias verticales como sucede en un medio estático.

Por otra parte la interfase entre aguas continentales y marinas no se presenta como una discontinuidad abrupta; de hecho es una zona de transición — *mixing zone*, *transition zone* o *dispersion zone*, según los distintos autores de habla inglesa— en la que la hidrodinámica del acuífero implica el flujo tierra adentro de agua marina, con la ulterior descarga de agua salobre en la línea de costa (Figura 54b). Esta zona de mezcla es muy activa geoquímicamente (BACK *et al.*, 1984; SMART & WHITAKER, 1991), a causa del carácter no lineal de la solubilidad de los minerales implicados, en función de variables como la salinidad o la presión parcial de CO₂. La mezcla simple de soluciones continentales y marinas saturadas en calcita y/o aragonito, dentro de rangos de salinidad comprendidos entre el 10% y el

60% de agua marina, da lugar a condiciones de subsaturación en carbonatos (Figura 55) tal como ha sido observado en acuíferos de Florida y Yucatán (PLUMMER, 1975; HANSHAW & BACK, 1979).

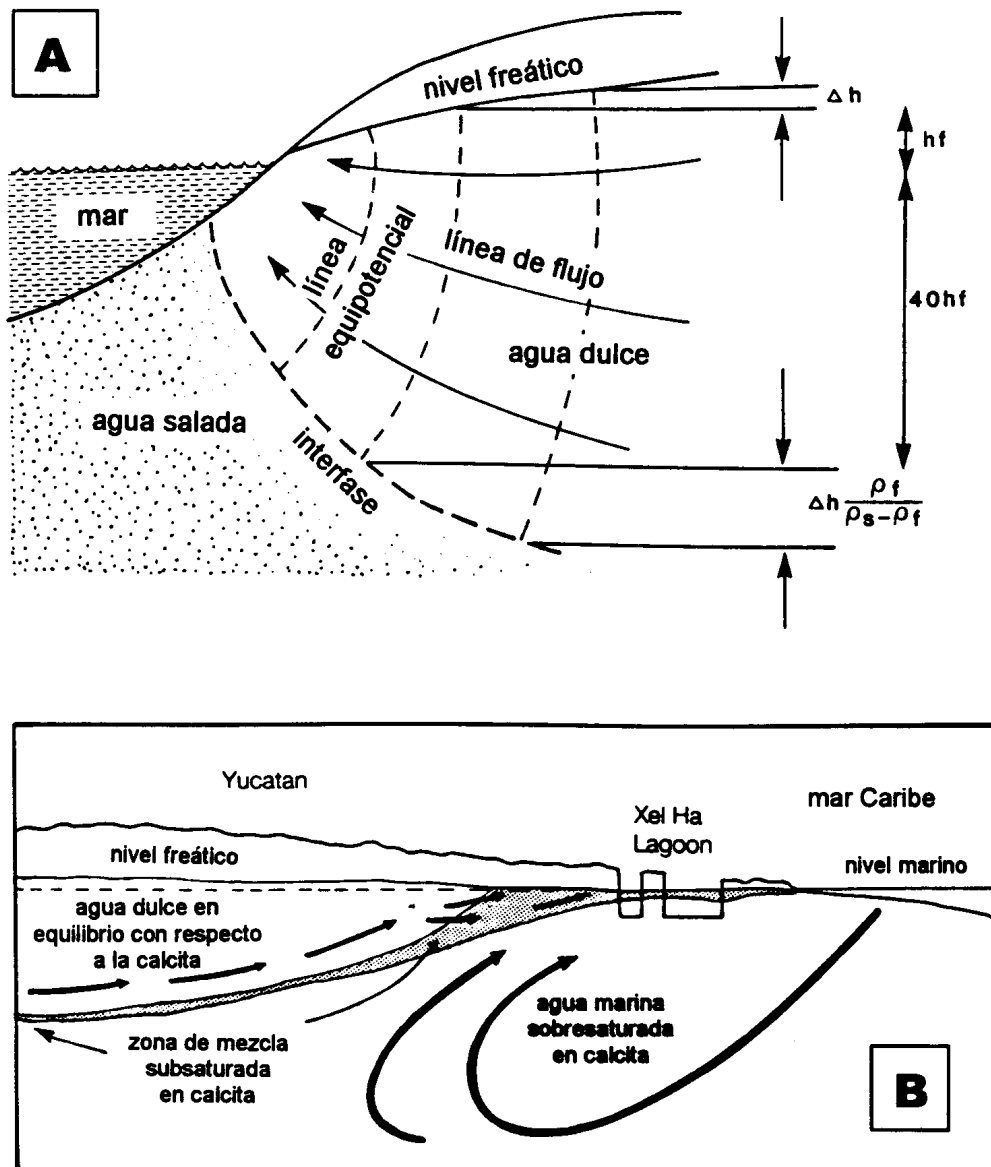


Figura 54: El funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos costeros carbonatados.

A: Ilustración del principio de Ghyben-Herzberg bajo condiciones hidrodinámicas (según FORD & WILLIAMS, 1989). Ver explicación en el texto.

B: Sección esquemática que muestra la descarga de agua salobre, procedente de la zona de mezcla entre aguas continentales y marinas, en el karst costero de Yucatán (México). Según BACK *et al.* (1984).

Esta agresividad ligada a la zona de mezcla costera se ve afectada por factores diversos de signo físico-químico (temperatura, $p\text{CO}_2$, pH...), así como por otros condicionantes hidrodinámicos o geomorfológicos (SANFORD & KONIKOW, 1989) entre los que se cuenta la magnitud del flujo subterráneo, o la estabilidad espacial de la zona de mezcla controlada por las fluctuaciones del nivel marino. Otros factores que influyen en la circulación subterránea, dentro de las plataformas costeras carbonatadas, son las diferencias de densidad de los fluidos en función de sus diversas salinidades y temperaturas, así como las variaciones de los gradientes hidráulicos ocasionadas por la incidencia de las mareas (WHITAKER *et al.*,

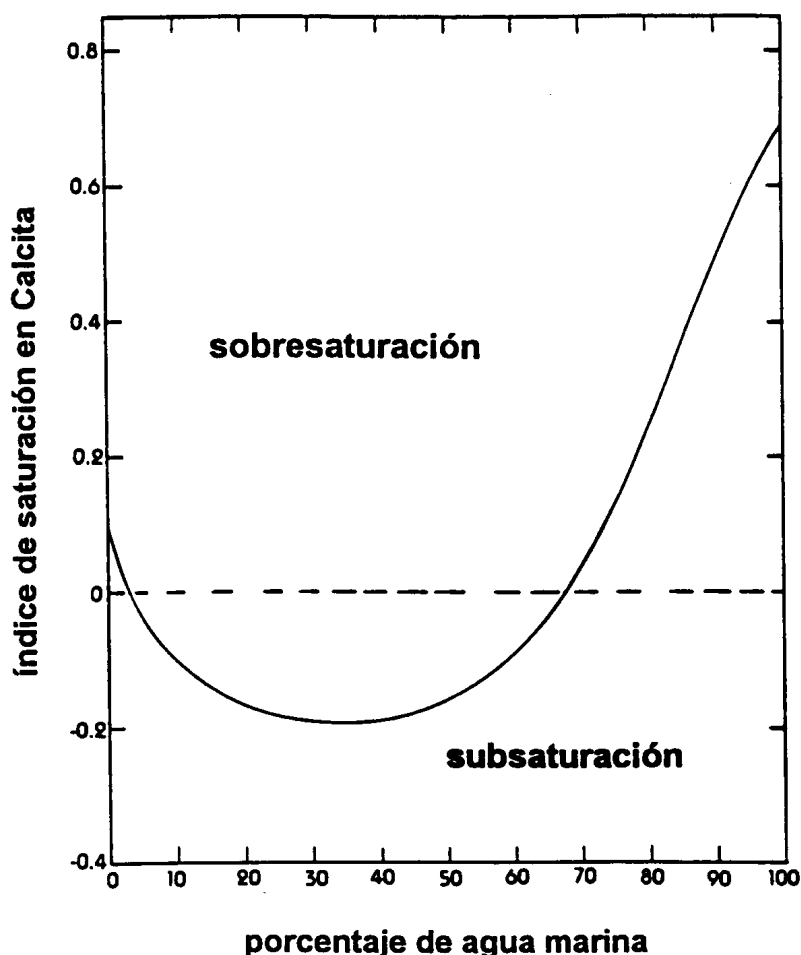


Figura 55: Variación del índice de saturación con respecto a la Calcita, en función del porcentaje de agua marina presente en las aguas subterráneas de Yucatán (México). Según PLUMMER (1975).

1994). En su conjunto, la zona de transición entre aguas continentales y marinas constituye un ambiente geoquímico e hidrodinámico muy específico, en el cual puede participar también la actividad bacteriana como mecanismo

susceptible de incrementar la agresividad de las aguas, ya sea mediante la producción de CO₂ o también la reducción de sulfatos, en condiciones anaeróbicas, con la consecuente producción de H₂S (SMART *et al.*, 1988).

En suma la zona de mezcla, con su particular comportamiento geoquímico, es el escenario de intensos procesos de disolución y creación de porosidad, que pueden resultar en la excavación de horizontes espeleogenéticos preferenciales dentro del seno de dicho ambiente freático costero. El papel geoquímico de esta zona de transición no se limita a la creación de porosidad secundaria, sino que se manifiesta también en forma de procesos diagenéticos tales como la dolomitización por reemplazamiento (PLUMMER, 1975; HANSHAW & BACK, 1979; SMART & WHITAKER, 1991). Todos estos mecanismos de redistribución de la porosidad en las rocas calcáreas conllevan importantes consecuencias hidrogeológicas, las cuales se materializan en repercusiones geomorfológicas diversas (BACK *et al.*, 1984; PALMER, 1984), que afectan tanto al modelado litoral de las áreas carbonatadas —formación de pequeñas calas y otras morfologías de la línea de costa— como a su endokarstificación —establecimiento de horizontes espeleogenéticos—.

5.3.2. Particularidades de la espeleogénesis

Una vez explicados, muy por encima, los fundamentos geoquímicos que justifican la agresividad asociada a la zona de mezcla litoral, así como las generalidades de la hidrogeología en los acuíferos costeros, es el momento de ocuparnos de la espeleogénesis en aquellos territorios calcáreos cuyo modelado se halla condicionado por la proximidad a la línea de costa. Desde una perspectiva del todo teórica, la creación de porosidad por parte de aguas salobres —en el seno de la zona de transición entre aguas continentales y marinas— se ha de traducir por fuerza en la instauración de procesos espeleogenéticos más o menos importantes, que pueden tener lugar durante momentos de estabilización del nivel marino lo

suficientemente duraderos. Las investigaciones desarrolladas en diversos puntos del planeta apoyan de hecho estas previsiones, tal como se verá a continuación.

A partir de sus trabajos en las Bahamas, MYLROIE & CAREW (1988, 2000) distinguen en las islas carbonatadas dos zonas espeleogenéticas principales: por una parte la *haloclina*, o interfase a lo largo de la cual se produce la mezcla entre aguas freáticas dulces y aguas marinas, y por otro lado la zona *epifreática*, donde acontece la mezcla entre aguas de infiltración vadosas y aguas freáticas dotadas ambas de contenidos diferentes en CO₂. Así pues, el desarrollo de cuevas de disolución en los acuíferos kársticos costeros depende básicamente de la caracterización geoquímica observable en el perfil de la lente de agua dulce y las zonas de mezcla asociadas a ella, quedando además supeditado a la posición espacial de dicha lente, la cual se encuentra sometida a variaciones de carácter glacio-eustático (Figura 56). En este último aspecto, han sido numerosas las investigaciones que han relacionado la presencia de niveles diferenciados de cavidades costeras de disolución, localizadas a alturas diversas, con paleoniveles marinos pleistocénicos (MYLROIE & CAREW, 1988; PALMER, 1984; PROCTOR, 1988).

Centrándonos de nuevo en las Bahamas, MYLROIE & CAREW (1990) proponen un modelo espeleogenético específico (*flank margin model of cave development*), de validez general para plataformas carbonatadas litorales; este modelo daría cuenta de la génesis de determinados sistemas espeleológicos —cuya ubicación altimétrica viene controlada por la posición del nivel marino— dispuestos marginalmente en la periferia de las islas calcáreas, allí donde se produce la descarga del acuífero costero. Estos autores documentan cuevas de estas características excavadas en eolianitas del Pleistoceno Superior (subestadio isotópico 5b; 85 ka B.P.), que han debido generarse en lapsos de tiempo tan breves como 5-10 ka (MYLROIE & CAREW, 1986). Las cuevas de disolución freática en la franja marginal costera, descritas por MYLROIE *et al.* (1991), pueden alcanzar volúmenes notables, incluso superiores a los 14.000 m³; las tasas de excavación

endokárstica deducidas por estos autores son del orden de 0,5 m³/año, cifra que da cuenta de la gran relevancia de la actividad geoquímica en la zona de mezcla litoral.

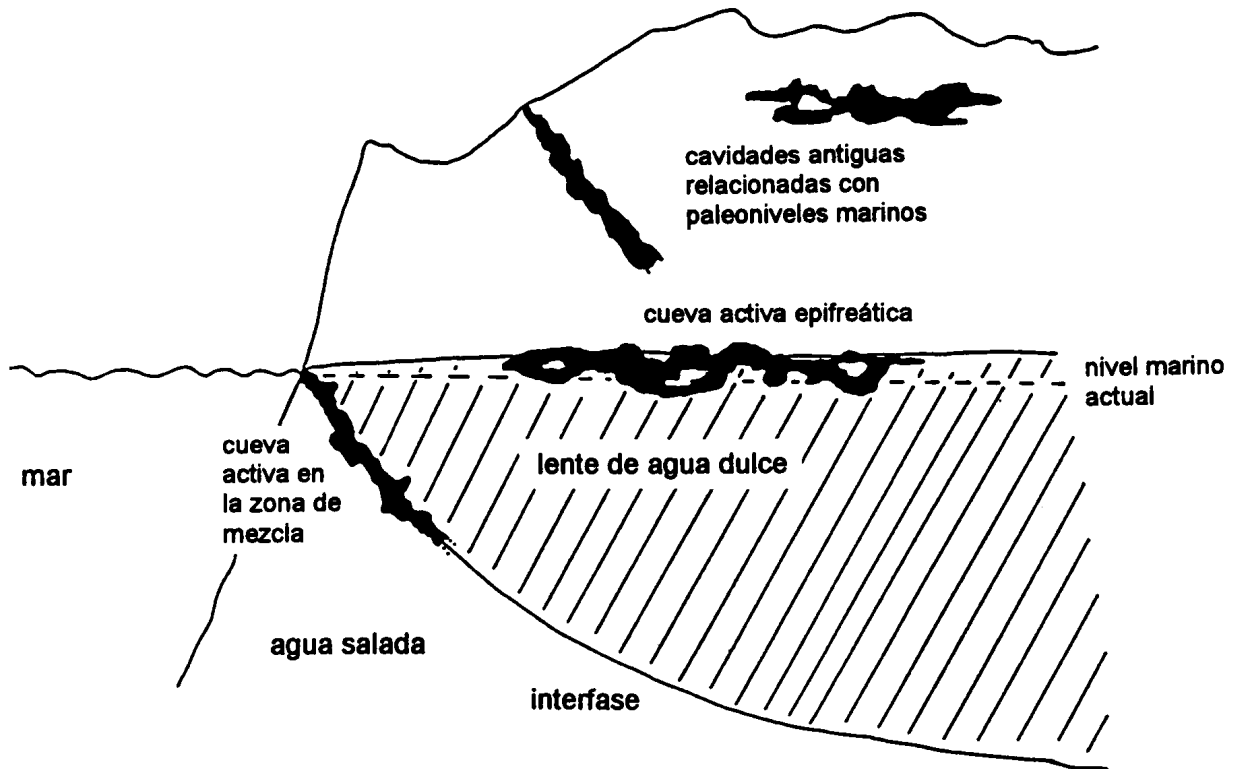


Figura 56: Representación esquematizada de las zonas preferenciales de espeleogénesis en los acuíferos kársticos costeros (según MYLROIE & CAREW, 1988; modificado).

Obsérvese cómo las cavidades subterráneas de disolución —ya sean epifreáticas o ligadas a la zona de mezcla— pueden ser usadas para la determinación de antiguos niveles marinos, correspondientes al momento en que tuvo lugar la génesis de estas formas endokársticas.

En otros ámbitos territoriales han sido estudiados también fenómenos similares a los que estamos tratando. Por ejemplo, PALMER (1984) menciona en las Bermudas la existencia de una delgada capa de aguas salobres, que resulta agresiva en momentos de alta infiltración. En esta área geográfica se han originado cuevas a diferentes cotas, que se relacionan con antiguas estabilizaciones elevadas del nivel marino durante episodios interglaciales; la excavación de estos horizontes espeleogenéticos debe haber ocurrido en lapsos temporales más bien cortos, pero de al menos 10 ka. En un contexto radicalmente diferente, CRAIG (1988) estudia la

paleokarstificación en materiales dolomíticos del Pérmico en Yates (U.S.A.), describiendo patrones espeleogenéticos que atribuye a lentes de aguas freáticas costeras y a las zonas de mezcla asociadas a ellas. El patrón lenticular de las paleocavidades observadas en estos campos petrolíferos de Texas, es del todo similar al esquematizado en la Figura 56.

Lamentablemente, en el caso del Levante de Mallorca no es posible distinguir la existencia de horizontes preferenciales de espeleogénesis, que puedan ser relacionados con paleoniveles marinos plio-pleistocénicos. En el capítulo que ha sido dedicado al endokarst del área en estudio, hemos podido argumentar cómo los vacíos iniciales —que han dado lugar a las numerosas cuevas del Migjorn— deben haber estado situados bastante por debajo del presente nivel marino. Esta argumentación se basa, de una parte, en que la evolución vadosa experimentada por estas cavidades subterráneas implica su crecimiento y emigración antigravitacional, estando, por otro lado, sus actuales cotas inferiores a profundidades de hasta -30 metros con respecto al actual nivel del Mediterráneo (GRÀCIA *et al.*, 2000); en consecuencia, el presunto horizonte espeleogenético primigenio debió haberse generado en su momento, presumiblemente, a una altitud inferior a la cota negativa citada.

En base a los datos espeleocronológicos que se han ido e irán exponiendo a lo largo de esta memoria, es plausible relacionar las fases principales de la espeleogénesis en la costa oriental de la isla con alguna o algunas importantes estabilizaciones marinas de signo regresivo —de al menos 25 metros de magnitud—, ocurridas tal vez en el Pleistoceno Inferior o, con más probabilidad, en el Plioceno. La excavación de este importante horizonte espeleogenético primigenio podría ser sincrónica con la principal fase de incisión fluvial que generó la red de barrancos, encajados en la plataforma del Mioceno Superior del Sur y Sureste de la isla. El posicionamiento temporal de este presunto gran evento geomórfico dista mucho de estar bien establecido por el momento, pudiendo corresponder a algún evento frío y con precipitaciones abundantes acontecido con anterioridad al Pleistoceno Medio; ésta es la edad mínima propuesta por

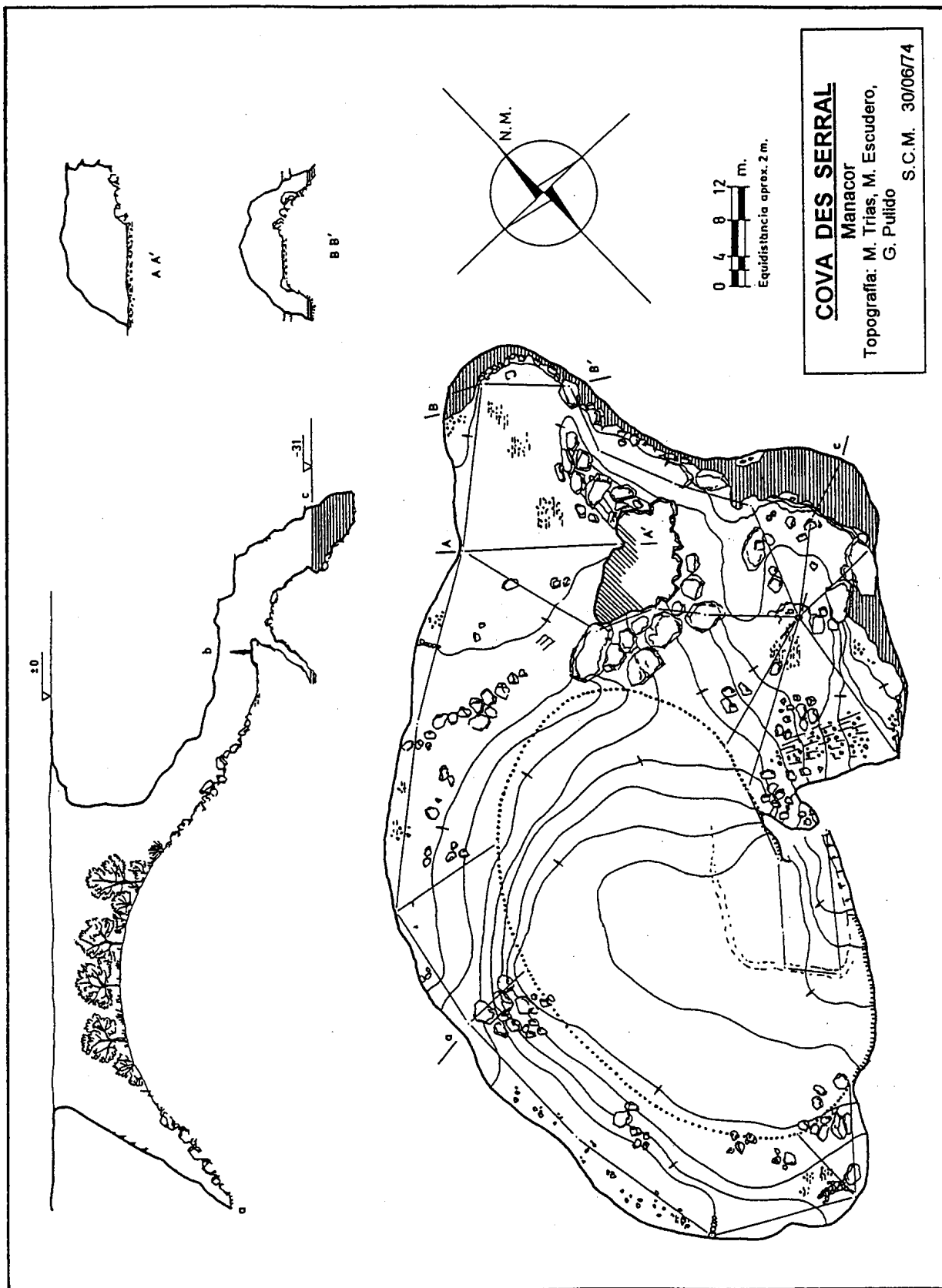


Figura 57: Topografía inédita de la Cova des Serral (Manacor), reproducida por cortesía de Miquel TRIAS.

Las cotas inferiores de la cavidad se hallan ocupadas por lagos de aguas freáticas salobres, establecidos en correspondencia con el actual nivel del Mediterráneo.

ROSSELLÓ-VERGER (1995, 1998) para la incisión de la red fluvio-torrencial del mediodía de Mallorca, cronología que podría estar subestimada si nos atenemos al estadio evolutivo y las evidencias espeleocronológicas aportadas por el endokarst del Migjorn.

Los mecanismos de endokarstificación, que han afectado a los materiales calcáreos aflorantes en el litoral oriental de nuestra isla —sobre todo a los depósitos calcareníticos del Mioceno Superior—, han dado lugar a un funcionamiento hidrológico actual basado en la doble porosidad (BAYO *et al.*, 1986). La elevada porosidad intergranular del Mioceno postorogénico sería responsable de un comportamiento hidrodinámico en cierto modo similar al de un acuífero isotrópico, llevando a su cargo la función capacitiva o de almacenamiento; por otro lado la porosidad secundaria resultante de la disolución kárstica, ejercida siguiendo las pautas de fisuración, respondería en buena medida de la función transmisiva del sistema, mediante el establecimiento de redes de drenaje eficientes.

5.3.3. Algunos datos geoquímicos de las cavidades investigadas

La primera consecuencia espeleomorfológica derivada de la hidrología particular de los karsts costeros consiste en la presencia de lagos de aguas salobres, que ocupan las cotas inferiores de las cavidades litorales (Figura 57). Este episodio de inundación parcial obedece a la subida postglacial del nivel marino, que ha implicado el consiguiente ajuste altimétrico de las aguas freáticas litorales. En estos lagos hipogeos controlados por la posición de la superficie de las aguas marinas —y que experimentan por tanto fluctuaciones menores, como las mareas— se ha efectuado la medición de determinados parámetros físico-químicos, de cara a aportar algunos datos básicos acerca de su caracterización geoquímica; en particular, se incidirá en la repercusión que la distancia a la línea de costa tiene en la magnitud de las variables medidas.

localidad	lago	muestra	distancia al mar (m)	T (° C)	pH	C (µS/cm)	TSD (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)
agua del mar	—	AM	0	25	8,2	—	—	10768,0	399,1	412,3	1292,0	141,7	2712,0	19353,0
Cova des Drac de Cala Santanyí	sala de entrada	CS-A1	58	17,6	7,0	40500	20000	8379,6	311,9	412,8	977,1	212,5	1733,8	18655,5
Cova den Passol	Sifó des Crancs	PS-A1	119	18,7	7,7	15500	7780	2849,0	100,6	252,5	336,6	202,3	567,8	6168,3
	Sifó des Somnis	PS-A2	187	18,9	7,3	14350	7810	2681,4	95,6	286,6	336,6	303,5	573,4	5911,3
Cova des Pas de Vallgornera	Platja des Fòssils	VL-A1	400	19,4	7,3	9140	4590	1843,5	65,4	153,4	215,3	264,0	362,2	3419,8
	s'Amfiteatre	VL-A2	400	19,6	7,5	6810	3430	1374,2	52,3	133,9	176,7	278,2	254,6	2719,0
Cova de sa Gleda	sala de entrada	GL-A1	1475	13,4	7,5	5920	2999	1039,0	38,2	155,9	135,4	317,7	138,6	2098,6
pozo nº 1	—	PZ-1	3400	18	7,6	4530	—	640	24	170	99	219	258	1339
pozo nº 2	—	PZ-2	6000	18	7,9	2850	—	360	17	140	66	244	102	720

Tabla 12: Resultados de los análisis de aguas, efectuados en algunos lagos hipogeos de cuevas localizadas en el Migjorn de Mallorca.

A modo de comparación se han incluido también datos procedentes de dos pozos de la misma región kárstica, situados a mayor distancia de la línea de costa.

Parámetros físico-químicos de las aguas. En la Tabla 12 se reúnen los resultados de los análisis y mediciones, efectuados en los lagos de las cuevas costeras investigadas; una de ellas se halla fuera de nuestra área concreta de trabajo (Cova des Pas de Vallgornera, Lluçmajor), aunque dentro de la región kárstica del Migjorn. Para cada muestra se indica la temperatura y el pH, medidos in situ, al igual que la conductividad y salinidad total, cuantificadas por medio de un conductivímetro portátil. Asimismo han sido determinadas, en el laboratorio, las concentraciones de los siguientes iones: Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} y Cl^- . Todos los valores corresponden a la franja superficial del agua de los lagos, indicándose en cada caso la distancia desde el punto de recolección a la línea de costa.

La determinación de los cationes Na^+ y K^+ ha sido efectuada mediante espectrofotometría de emisión a la llama, mientras que la cantidad de Ca^{2+} y Mg^{2+} se ha obtenido realizando análisis cuantitativos volumétricos clásicos, al igual que para los aniones HCO_3^- y Cl^- . El SO_4^{2-} ha sido determinado por fotometría de absorción en el espectro visible. Más precisiones sobre las técnicas analíticas empleadas, y sus fundamentos teóricos, pueden consultarse en PAZZELLI (1999) quien expone con detenimiento la metodología de laboratorio aplicada, la cual no será objeto de nuestra atención.

Es interesante destacar los altos valores que presentan las variables analizadas en aquellas localidades más próximas al litoral, siempre en clara relación inversa a la distancia del punto de muestreo con respecto a la línea de costa. Para observar mejor esta tendencia, aparte de los datos correspondientes a las aguas de las cuatro cavidades muestreadas y también al agua marina, se incluyen en la Tabla 12 los valores procedentes de dos pozos de la misma zona kárstica del Migjorn, pero situados hasta 6 kilómetros tierra adentro (ITGE-98, *com. pers.*). La localización de las cavidades y sus coordenadas UTM aparecen reflejadas en la Figura 52 y la Tabla 10, salvo la Cova des Pas de Vallgornera

(Llucmajor) definida por estas coordenadas: 489.205 / 4.357.705 - 22. Los pozos reseñados se hallan en los municipios de Llucmajor y Santanyí, siendo su situación la siguiente: pozo nº 1, 494.800 / 4.360.700 - 35; pozo nº 2, 509.000 / 4.358.400 - 70.

En la Figura 58 se recogen seis diagramas que dan cuenta de los valores de otros tantos parámetros químicos (Total de Sales Disueltas, Na⁺, K⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻ y Cl⁻), grafados en función de la distancia que separa los lagos muestreados de la línea de costa. Los valores más elevados de las mencionadas variables se registran en la Cova des Drac de Cala Santanyí, que arroja por ejemplo concentraciones de cloruros del orden de 18.655,5 mg/l; de hecho se trata de un lago subterráneo que posee una comunicación casi directa con el mar abierto, presentando un quimismo cercano al del agua marina. Por contra, los valores mínimos han sido obtenidos en la Cova de sa Gleda (Manacor), abierta a casi 1,5 kilómetros del litoral, donde los cloruros alcanzaban cifras mucho menores (2.098,6 mg/l). En todos los casos se constata un decremento exponencial en las concentraciones de los elementos en solución arriba citados, a medida que nos alejamos del litoral propiamente dicho; el coeficiente de correlación de las curvas de regresión calculadas es siempre muy alto (>0,85), existiendo por tanto una dependencia muy fuerte de los parámetros medidos con respecto a la variable de localización, constituida por la proximidad a la costa.

Los datos expuestos ponen en evidencia que las aguas de los lagos hipogeos más cercanos al litoral se ven totalmente afectadas por los procesos de mezcla entre aguas continentales y marinas, los cuales son reconocibles hasta incluso algún kilómetro hacia el interior de la isla (Figura 58). Sólo los valores documentados en el pozo nº 2 —localizado a unos 6 kilómetros de la costa— serían representativos de la presencia de una lente de agua dulce ajena, por el momento, a los efectos de la intrusión marina (ver Tabla 12). En su conjunto, las aguas de los lagos subterráneos analizados entrarían en la categoría de las aguas enriquecidas en cloruros y sulfatos alcalinos.

La concentración del catión K^+ ha sido empleada para realizar una estimación del porcentaje de agua marina en el sistema geoquímico (Figura

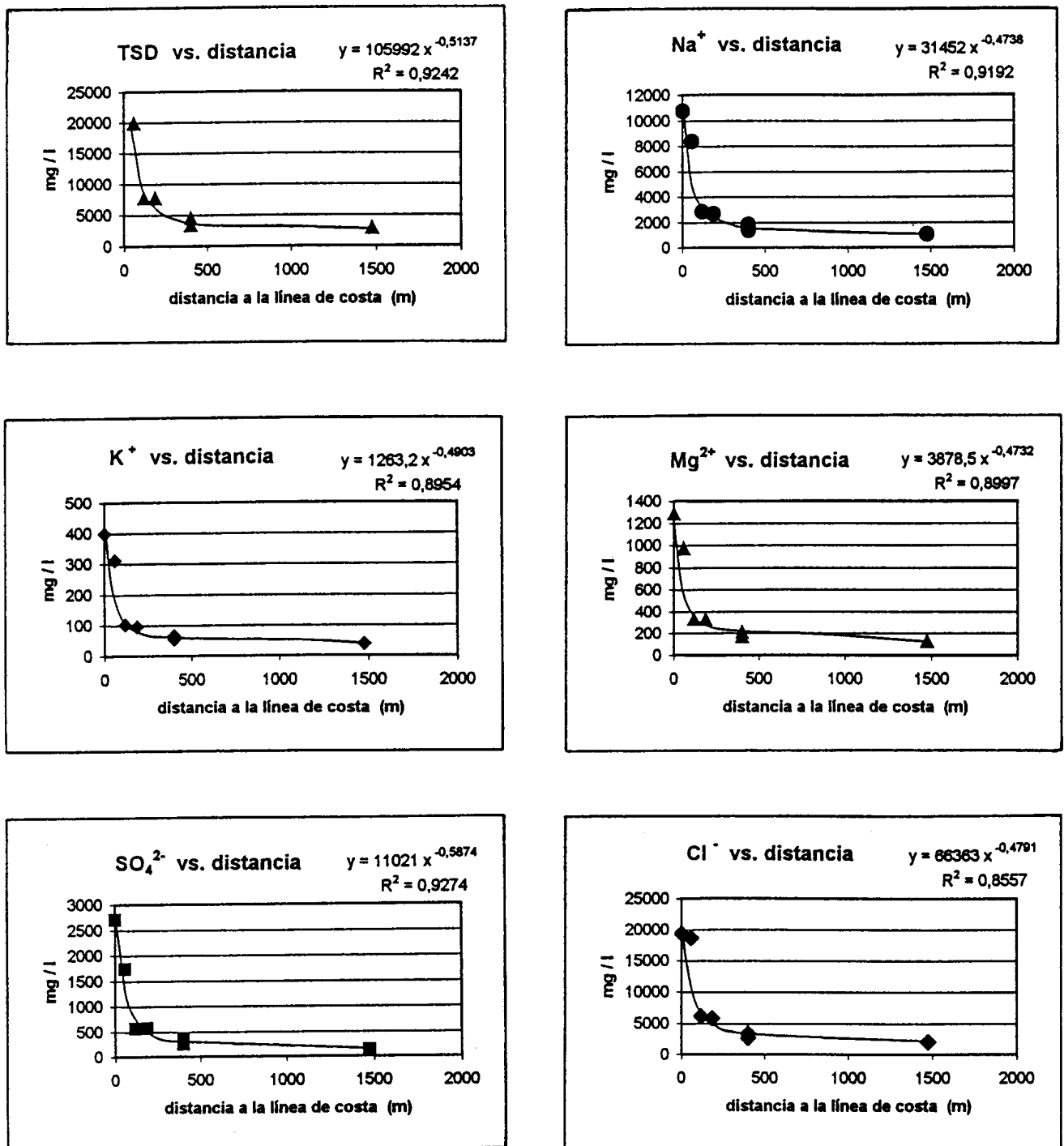


Figura 58: Concentraciones de TSD (total de sales disueltas), Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-} y Cl^- en las aguas de los lagos subterráneos, en función de su distancia con respecto a la línea de costa. Para cada diagrama se indica la ecuación de la curva de regresión y el coeficiente de correlación.

59), utilizando las aguas del pozo nº 2 (PZ-2) y del mar (AM) a modo de valores extremos y suponiendo que la presencia del citado catión se comporta como una función lineal de la proporción de agua marina. Los resultados que se desprenden oscilan entre casi un 80 % de agua salada en el caso de la Cova des Drac de Cala Santanyí (situada a unos 50 metros de la costa), hasta tan sólo un 5 % en la Cova de sa Gleda (Manacor) ubicada a 1,5 kilómetros del litoral. En localidades como la Cova den Passol (Felanitx), sita a algo más de un centenar de metros de la línea de costa, el porcentaje estimado de agua marina supera el 20 %. Aunque se trate de datos estimativos, la proporción de agua del mar presente en los acuíferos costeros de la Mallorca oriental ha de poseer un comportamiento análogo al conjunto de variables descritas en la Figura 58, mostrando un incremento exponencial en función de la proximidad a la costa.

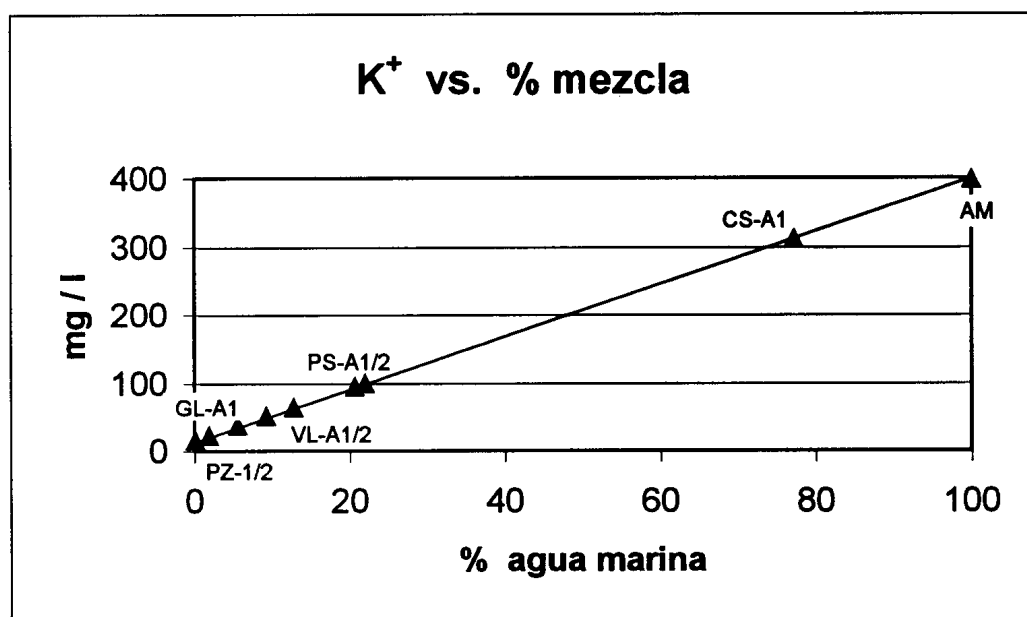


Figura 59: Proporción de mezcla entre agua dulce y agua marina, estimada a partir de la concentración del catión K⁺.
Obsérvese cómo el porcentaje de agua marina aumenta hacia la derecha, a medida que disminuye la distancia a la línea de costa (ver Tabla 12).

Perfiles de conductividad. Se ha procedido a la elaboración de perfiles verticales de conductividad en los lagos de la Cova de Cala Varques A, en el municipio de Manacor, cavidad que se abre a unas pocas decenas de metros

de la línea de costa (ver datos sobre su localización en la Figura 52 y la Tabla 10). Los perfiles efectuados alcanzan hasta una profundidad de 7 metros, habiéndose realizado un total de dos de ellos en situaciones estival e invernal respectivamente (Figura 60). Para eventuales comparaciones, algunos datos de salinidad obtenidos a diferentes profundidades, en lagos de cavernas de las Baleares, pueden ser consultados en GINÉS (1983) y JAUME (1995); estos autores reportan rangos de salinidad que van desde el 1 al 13 ‰ en superficie, alcanzando valores superiores al 30 ‰ a 2-3 metros de profundidad según las cavidades.

Los dos perfiles realizados se desenvuelven en su totalidad a lo largo de la zona de mezcla litoral, presentando magnitudes mínimas de conductividad en las aguas superficiales del lago, pero con cifras siempre por encima de los 5.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Los valores próximos a los del agua marina ($> 40.000 \mu\text{S}/\text{cm}$) se alcanzan a -4 metros de profundidad en condiciones de verano, y a unos -5 metros en el perfil efectuado en invierno; esta circunstancia sería el resultado de un importante aporte invernal de aguas meteóricas, el cual desplazaría a mayor profundidad la interfase entre aguas continentales y marinas.

En ambos perfiles (Figura 60) se pueden apreciar dos rupturas de pendiente, observables entre 10.000-20.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 30.000-40.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, que es factible relacionar con una acentuada estratificación de las aguas subterráneas a causa de gradientes de densidad de los fluidos, controlados por factores como la salinidad y/o la temperatura. El perfil obtenido en condiciones de invierno presenta una pendiente general relativamente constante, al tiempo que los dos escalones mencionados aparecen bastante suavizados; ambas circunstancias se explicarían asimismo en base a la mayor entrada de aguas meteóricas en el sistema, a causa de las altas precipitaciones otoño-invernales.

Los perfiles de conductividad aportados —junto con los demás parámetros físico-químicos medidos en los lagos de las cavidades—

denotan que la zona de mezcla litoral, en el Levante de Mallorca, es sin duda un ambiente geoquímico complejo, espacialmente importante en razón tanto de su espesor como de la penetración tierra adentro de los fenómenos de intrusión marina. Queda por dilucidar la trascendencia espeleogenética y

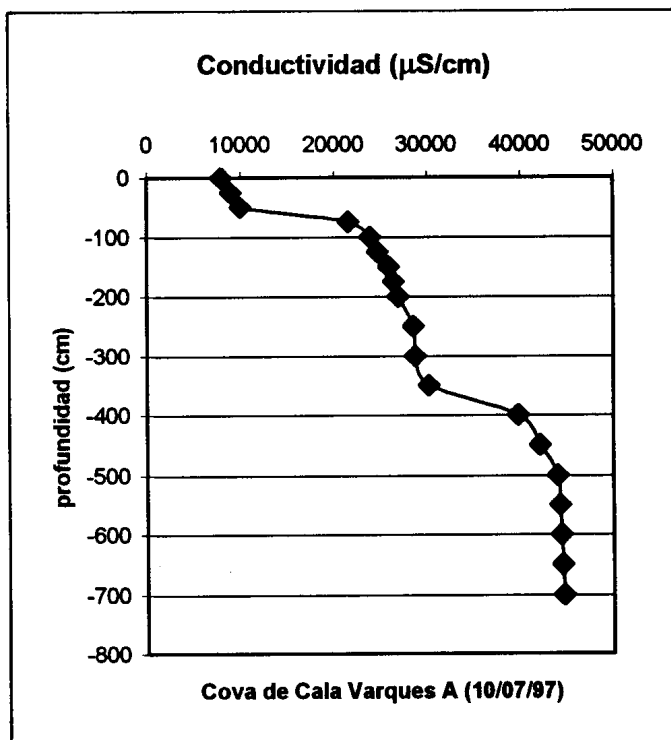
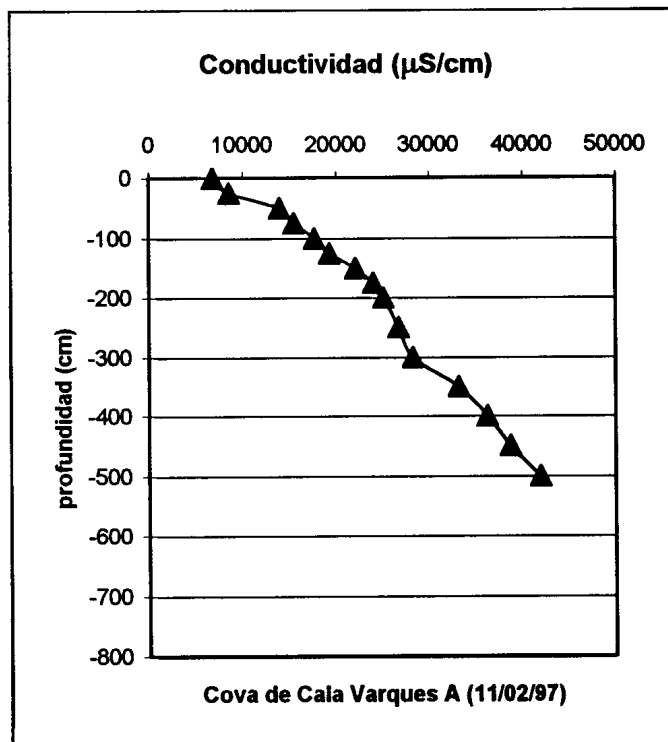


Figura 60:
Perfiles de conductividad
obtenidos en los lagos de la
Cova de Cala Varques A
(Manacor), en condiciones
estivales e invernales.



diagenética de este ambiente freático en el momento presente, ya que hasta la fecha las investigaciones sobre estas materias han sido más bien escasas (HERMAN *et al.*, 1985, 1986; PRICE & HERMAN, 1991).

Índices de Saturación calculados. Para cada lago analizado se ha procedido a calcular el Índice de Saturación del agua con respecto a la calcita y al aragonito —S.I._(c) y S.I._(a), respectivamente— habiéndose recogido los resultados en la Tabla 13. El cálculo de estos índices ha tenido en cuenta diversas características físico-químicas medidas en las aguas, como son la alcalinidad total, la concentración de Ca²⁺ disuelto, el pH y la temperatura, siendo necesario conocer también la fuerza iónica de la solución, la cual ha podido ser estimada a partir de la conductividad; el interesado podrá obtener en PAZZELLI (1999) algunas precisiones teóricas sobre el método empleado para dicho cálculo.

Los índices de saturación, referidos a las dos especies minerales de carbonato de calcio (calcita y aragonito), son indicativos de la tendencia de un agua a precipitar o disolver los mencionados minerales: las aguas subsaturadas (S.I. <0) podrán disolver CaCO₃, mientras las sobresaturadas (S.I. >0) tenderán a precipitarlo. De todos modos este parámetro no debe ser considerado como un indicador de absoluta fiabilidad, en cuanto a la tendencia geoquímica de una determinada agua, puesto que ha de tenerse presente la existencia de numerosos factores adicionales los cuales inciden en los complejos equilibrios del sistema H₂O — CaCO₃ — CO₂. Así pues, el enriquecimiento en Mg puede favorecer la precipitación de aragonito, mientras que la presencia de fosfatos, por ejemplo, es susceptible de inhibir la precipitación de calcita (RAO & ADABI, 1992; RAO, 1996). Por otra parte la adición de iones como Na⁺, K⁺ y Cl⁻ a un agua rica en bicarbonatos aumenta la solubilidad del carbonato de calcio, aunque este efecto resulta condicionado a su vez por la presión parcial del CO₂. Manteniendo constantes las otras variables, a un cierto porcentaje de mezcla de agua marina le corresponden índices de saturación decrecientes a medida que se

incrementa la $p\text{CO}_2$ considerada (PLUMMER, 1975); queda claro de esta forma cómo la mezcla de agua marina, junto con la presión parcial del CO_2 , tienen un papel decisivo en el índice de saturación de las aguas freáticas litorales.

<i>cavidad</i>	<i>lago</i>	<i>muestra</i>	S.I. (c)	S.I. (a)
Cova de sa Gleda	sala de entrada	GL-A1	+0,32	+0,17
Cova den Passol	Sifó des Crancs	PS-A1	+0,45	+0,30
	Sifó des Somnis	PS-A2	+0,32	+0,17
Cova des Drac de Cala Santanyi	sala de entrada	CS-A1	+0,003	-0,10
Cova des Pas de Vallgornera	Platja des Fòssils	VL-A1	+0,05	-0,10
	s'Amfiteatre	VL-A2	+0,25	+0,10

Tabla 13: Se indican los índices de saturación con respecto a la calcita y al aragonito —S.I.(c) y S.I.(a), respectivamente— calculados para las aguas de algunos lagos subterráneos de cavidades sitas en el Migjorn de Mallorca.

De entre los lagos examinados, los de la Cova den Passol (Felanitx) y la Cova de sa Gleda (Manacor) arrojan índices de saturación respecto a la calcita (S.I.(c)) mayores de +0,30 (ver Tabla 13), y se está produciendo en ellos deposición de CaCO_3 bajo la forma de calcita flotante. En este sentido, FORD & WILLIAMS (1989) mencionan que, para poder iniciarse la precipitación en una solución en equilibrio termodinámico, debe superarse un umbral energético (el potencial de nucleación) que estos autores sitúan en torno a valores de S.I. cercanos al +0,30. tal como sucede en estas localidades de la costa oriental de Mallorca. Los otros lagos analizados tienen valores positivos de S.I.(c), pero menores de +0,30; no hay presencia de calcita flotante, ni ningún otro tipo de precipitado observable a simple vista.

Los índices de saturación respecto al aragonito ($S.I._{(a)}$) son positivos en su mayoría, pero con magnitudes bastante bajas ($<+0,30$). Las condiciones son por lo tanto favorables en general para la deposición de calcita, existiendo dos localidades con valores negativos de $S.I._{(a)}$ en las que pueden darse procesos de disolución de aragonito.

Los datos expuestos ahora, al igual que los publicados con anterioridad por HERMAN *et al.* (1985, 1986) y PRICE & HERMAN (1991), no denotan la existencia de activos procesos de disolución en las aguas freáticas litorales del Migjorn de Mallorca. Al revés, es generalizada la situación de sobresaturación en calcita, siendo un hecho común observar láminas flotantes en la superficie de los lagos, a causa de la cesión de CO_2 a la atmósfera de las cavidades. Se constata, por otra parte, una cierta tendencia a la subsaturación en aragonito, pero con toda probabilidad existe en la roca de caja poco aragonito susceptible de ser disuelto todavía (HERMAN *et al.*, 1985); no en vano la roca ha estado expuesta de manera dilatada a la actividad geoquímica de la zona de mezcla, con la consiguiente disolución y creación de porosidad afectando principalmente a las masas coralinas aragoníticas.

Aunque la tónica actual observable en las aguas superficiales de los lagos subterráneos es la sobresaturación, las actividades de espeleobuceo realizadas en numerosas cuevas de la isla (GRÀCIA *et al.*, 2000) ponen de relieve la existencia, en profundidad, de horizontes hídricos en los que predomina la disolución. Éstos se hallan relacionados con zonas de mezcla bien estratificadas, las cuales se distinguen con facilidad por la turbidez que estos procesos otorgan a la visibilidad subacuática. Los horizontes de disolución, asociados a la interfase actual entre aguas continentales más o menos dulces y aguas marinas, afectan tanto a los materiales calcareníticos que albergan las cavidades, como a todo tipo de espeleotemas sumergidos en las aguas de estos lagos hipogeos. Las presentes observaciones no

demuestran la existencia de procesos activos de espeleogénesis, pero al menos corroboran la actividad presente de los mecanismos de disolución —y por tanto de creación de porosidad— en las zonas freáticas litorales del Migjorn de Mallorca.

5. 4. Cuevas marinas y capturas kárstico-marinas

Estos tipos de cavidades costeras han sido ya someramente tratados en algunos capítulos o apartados previos, siempre desde la perspectiva de sus características definitorias más generales. En este sentido, a lo largo del bloque de contenidos dedicado al endokarst se han expuesto los rasgos morfogenéticos principales de estas cuevas marinas y/o kárstico-marinas, así como su representación en las distintas regiones naturales inscritas en nuestra área de estudio; por otra parte, en un apartado precedente a éste (pero dentro del presente capítulo) nos hemos vuelto a ocupar de estas cuevas, analizándolas esta vez desde el punto de vista de las interacciones que se dan entre la karstificación y el modelado litoral.

En las páginas siguientes se procede a efectuar una nueva aproximación a estos fenómenos, destinada a complementar el marco morfogenético esbozado con anterioridad, intentando profundizar en las implicaciones espeleocronológicas que se desprenden del estudio geomorfológico de estas manifestaciones kárstico-costeras.

5.4.1. Las cuevas marinas

La Figura 61 nos muestra la topografía de una localidad muy representativa de esta clase de formas de erosión litoral: se trata de la Cova Gran, en las inmediaciones de Portocolom (Felanitx). Las cuevas marinas son unas cavidades que se originan como resultado de la erosión, en gran parte mecánica, asociada al ambiente altamente energético que caracteriza las costas acantiladas. La acción erosiva suele aprovechar zonas de debilidad de la masa rocosa (discontinuidades sedimentarias y/o

estructurales), viéndose favorecida también por la actuación de determinados procesos bioerosivos (SCHNEIDER, 1976; TRUDGILL, 1985). A su vez, desprendimientos de bloques rocosos, los cuales participan en el crecimiento volumétrico de la cavidad, contribuyen a conformar la apariencia con la que se presentan estas cavernas, cuya génesis —en principio— poco o nada tiene que ver con el proceso de karstificación (JENNINGS, 1985). Conviene dejar constancia de que FORTI (1993) efectúa una discusión del término *cueva marina* en la que desaconseja su aplicación a las morfologías de erosión litoral que estamos describiendo, reservándolo para designar las grandes cavernas de disolución asociadas a la mezcla de aguas continentales y marinas; como ya se ha indicado en el capítulo introductorio de esta memoria, estas últimas cavidades se considerarán originadas por una variante del proceso de karstificación, entendiéndose que el concepto de *cueva marina* es tan sólo aplicable a unas formas concretas de

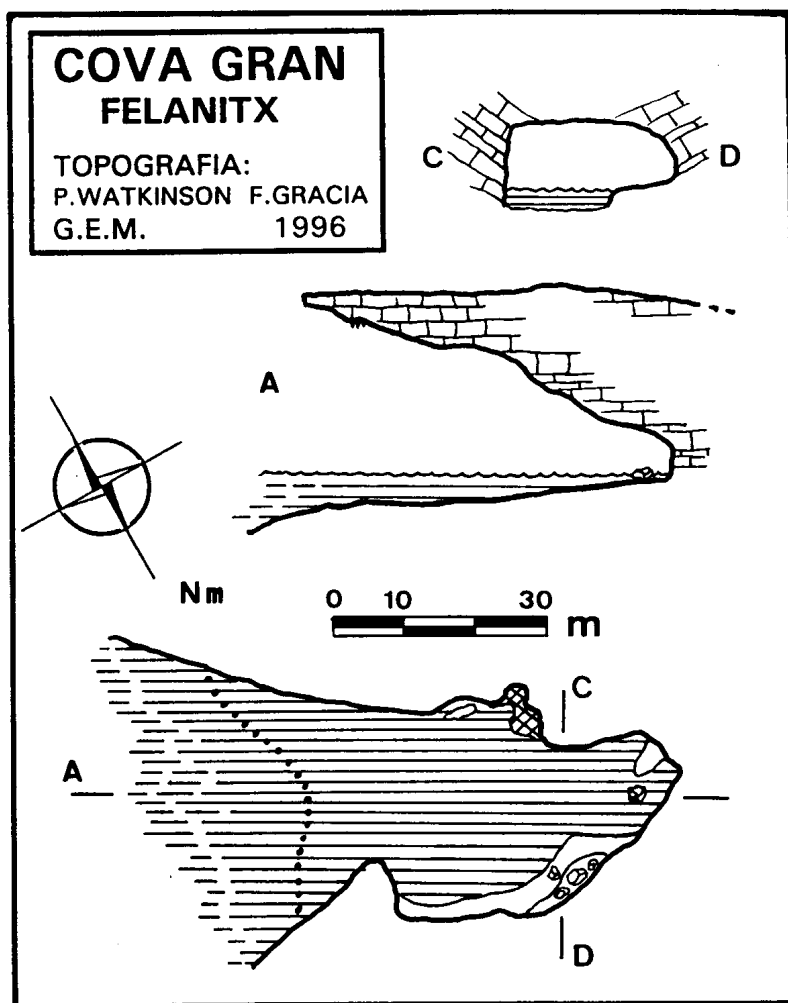


Figura 61:
Topografía de un ejemplar típico de cueva de génesis marina, localizada en las inmediaciones de Portocolom (según GRÀCIA *et al.*, 1997).

erosión restringidas a la línea de costa y que, además, son susceptibles de generarse también en litologías no calcáreas (BADIELLA *et al.*, 1992).

Las cuevas de génesis marina presentan aperturas situadas al nivel de la mar, en ocasiones de gran tamaño, que se resuelven en cavidades de dimensiones decrecientes cuya penetración en el interior de la masa rocosa suele ser de poca relevancia (GRÀCIA & VICENS, 1998). El suelo de estas cuevas posee una tendencia ascendente, estando ocupado por sedimentos marinos y abundantes bloques o cantos heterométricos trabajados por la fuerza del oleaje. Habitualmente las aguas marinas inundan la mitad inferior del perfil de la cavidad (ver Figura 42), en el caso de las formas subactuales; en estas cuevas activas, correspondientes al presente nivel marino, los espeleotemas suelen ser inexistentes, predominando las morfologías de erosión mecánica así como las de disolución biológicamente controlada.

El ejemplo concreto de la Cova Gran (Figura 61) puede corresponderse con una posible excavación marina postglacial, ya que su boca se localiza en la cota ± 0 . Aún así, no debe descartarse de ninguna manera que esta cavidad hubiese comenzado a generarse, y haya sido retrabajada, durante otros episodios de nivel marino semejante o superior al actual, como puede ser el último interglacial (estadio 5) o incluso algún evento anterior. Por encima del presente nivel del Mediterráneo, es frecuente en Mallorca la existencia de pequeñas cuevas marinas —situadas a altitudes diversas— relacionadas con rasas y plataformas de abrasión pleistocénicas (CUERDA, 1975); la información cronológica que han suministrado estos fenómenos es escasa, salvo cuando estas formas están asociadas a depósitos marinos con un contenido faunístico de valor cronoestratigráfico.

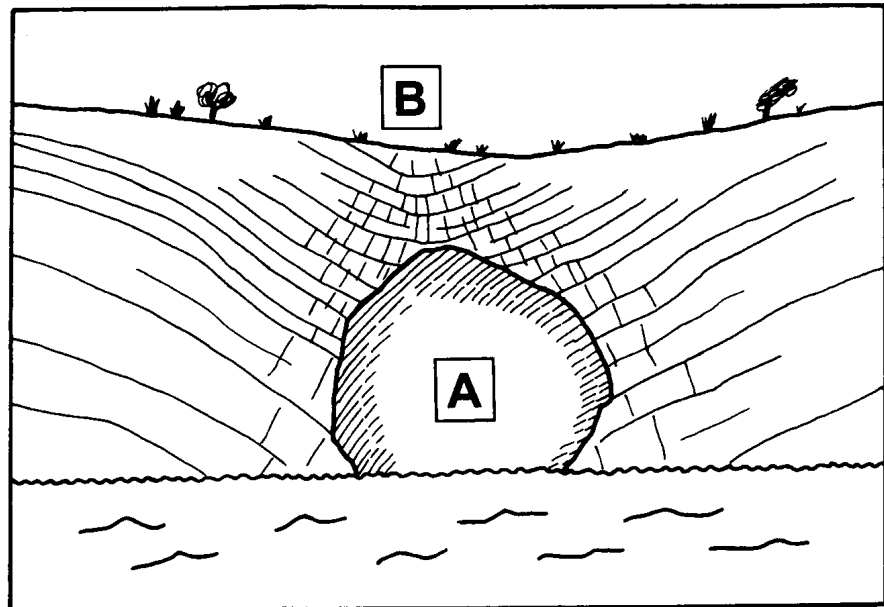
La existencia de esta clase de cavidades por debajo de la superficie de las aguas marinas ha sido reportada por GRÀCIA *et al.* (1997), quienes señalan la presencia de abundantes cuevas y plataformas de abrasión marina a una profundidad aproximada de -15 metros, en el sector de costa próximo a Portocolom. Como veremos más adelante, este dato concuerda

con las evidencias derivadas del estudio de las alineaciones de espeleotemas freáticos correspondientes a estabilizaciones negativas del nivel marino; a este respecto, adelantaremos aquí que han sido reconocidos hasta 20 paleoniveles de dichas cristalizaciones freáticas, a profundidades comprendidas entre -1,5 y -23 metros. Las edades obtenidas para esos paleoniveles marinos abarcan desde 63 ka hasta > 350 ka B.P., pudiéndose asegurar que durante los últimos 200 ka el nivel marino ha estado situado entre -14 y -16 metros en un mínimo de seis ocasiones. Esto supone que, durante dicho lapso temporal, el mar ha podido retrabajar sucesivas veces antiguas líneas de costa dispuestas en torno de la mencionada cota de -15 metros.

La incidencia de los colapsos paleokársticos. Las rocas calcáreas del Mioceno post-orogénico del Levante de la isla contienen unas estructuras paleokársticas que ya hemos descrito con cierto detalle. Básicamente estas evidencias de antiguas fases de karstificación se manifiestan en forma de vacíos de disolución que se producen en la Unidad Arrecifal, de edad Tortoniense, los cuales ocasionan la deformación y brechificación del Complejo Terminal suprayacente, de edad Messiniense (POMAR *et al.*, 1983a; FORNÓS & POMAR, 1983). Una interpretación detallada de estas estructuras de deformación, relacionadas con fenómenos de paleo-karstificación, puede consultarse en FORNÓS (1991, 1999) y FORNÓS *et al.* (1989a, 1995).

La existencia de estos colapsos tiene repercusiones claras en la formación de cuevas de génesis marina, si bien el papel que éstos juegan puede adquirir características ambivalentes e incluso antagónicas. Por un lado, el propio ejemplo que se ha descrito de la Cova Gran (GRÀCIA *et al.*, 1997) es bien esclarecedor de cómo la erosión marina ha explotado una amplia zona de debilidad constituida por la zona central del colapso paleokárstico, allí donde los materiales del Complejo Terminal ofrecen una mayor frecuencia de fracturación y una acusada brechificación; la Figura 62 recoge de modo esquemático la apariencia de esta localidad, la cual es del todo ilustrativa de la casuística que nos ocupa.

Figura 62:
Esquema
interpretativo de
la Cova Gran
(Felanitx),
efectuado a partir
de una fotografía
incluida en
GRÀCIA *et al.*
(1997).



Se trata de una cueva marina que aprovecha uno de los múltiples colapsos paleokársticos, existentes en el Mioceno Superior post-orogénico de la costa oriental de la isla. La altura del acantilado costero es próxima a los 25 metros.

- A: entrada de la cueva marina.
- B: sector muy fracturado y parcialmente brechado, perteneciente a la parte central del colapso.

En un contexto geológico casi idéntico —pero con unos resultados geomorfológicos más bien contrapuestos— se sitúan los abundantes colapsos paleokársticos existentes entre Mondragó y s'Estret des Temps, en el municipio de Santanyí. En este tramo de costa las chimeneas centrales de los colapsos configuran unos cuerpos verticales de brechas heterométricas, fuertemente cohesionadas por cemento calcáreo que rellena en su totalidad los amplios espacios inter-partícula de las zonas brechadas. El comportamiento de estos colapsos, frente a la erosión marina, es del todo diferente a lo expuesto al referirnos al ejemplo anterior, tal como se desprende de la observación de la Figura 63. Este gráfico nos aporta la topografía del gran colapso paleokárstico ubicado entre la Punta des Savinar y el Niu de s'Àguila, siendo factible comprobar que su chimenea central no se comporta como zona de debilidad sino que al contrario, y gracias a su acusada cementación, representa un área de mayor resistencia la cual queda reflejada en la trayectoria planimétrica de la línea de costa. En esta localidad, la acción erosiva marina se ha concentrado en los flancos laterales de la estructura paleokárstica, lugares donde se da una alta densidad de

fracturación ligada a la deformación de las capas calcáreas en las inmediaciones de la chimenea del colapso; de este modo se han generado dos cuevas marinas dispuestas a un lado y al otro de la chimenea central, las cuales aprovechan en particular las características facies de manglar que integran el Complejo Terminal, de edad Messiniense, en este tramo de nuestro litoral (FORNÓS & POMAR, 1983), afectando también en ocasiones a los niveles estromatolíticos suprayacentes dentro del citado Complejo Terminal. La formación de este par de cuevas marinas puede haber tenido

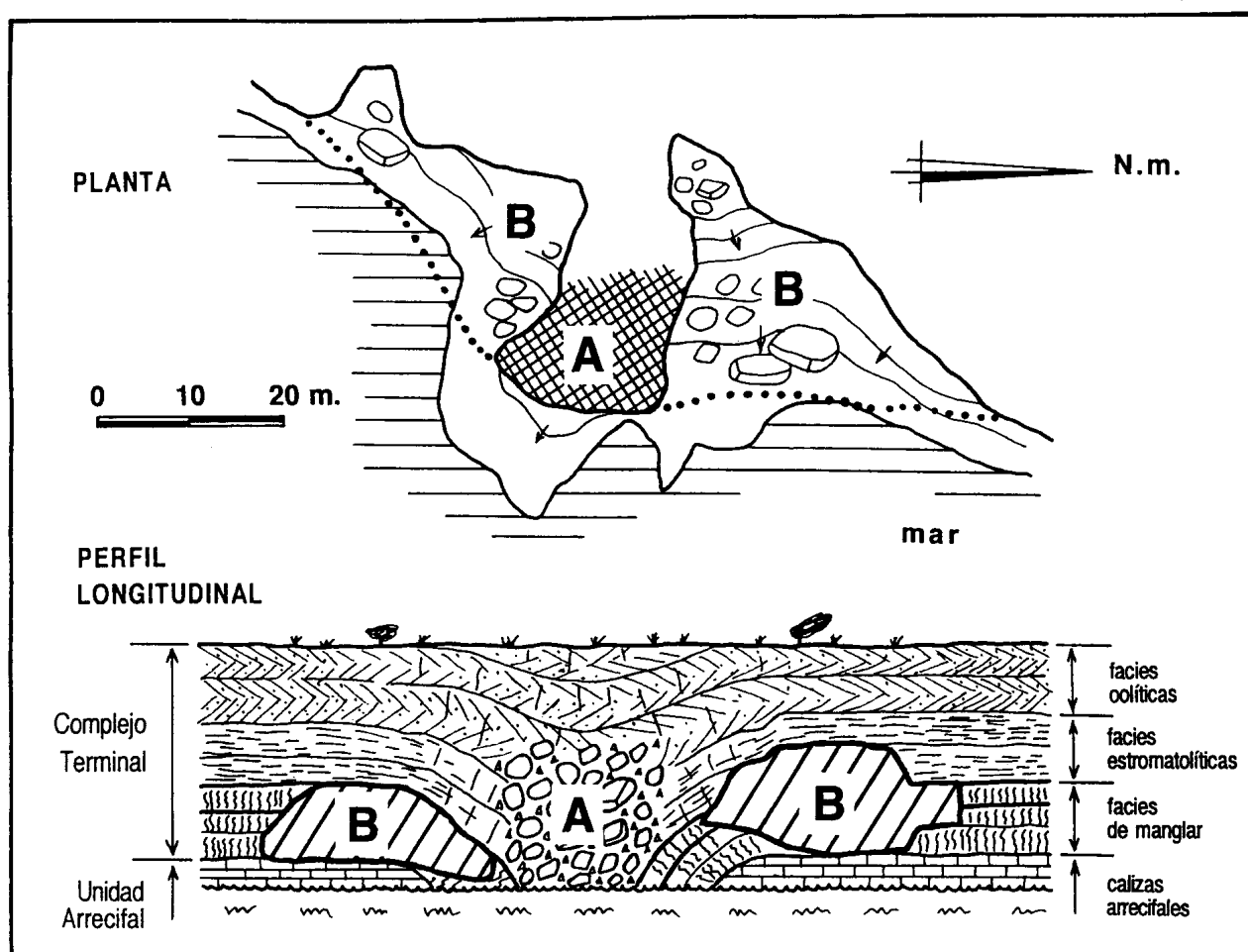


Figura 63: Topografía esquemática de un fragmento de costa sito entre el Niu de s'Àguila y la Punta des Savinar (Santanyí), en la plataforma de materiales calcáreos del Mioceno Superior (Tortonense-Messiniense).

A: zona brechada y fuertemente cementada, correspondiente a la chimenea central de un colapso paleokárstico.

B: cuevas marinas excavadas en los flancos laterales del colapso.

lugar durante el último interglacial (estadio 5), ya que se abren ligeramente por encima del actual nivel del mar. De todos modos, su nada desdeñable desarrollo vertical — que alcanza al menos hasta los 12 metros s.n.m. — no impide descartar su excavación durante episodios de nivel marino más elevado, como puede ser el estadio 7 o incluso eventos anteriores.

Los dos casos antagónicos recién descritos documentan adecuadamente la variabilidad morfogenética de las cavidades de génesis marina, cuando dichas formas de erosión litoral explotan este tipo de fenómenos paleokársticos. La altimetría y cronología de estas cuevas marinas viene controlada, claro está, por la posición y la edad del nivel marino que las ha generado. Aún así su distribución espacial resulta controlada asimismo por otros aspectos, como es la altitud a la que aparece en los acantilados costeros el Complejo Terminal, que constituye la unidad estratigráfica donde se manifiesta de manera llamativa la paleokarstificación sufrida por las calcarenitas arrecifales subyacentes. En este sentido, la cota a la que se sitúa la base del Complejo Terminal representa un límite inferior, por debajo del cual no encontraremos cuevas marinas excavadas aprovechando este tipo de peculiares morfologías paleokársticas. Por ejemplo, en el sector de litoral que se extiende desde Portocristo hacia el Norte no se localizan cuevas de génesis marina como las descritas, puesto que en los acantilados costeros aflora solamente la Unidad Arrecifal, habiendo desaparecido por erosión el Complejo Terminal suprayacente (FORNÓS, 1991); por el contrario estas cavidades son abundantes bastante más hacia el Sur, donde el hundimiento relativo de grandes bloques delimitados por fallas normales recientes coloca el Complejo Terminal —con sus estructuras paleokársticas asociadas— a cotas próximas al presente nivel del Mediterráneo. De esta manera nos hallamos ante el hecho de que la distribución altitudinal de esta tipología concreta de cuevas marinas no es función tan sólo de las vicisitudes del nivel marino, sino que está también muy condicionada por los factores estratigráficos ligados a la presencia de este peculiar paleokarst fini-Mioceno.

5.4.2. Las capturas kárstico-marinas

Esta expresión fue acuñada por MONTORIOL-POUS (1971a) al ocuparse de algunas cavidades costeras de las Baleares, en concreto de la Cova de les Roses en la isla de Cabrera. En principio pretende designar fenómenos geomorfológicos en cuya génesis participan, de modo no necesariamente dependiente, procesos propios de dos sistemas de erosión bien diferenciados: el karst y el modelado litoral. En estas páginas se usa el término *captura kárstico-marina* —o la expresión alternativa de *cavidad de génesis mixta kárstico-marina*— para hacer referencia a cuevas de claro origen kárstico que han sido capturadas por la evolución morfológica de la línea de costa. Se ha preferido conservar el término original, utilizado por MONTORIOL-POUS (1971a, 1971b), con la intención de minimizar los problemas terminológicos, a pesar de que tal vez sería más ajustado a la realidad hablar en nuestro caso de la captura marina de cavidades kársticas. La relevancia de esta clase de fenómenos en los karsts insulares ha sido puesta de manifiesto por NÚÑEZ-JIMÉNEZ *et al.* (1984), quienes utilizan el concepto de *cueva freato-marina* para referirse a las cavernas de disolución freática comunicadas con el exterior a causa de la erosión litoral.

La gama de formas producidas por la participación de los dos modelados citados es muy variopinta. Ya se ha visto en páginas precedentes cómo es posible encontrar cavernas de disolución kárstica abiertas al exterior por pequeñas entradas marinas o submarinas (ver Figuras 41 y 53) o, en otras ocasiones, grandes salas destruidas parcialmente por la evolución de las vertientes y acantilados costeros (Figura 45).

En determinadas ocasiones, como sucede en la de la Cova des Pilar (Manacor), la cavidad resultante puede llegar a exhibir rasgos morfológicos que enmascaran en gran medida su origen kárstico. En la Figura 64 se incluye una sección longitudinal de la citada localidad, en la que conviene destacar el perfil ascendente de su suelo —característico de las cavidades de génesis marina— en el que abundan bloques y cantos más o menos rodados por la fuerza del oleaje. Esta caverna reuniría los rasgos propios de

las cuevas marinas, de no ser por la extensión y complejidad planimétrica de su sala principal y su profusa compartimentación en base a grandes depósitos estalagmíticos y columnatas, los cuales denotan la particularidad de su origen primero; nos hallamos pues no ante una verdadera cueva marina sino frente a un espectacular fenómeno mixto kárstico-costero.

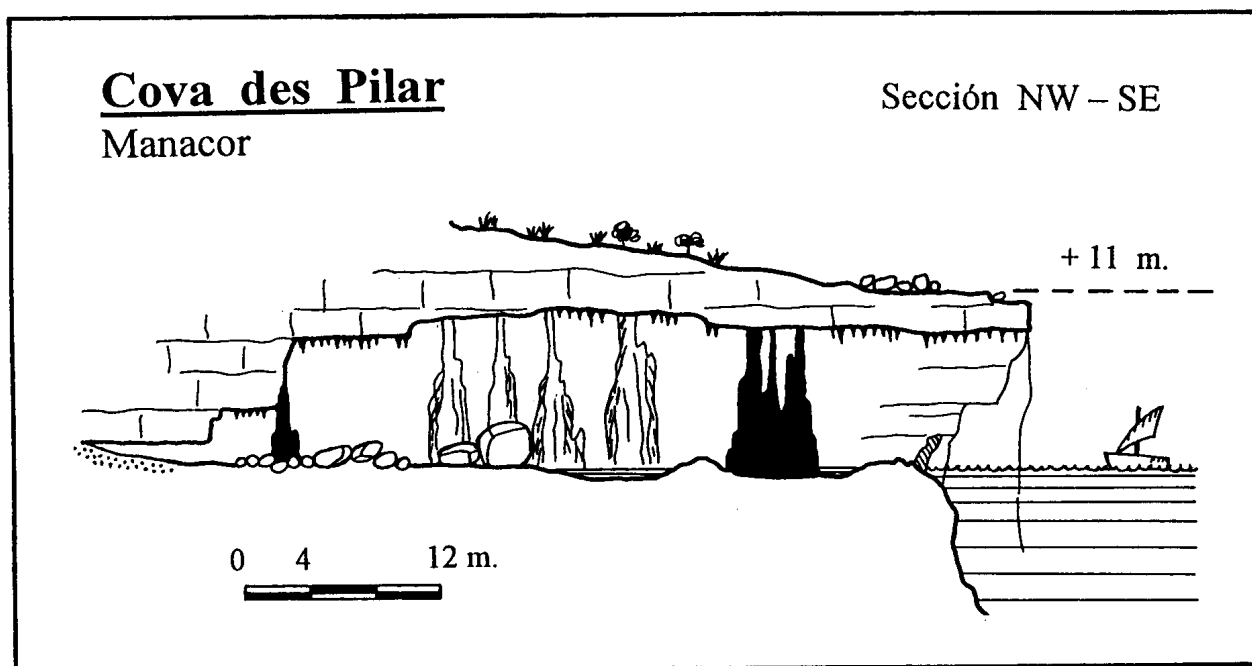


Figura 64: Sección longitudinal de una cueva marina de la costa de Manacor. En realidad nos hallamos ante una caverna kárstica —muy bien decorada mediante llamativos macizos estalagmíticos y columnas— que ha sido capturada por la erosión litoral, la cual le ha conferido rasgos morfológicos propios de las cavidades de génesis estrictamente marina. Nótese la presencia de una plataforma de erosión marina, a una altitud de 11 metros s.n.m.

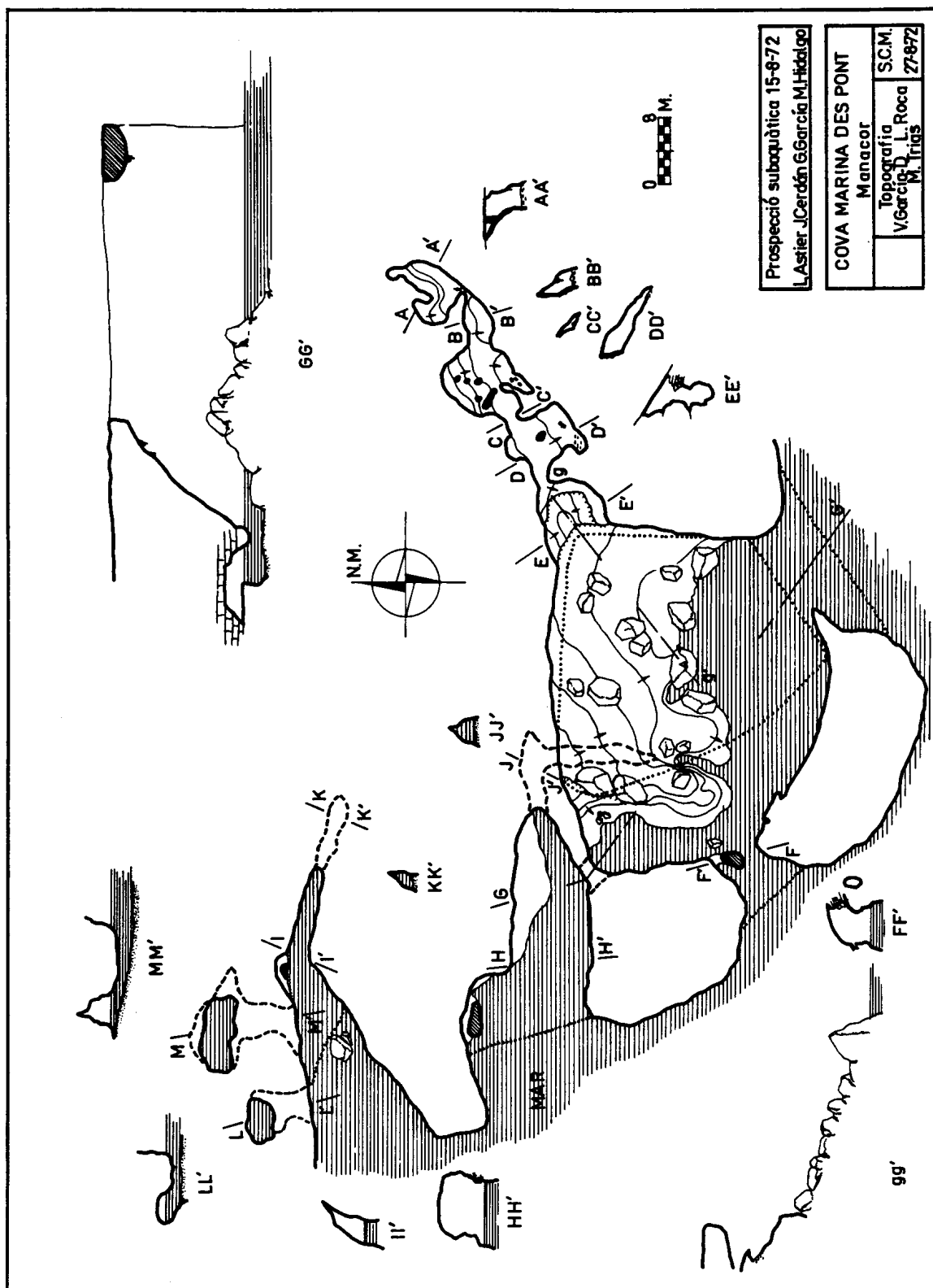
Un caso extremo de esta categoría de cavidades lo tendríamos en la Cova Marina des Pont (Figura 65). Esta vistosa localidad consiste en una gran sala, dotada de formaciones estalagmíticas (coladas, estalagmitas...), abierta al exterior gracias al hundimiento de buena parte de su techo (TRIAS & MIR, 1977). Aparte de esta abertura, producto de la evolución en el tiempo de este vacío kárstico, la cueva se encuentra casi dismantelada por la erosión costera: de una parte, un espectacular arco de 14 metros de altura comunica el sector sudoriental de la sala con el mar abierto, mientras que

dos cuevas marinas de menor entidad conectan con la zona occidental de la mencionada sala. Esta cueva contiene una brecha con restos de *Myotragus balearicus*, atribuida al Pleistoceno Superior (MOYÀ-SOLÀ & PONS-MOYÀ, 1979), que se encuentra parcialmente eliminada por la dinámica marina. Esta circunstancia, aunque no aporta grandes precisiones cronológicas, sugiere que la captura marina del vacío kárstico pre-existente ocurrió estando ya bien avanzado el Pleistoceno Superior.

La enorme variedad de la fenomenología asociada a estas formas kárstico-costeras hace prolijo e innecesario describir más ejemplos relativos a estas cuestiones. Pensamos que las cavidades descritas, junto con la interpretación espeleocronológica detallada de la Cova des Coloms —que seguirá a continuación—, permiten dar cumplida cuenta de las peculiaridades morfogenéticas de estos fenómenos.

5.4.3. Interpretación espeleocronológica de un ejemplo de captura kárstico-marina: la Cova des Coloms

Esta caverna se abre en los acantilados meridionales de Cala Falcó, en el término municipal de Manacor. Representa un exponente ideal de lo que se ha convenido en denominar como *captura kárstico-marina* (MONTORIOL-POUS, 1971a), puesto que se trata de un amplio porche de erosión marina el cual conecta —a través de un pequeño orificio casi totalmente inundado— con una sucesión de salas subterráneas cuyos rasgos morfológicos son los típicos del endokarst del Migjorn mallorquín. La Figura 66 da cabida a la topografía de la cavidad (TRIAS, 1992), mostrándonos cómo tras el porche de acceso (de génesis no kárstica) se extiende una cámara intermedia con el suelo ocupado en su totalidad por arenas marinas; tras ella, una sala final de dimensiones mayores alberga abundantes formaciones estalagmíticas pavimentarias y columnas, presentando además su perímetro ocupado por bellos lagos de aguas salobres.



Prospecció subaquàtica 15-6-72
 L. Astier, J. Cerdán, G. Garcia, M. Hidalgo

COVA MARINA DES PONT	
Manacor	
Topografia	S.C.M.
V. Garcia, D. L. Roca	27-872
M. Trias	

Figura 65: Topografía de un caso extremo de captura kárstico-marina. Una gran sala provista de abundantes bloques rocosos desprendidos de su techo, e incluso de formaciones estalagmíticas, se encuentra prácticamente desmantelada por la dinámica de los acantilados costeros.

Diversas cuevas marinas conectan con la cavidad kárstica por su mitad occidental, mientras que su boca sudoriental configura un espectacular arco natural de 14 metros de altura (sección G - G').

Aparte del orificio marino de ingreso y de las arenas relacionadas con su apertura, un detalle morfológico a resaltar —a causa de su interés espeleocronológico— es la presencia de una banda de espeleotemas freáticos que se dispone, a una elevación de 2 metros s.n.m., a lo largo de las paredes y espeleotemas aéreos tanto de la sala intermedia como de la estancia terminal de la caverna.

En la Tabla 14 se ensaya una reconstrucción cronológica de la evolución de esta interesante cueva, que comentaremos acto seguido. La excavación de una red de protocavidades y vacíos freáticos primigenios hay que situarla cuando menos en el Plioceno o el Pleistoceno Inferior, sin desechar la participación de procesos paleokársticos que se pueden remontar hasta los tiempos fini-miocenos (FORNÓS *et al.*, 1995). Estas cavidades iniciales experimentaron durante el Pleistoceno Inferior y Medio una importante transformación en condiciones vadosas (desprendimientos rocosos, deposición de espeleotemas aéreos), de carácter polifásico a causa de las interferencias que las oscilaciones del nivel marino ejercen en la evolución del karst costero. En este sentido, las fluctuaciones positivas del Mediterráneo inhibirían el crecimiento de espeleotemas aéreos, mientras que los descensos del nivel del mar potenciarían el desarrollo de ajustes mecánicos de las bóvedas, permitiendo al mismo tiempo la deposición de todo tipo de formaciones estalactíticas y estalagmíticas convencionales.

Así se llega al Pleistoceno Superior con la cavidad kárstica configurada en su apariencia actual, excepción hecha de ciertos retoques morfológicos posteriores, a los que ahora se hará referencia. La existencia de una banda de espeleotemas freáticos, dispuesta a una cota de +2 metros en la sala intermedia de esta localidad, registra un episodio transgresivo ocurrido forzosamente con anterioridad a la apertura de la boca marina de la cueva. Para justificar esta afirmación, debe ser tenido en cuenta el siguiente hecho: la precipitación de este tipo de depósitos cristalinos no podría ocurrir en un ambiente geoquímico y dinámico como el existente hoy en día en dicha sala, habida cuenta de su actual conexión directa con el mar abierto. La edad atribuible a esta alineación de espeleotemas freáticos se

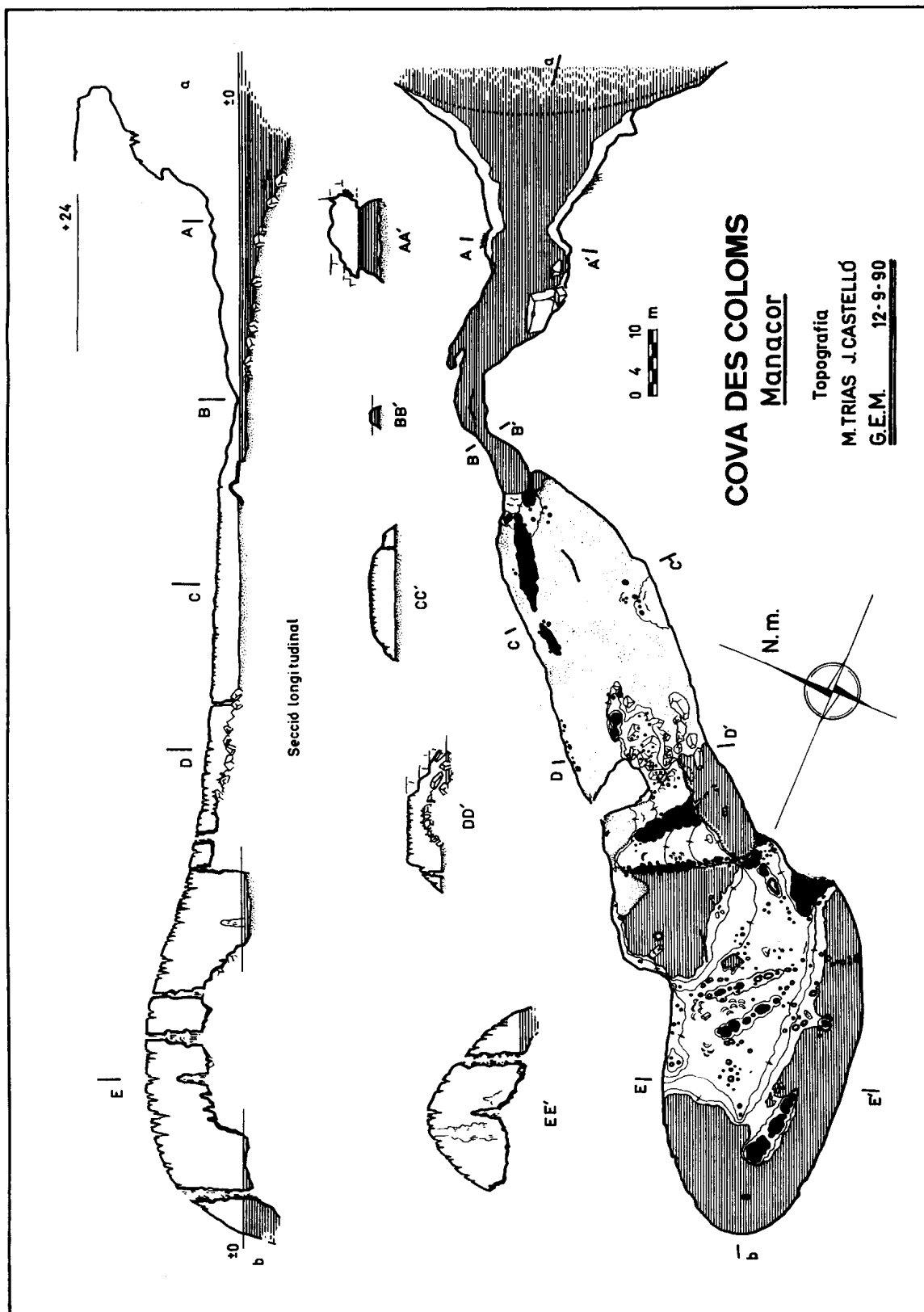


Figura 66: Topografía de una interesante caverna kárstico-marina, abierta en los acantilados meridionales de Cala Falcó.

El acceso se efectúa a través de una cueva marina, que ha capturado unas bellas salas de claro origen kárstico. La influencia marina se materializa, en la sala intermedia, en forma de arenas que cubren la totalidad de su suelo; la gran cámara final presenta lagos de aguas salobres, dotados de espeleotemas freáticos.

corresponde con el estadio isotópico 5 —o sea el último interglacial—, en base a abundantes paleoniveles datados a altitudes similares en localidades cercanas a la que nos ocupa; en concreto, la vecina Cova de Cala Falcó alberga una banda de nivel localizada a +1,9 metros de altitud, y datada en 83,9 ka B.P. (ver subcapítulo 6.6), correspondiente con toda seguridad al


<i>acontecimiento morfológico</i>	<i>cronología propuesta</i>	ka B.P.
<ul style="list-style-type: none"> - prosigue la sedimentación de arenas marinas en la sala intermedia de la cueva - formación de espeleotemas freáticos subactuales en los lagos internos 	subactual	0 - 5
 <ul style="list-style-type: none"> - captura de la cueva kárstica por parte de la erosión litoral, incluyendo la penetración de sedimentos marinos en las salas iniciales de la caverna 	postglacial	5 - 10
<ul style="list-style-type: none"> - deposición de espeleotemas freáticos en la sala intermedia (paleonivel de +2 metros), en correspondencia con un evento interglacial 	Pleistoceno Superior (estadio 5)	80 - 135
<ul style="list-style-type: none"> - evolución de la cavidad en condiciones vadosas (caída de bloques, estalagmitización). Esta dilatada fase tiene carácter discontinuo al verse interferida por las fluctuaciones del nivel marino 	Pleistoceno Medio — Pleistoceno Inferior	135 - 1500
<ul style="list-style-type: none"> - espeleogénesis: excavación freática de los vacíos y conductos iniciales 	Pleistoceno Inferior — Mioceno final	1500 - 6000

Tabla 14: Interpretación cronológica —expuesta en orden de antigüedad creciente— de los acontecimientos morfológicos discernibles en la Cova des Coloms (Manacor). En la Figura 66 se recoge la topografía de esta caverna kárstico-marina.

Se han remarcado los acontecimientos geomorfológicos que permiten acotar temporalmente el momento en que tiene lugar la apertura de la boca marina.

La edad indicada para los eventos anteriores al estadio isotópico 5 (*en cursiva*) es meramente orientativa.

subestadio 5a. La cronología propuesta para estos espeleotemas freáticos nos marca un límite temporal a la apertura de la boca marina de la cavidad: es decir, la captura del vacío kárstico preexistente, por parte de la erosión litoral, tiene que haber acontecido durante un evento transgresivo necesariamente más moderno que el estadio isotópico 5 o, lo que es lo mismo, ha de ser dicha captura de cronología postglacial.

En la actualidad cabe reseñar la formación de espeleotemas freáticos en el presente rango de fluctuación de los lagos más interiores, en los cuales los parámetros hidrodinámicos y geoquímicos todavía son favorables al desarrollo de estos procesos. Por contra, en la sala intermedia las condiciones ya no son propicias para la deposición de estos depósitos cristalinos subacuáticos, sino que tiene lugar la penetración de arenas marinas en los momentos de acusado oleaje.

El caso específico que se ha procedido a interpretar ahora, desde una perspectiva básicamente espeleocronológica, es sin duda un buen exponente de las posibilidades que ofrece el estudio geomorfológico del endokarst litoral, apoyado de modo conveniente en las modernas técnicas de datación isotópica.

5.5. Los rellenos de las cavidades estudiadas

Las cuevas costeras de los terrenos calcáreos son proclives a la existencia de rellenos sedimentarios, que en algunas ocasiones resultan por completo específicos de estos peculiares ambientes en los que interaccionan karstificación y morfogénesis litoral. Unas veces son sedimentos cuya presencia se circunscribe de manera exclusiva a las cavernas litorales, tratándose básicamente de materiales alóctonos de origen marino, ya sea emplazados a causa de la actuación directa de las aguas marinas o transportados por el viento. Por otra parte, aunque no sean exclusivos de la franja litoral, ofrecen gran interés los depósitos que engloban restos osíferos plio-pleistocénicos; su trascendencia radica en las informaciones espeleocronológicas que se pueden derivar del estudio paleontológico de estos restos óseos. Para finalizar esta enumeración conviene aludir a los variados rellenos autóctonos cristalinos típicos de las cavernas kársticas, es decir a los espeleotemas, y más en particular a las cristalizaciones freáticas litorales. Su interdigitación con otros depósitos, pertenecientes a las categorías antes citadas, favorece la interpretación cronoestratigráfica de estos ambientes sedimentarios, gracias sobre todo a la potencialidad de estos precipitados químicos en cuanto a su eventual datación por métodos radiométricos.

Para suministrar una visión concisa acerca de estas cuestiones —que permita además resaltar sus implicaciones espeleocronológicas— se efectúa acto seguido un repaso de los variados rellenos observables en las cavidades visitadas; al mismo tiempo se persigue la intención adicional de aportar algunos datos concretos y ejemplos, acerca de estas particulares modalidades del registro morfo-sedimentario que se dan en el endokarst litoral de la Mallorca oriental.

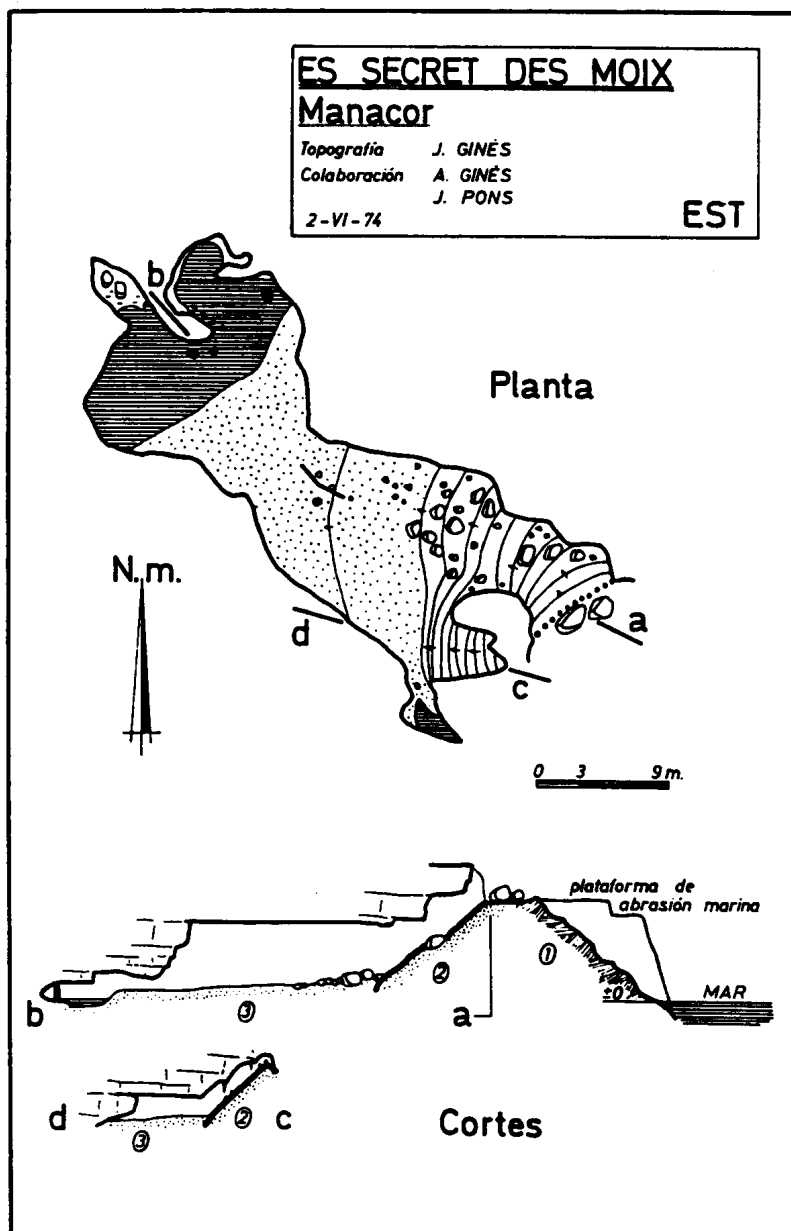
5.5.1. Depósitos alóctonos litorales

Dentro del amplio abanico de depósitos que tienden a rellenar las cuevas costeras, nos encontramos con una primera categoría de sedimentos

que pueden ser calificados de exógenos, ya que su deposición no está en absoluto relacionada con los procesos de karstificación. Se trata de arenas y gravas de origen marino, que han penetrado en las cavidades cercanas a la línea de costa mediante mecanismos deposicionales diversos (MONTORIOL-POUS & TERMES, 1963; GINÉS *et al.*, 1975). Como veremos a continuación, en unas ocasiones estos sedimentos se relacionan con su entrada directa a través de bocas marinas o submarinas, mientras que otras veces la deposición de arenas finas está ligada al transporte eólico de materiales procedentes de dunas litorales (Figura 67).

Los depósitos observados y sus respectivos contextos. Intentando sistematizar los rellenos alóctonos existentes en las cavidades investigadas, es factible distinguir unos pocos contextos geomorfológicos diferenciados, responsables de otros tantos tipos diversos de depósitos. Ocupándonos en primer lugar de los materiales emplazados directamente por la acción de las aguas marinas, debe tenerse en cuenta que la captura de cavidades kársticas a causa de la erosión costera da origen a numerosas aperturas localizadas en la misma línea de costa, con frecuencia situadas por debajo el nivel marino. A través de estas entradas marinas y/o submarinas —cuya posición altimétrica relativa está afectada por las oscilaciones glacio-eustáticas— penetran sedimentos de procedencia marina, en ocasiones bastante bien clasificados, y que suelen corresponder a arenas groseras o incluso gravas finas. Las playas subterráneas existentes en la Cova de na Mitjana, de Capdepera, o en la Cova des Coloms, de Manacor (Figuras 41 y 66) son buenos ejemplos de esta casuística, que cuenta con abundantes localidades adicionales (ver Tabla 10). Casi siempre se trata de arenas subactuales, en las cuales se observan pequeños *ripples* de oscilación consecuencia de la débil dinámica que afecta a estos lagos subterráneos de aguas marinas. En el caso de la Cova de na Mitjana (Figura 53) se distingue un primer episodio de deposición de arenas marinas, que se encuentran en la actualidad cementadas por coladas estalagmíticas (GINÉS *et al.*, 1975); la cronología de estas arenas más antiguas no está perfectamente establecida, pero podrían haberse emplazado durante el último interglacial (estadio isotópico 5) coincidiendo con el momento de la captura marina del vacío

Figura 67:
 Topografía de una interesante cavidad situada en el paraje conocido como ses Partions, a caballo entre los municipios de Manacor y Felanitx. Ver explicación detallada en el texto.
 1: formación dunar pleistocénica;
 2: calcarenita eólica depositada por gravedad en el interior de la cueva, y fosilizada por colada estalagmítica;
 3: arenas marinas actuales.



kárstico. Aparte de los ejemplos citados, también existen cavidades que poseen bolsadas dispersas de calcarenitas de claro origen marino, dispuestas en los sectores próximos a sus respectivos ingresos, tal como ocurre, por citar tan sólo una localidad, en la Cova de Cala Falcó (Manacor).

Los rellenos alóctonos más originales —dentro de los observables en las cuevas kársticas litorales mallorquinas— son sin duda las arenas introducidas en algunas cavidades, gracias a la actuación de mecanismos de transporte eólico (GINÉS & GINÉS, 1974). Por una parte, resultan frecuentes los restos discontinuos de eolianitas depositadas en las zonas de entrada de cavernas cercanas a la línea de costa, como sucede en las Coves d'Artà

(PONS-MOYÀ & ROCA, 1974; CUERDA, 1975) y Cova de na Barxa, ambas en el municipio de Capdepera, o en la Cova de ses Dones, en Manacor (Figura 45). Pero los casos más llamativos los constituyen dunas ascendentes, adosadas a los acantilados costeros (*cliff front dunes, climbing dunes*), que penetran por gravedad en el interior de formas endokársticas preexistentes, pudiendo en ocasiones llegar a obstruir sus orificios de acceso. Este tipo de dunas cuaternarias asociadas a los frentes de los acantilados marinos son muy abundantes en el litoral oriental de Mallorca, y su arquitectura ha sido objeto de diversas publicaciones (FORNÓS *et al.*, 1983; SERVERA, 1997; CLEMMENSEN *et al.*, 1997).

La topografía incluida en la Figura 67 nos muestra los sedimentos alóctonos de la localidad denominada el Secret des Moix, en el municipio de Manacor. Además de una importante acumulación de arenas marinas —penetradas por la boca subacuática que conecta el mar abierto con el pequeño lago meridional— destaca la presencia de un curioso depósito gravitatorio hemicónico de arenas eólicas, que cegó parcialmente la entrada

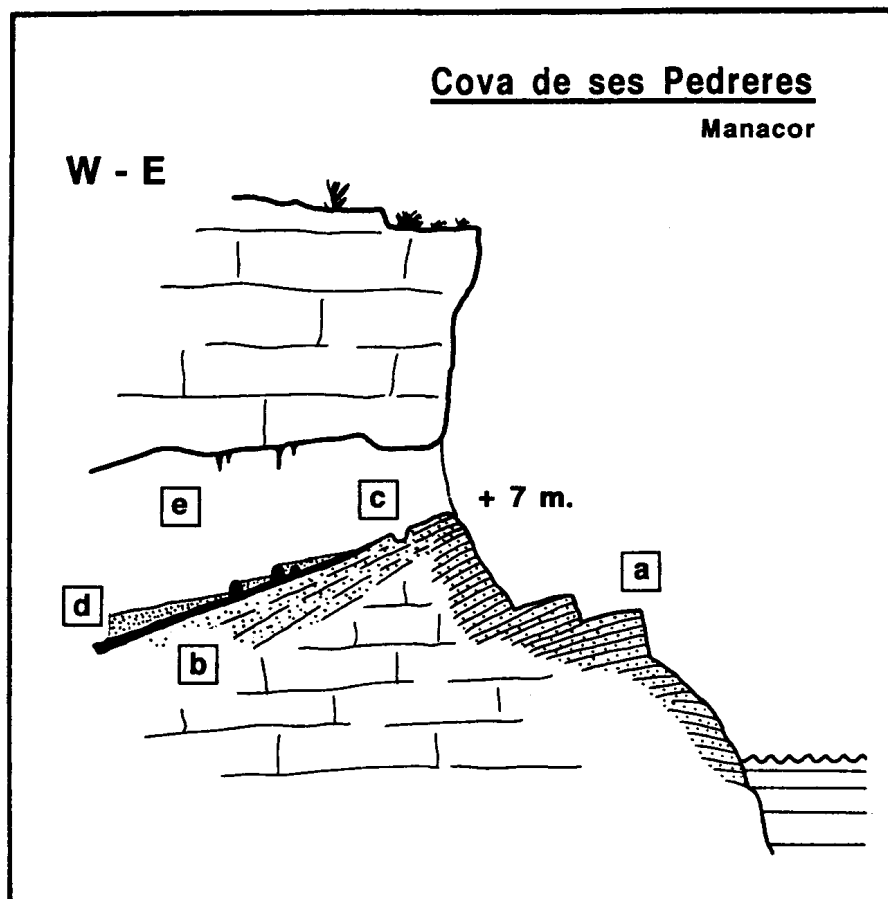


Figura 68:
Esquema interpretativo de los sedimentos alóctonos costeros, presentes en una cavidad de las cercanías del Frontó des Molar (Manacor). Consultar explicación pormenorizada en el texto.

- a:** duna adosada pleistocénica;
- b:** calcarenita eólica emplazada por gravedad y cubierta por colada estalagmítica;
- c:** formas de erosión (marmitas) en los materiales calcareníticos;
- d:** arenas groseras subactuales;
- e:** cueva kárstica litoral.

de la cavidad. Estas arenas se encuentran recubiertas por una fina capa estalagmítica, estando relacionadas en cuanto a su procedencia con una duna adosada pleistocénica que ocupa la ladera donde se abre la cueva. La propia duna exterior se halla trabajada por una rasa de abrasión marina, de cota +6 metros, circunstancia que ilustra acerca de la relativa antigüedad de estos materiales.

En un contexto morfogenético semejante al recién descrito, la Figura 68 recoge un esquema interpretativo de los sedimentos exógenos de la Cova de ses Pedreres (Manacor). De nuevo es posible observar un sistema dunar, adosado al borde de la plataforma tabular del Mioceno Superior, el cual se ha introducido en una cavidad kárstica preexistente, emplazándose por gravedad en su interior al tiempo que resultaba taponado su acceso. Durante los grandes temporales las aguas marinas han reabierto la cueva y penetrado en ella, excavando formas de erosión (marmitas) en los materiales calcareníticos, que se encuentran en la actualidad bastante cementados. Hacia el interior, las calcarenitas eólicas están fosilizadas por delgadas coladas estalagmíticas, descansando sobre ellas unas arenas groseras heterométricas y sin cementar depositadas en los episodios tempestuosos actuales. Esta localidad se abre muy cerca del yacimiento pleistocénico marino del Frontó des Molar, estudiado por VICENS *et al.* (1998); la duna adosada que penetra en la caverna parece relacionarse con la formación dunar superior presente en este yacimiento, que es atribuida por los mencionados autores a la última glaciación (Würm).

El último ejemplo que se aporta corresponde a la Cova des Sòtil (Manacor), la cual exhibe unas características del todo similares a las que acabamos de describir ahora. Esta curiosa cueva, localizada a 5,4 metros de altura cerca de Cala Bota (Figura 69), también resultó cegada por una duna pleistocénica adosada al acantilado costero. La dinámica litoral desmanteló más tarde buena parte del sistema dunar, reabriéndose la cavidad al exterior a causa de la actuación de los mecanismos de erosión costera sobre los materiales eolianíticos. Aunque GRÀCIA & VICENS (1998) interpretan esta cueva como una forma de abrasión marina —la cual ha

resultado fosilizada por los depósitos calcareníticos pleistocenos, y con posterioridad reabierta—, la morfología, dimensiones y geometría de la sala interna parecen sustentar la posibilidad de que se trate de un vacío de origen kárstico, capturado en primera instancia por la línea de costa como consecuencia del retroceso del cantil litoral. De esta manera, se habrían producido dos fenómenos sucesivos de captura marina —distanciados entre sí en el tiempo— el último de los cuales interesó a las calcarenitas pleistocénicas, produciendo la comunicación actual de la sala hipogea con el exterior.

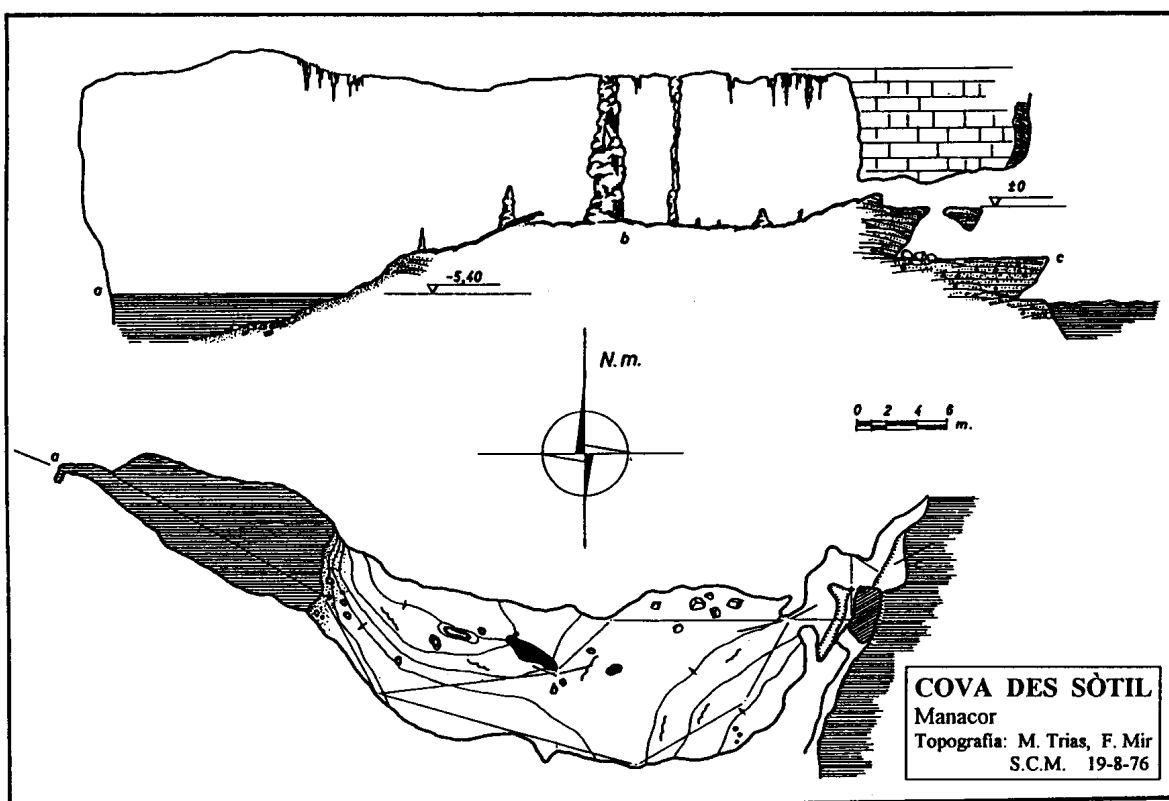


Figura 69: Topografía inédita de una cueva litoral abierta en los cantiles próximos a Cala Bota (Manacor), reproducida por cortesía de Miquel TRIAS.

La presencia de una duna pleistocénica, adosada al acantilado costero, ha taponado casi por completo la boca de la cavidad, aportando los materiales arenosos que ocupan la mayor parte de su pavimento.

Características mineralógicas y sedimentológicas de los depósitos. Se ha procedido a la recolección de muestras de los materiales calcareníticos presentes en diversas localidades investigadas, con vistas sobre todo a su

caracterización mineralógica. En general los especímenes recogidos corresponden a calcarenitas bioclásticas, muy bien seleccionadas, y con grados de cementación bastante variables. La mayoría de los depósitos estudiados consisten en arenas de medias a finas (entre 0,5 y 0,125 mm de tamaño de grano), granulometría que apunta hacia un transporte eólico para casi todas las muestras; es habitual encontrar los materiales finos en las partes más internas de las cavidades. El examen macroscópico de las muestras evidencia un porcentaje bajo de litoclastos, así como abundantes granos que conservan todavía su mineralogía original (hasta cifras cercanas al 30 %). La litificación de los materiales está relacionada con condiciones meteóricas vadosas, observándose una cementación tipo menisco de mineralogía calcítica.

Han sido realizados difractogramas de rayos-X de las muestras recolectadas, cuyos resultados aparecen reunidos en la Tabla 15. Los datos mineralógicos que se incluyen son determinaciones semicuantitativas, efectuadas en base a las áreas (*raw areas*) de los picos principales de los difractogramas; la composición mineral se expresa como porcentaje del total de la muestra, sin tener en consideración ni la halita ni el yeso.

Los resultados obtenidos (Tabla 15) presentan una acusada variabilidad mineralógica, incluso entre muestras de la misma localidad. Predomina la calcita con bajo contenido en magnesio (LMC) que llega a constituir porcentajes superiores al 90 % en algunas de las muestras; en algunos casos se dan también valores elevados —hasta del 50 %— de calcita magnesiana (HMC). El aragonito está casi siempre presente, pero siempre con magnitudes inferiores al 9 %, mientras que la dolomita puede ser cuantitativamente importante en algunos casos (muestras *DO-1* y *PD-2*) con valores que superan el 25 %. El cuarzo es poco abundante, con porcentajes máximos del 11 % (*BA-5*), y las arcillas se detectan sólo a niveles de indicios. La halita y el yeso aparecen en bastantes de las muestras, suponiéndoseles un origen de neoformación actual relacionada con el spray marino. Conviene indicar que la elevada proporción de dolomita detectada en la muestra *MI-1* (62,69 %) apunta a la probabilidad de que se

trate de materiales residuales, procedentes de la disolución y desagregación de las rocas dolomíticas donde se enclava la cavidad; de hecho la apariencia y disposición del depósito pulverulento muestreado no es relacionable con claridad con un posible origen alóctono eólico.

La naturaleza mineralógica de los depósitos analizados denota su origen bioclástico, en base a la presencia de aragonito y la abundancia de calcita magnesiana (HMC). Los granos de mineralogía dolomítica se relacionan probablemente con una componente litoclástica, derivada de los mecanismos de destrucción del litoral. La composición mineral de las muestras difiere, en cierta manera, de lo observado por FORNÓS & AHR (1997) para los depósitos dunares actuales de Mallorca; estos autores constatan una proporción poco elevada de calcita con bajo contenido en magnesio (en torno al 30 %), así como un porcentaje de aragonito del orden del 19 %. La mineralogía observada en nuestras muestras, que exhibe un notable aumento porcentual de la calcita pobre en magnesio (LMC) y una clara disminución del aragonito, estaría relacionada con los procesos diagenéticos sufridos por los materiales arenosos de las cuevas litorales investigadas.

Implicaciones espeleocronológicas. Los depósitos alóctonos del endokarst costero constituyen peculiares conjuntos sedimentarios, en cuya disposición ha jugado un papel importante la historia cuaternaria del nivel marino. Desafortunadamente, los rellenos que encontramos dentro de las cavidades —y en particular los de transporte eólico— suelen carecer de contenido faunístico de valor cronoestratigráfico, o de cualquier otra pauta que nos informe sobre la edad de su emplazamiento. En líneas generales se relaciona la presencia, en Mallorca, de extensos sistemas dunares con eventos regresivos del nivel del Mediterráneo (CUERDA, 1975), habiéndose distinguido en nuestra isla, por parte de BUTZER (1975), hasta 7 secuencias continentales de eolianitas depositadas durante los últimos 300 ka. Dentro de este esquema general que asocia formaciones dunares con episodios regresivos, y depósitos de playa elevados con momentos interglaciales, tan sólo la interpretación geomorfológica es susceptible de proporcionar en

localidad	muestra	Aragonito	Calcita LMC*	Calcita HMC*	Dolomita	Cuarzo	arcillas	Halita**	Yeso**	color***
Cova de na Barxa	BA-5	2,41	11,37	56,86	18,10	11,26	indicios	presente	presente	7.5YR 8/3 pink
Cv. de ses Pedreres	PD-1	2,34	92,92	0	3,61	1,13	0	abundante	—	7.5YR 8/3 pink
	PD-2	6,30	42,62	14,17	36,91	indicios	0	indicios	indicios	5YR 8/3 pink
	PD-3	6,46	34,66	52,21	5,46	1,21	0	—	—	5YR 8/3 pink
Cova de ses Dones	DO-1	6,39	66,12	0	27,49	indicios	0	indicios	mucho	7.5YR 8/2 pinkish white
	DO-2	7,88	47,23	23,62	20,62	0,65	0	abundante	—	10YR 8/3 very pale brown
	DO-3	8,44	59,40	29,70	2,46	indicios	0	presente	—	7.5YR 8/2 pinkish white
Cova des Sòtil	SO-1	3,26	84,56	0	12,18	indicios	0	—	—	7.5YR 8/2 pinkish white
	SO-2	0	99,15	0	0	0,85	indicios	—	—	7.5YR 8/2 pinkish white
	SO-3	0	100	0	0	0	0	—	—	10YR 8/2 very pale brown
Secret des Moix	MO-1	5,15	72,25	0	21,63	0,97	0	—	—	5YR 8/3 pink
	MO-2	1,87	91,15	0	2,22	4,76	0	—	—	5YR 7/6 reddish yellow
Cova de na Mitjana	MI-1	0	15,51	21,25	62,69	0	0,55 (lilita?)	indicios	mucho	7.5YR 6/3 light brown

* LMC (Low Magnesian Calcite) 2θ <29,50 ; HMC (High Magnesian Calcite) 2θ >29,60
** la presencia de Halita y Yeso se supone de neoformación actual por spray marino
*** según la *Munsell Soil Color Charts* (1994)

Tabla 15: Datos mineralógicos obtenidos mediante difracción de rayos-X, correspondientes a muestras de depósitos de origen eólico.

Los valores indicados se expresan como porcentajes del total de la muestra, pero sin tener en consideración la Halita ni el Yeso. Se trata de datos semicuantitativos, calculados a partir de las áreas (*raw areas*) de los picos de los difractogramas.

primera instancia informaciones válidas, sobre la situación en el tiempo de estas fases concretas en la evolución de las cavidades abiertas en la franja costera.

Haciendo referencia a las localidades estudiadas, en muchas de ellas no es posible establecer criterios que permitan precisar la cronología de las eolianitas observadas, adscribiéndolas a estadios concretos del Pleistoceno Medio o Superior. En una sola ocasión —en la Cova de ses Pedreres— parece evidente la pertenencia del depósito eólico a un evento climático más o menos unívoco —la última glaciación (Würm)—, al presentar una relación bastante clara con el yacimiento marino estudiado por VICENS *et al.* (1998). En el caso de la Cova des Sòtil, el grado de desmantelamiento de la duna adosada que penetra en la cueva indicaría tal vez una cronología más antigua que la anterior, la cual podría remontarse a algún momento previo al último interglacial (estadios 6 ó 8?). Finalmente, la formación dunar existente en el Secret des Moix (y el depósito hipogeo asociado) debería corresponder a una regresión anterior al estadio 7, ya que esta duna ha sido trabajada por una rasa de abrasión marina situada a +6 metros, altura que no alcanzó el nivel marino en Mallorca durante los últimos 200 ka (VESICA *et al.*, 2000).

Como se acaba de poner de manifiesto, las evidencias espeleo-cronológicas suministradas por esta categoría de rellenos de nuestro endokarst litoral son escasas y además poco concluyentes. El mejor potencial para la datación de este tipo de sedimentos alóctonos subterráneos se relaciona con su recubrimiento por coladas estalagmíticas, las cuales a su vez son datables con fiabilidad por métodos isotópicos (Th/U, principalmente). Esta línea de trabajo no ha sido emprendida todavía, pero puede proporcionar interesantes precisiones sobre la edad de los acontecimientos sedimentarios (sea cual fuere su origen) observados en una caverna y —en el caso de las eolianitas— contribuir además a establecer la cronología de las formaciones dunares que originaron estos peculiares rellenos hipogeos alóctonos. Se irá constatando a lo largo del presente capítulo, cómo las posibilidades que ofrece la datación isotópica de coladas

estalagmíticas son enormes, de cara sobre todo a la reconstrucción de la historia morfológica de las cavidades litorales.

5.5.2. Depósitos osíferos plio-cuaternarios

Resulta del todo incuestionable afirmar que las áreas kársticas constituyen ambientes geomorfológicos singulares, muy favorables de cara al emplazamiento de materiales paleontológicos de fauna vertebrada. La existencia de abundantes formas endokársticas —muchas de ellas de tendencia vertical o subvertical— facilita la acumulación de restos de animales que han penetrado, o caído accidentalmente, en el interior de las cavidades subterráneas. De esta manera, no es de extrañar que, en entornos geográficos como Mallorca, la gran mayoría de los yacimientos paleontológicos conocidos de vertebrados plio-cuaternarios correspondan a localidades de origen kárstico (MOYÀ-SOLÀ & PONS-MOYÀ, 1979; SONDAAR *et al.*, 1995).

Los restos osíferos, que se han ido depositando dentro de las cuevas de los terrenos calcáreos, quedan incorporados a sus peculiares registros sedimentarios, intercalándose entre otros materiales —específicamente kársticos, en cuanto a su génesis— como son las coladas estalagmíticas y espeleotemas en general. En el caso de las cavidades litorales, la complejidad de las secuencias estratigráficas que ellas pueden albergar se incrementa más todavía, dando cabida también a sedimentos diversos de origen marino y/o eólico (arenas, gravas...). Así, las cuevas kársticas costeras configuran un panorama especialmente interesante, desde una perspectiva espeleocronológica, en el cual resulta de suma utilidad el estudio paleontológico de los depósitos osíferos existentes, ya que contribuye a la correcta determinación temporal de las sucesivas etapas discernibles en la evolución geomorfológica del endokarst investigado.

Los vertebrados plio-cuaternarios de Mallorca y la espeleocronología. En las islas calcáreas, el estudio de los restos de vertebrados de yacimientos

kársticos ofrece un interés especial. Con frecuencia nos encontramos ante formas endémicas, de géneros hoy en día extinguidos, relacionadas con las tendencias evolutivas experimentadas por unas faunas plio-cuaternarias, que han permanecido aisladas a causa de las condiciones de insularidad desde el Mioceno Superior. La investigación anatómica y sistemática de estos conjuntos faunísticos insulares es sumamente importante desde los puntos de vista paleogeográfico y filogenético, aspectos que quedan del todo corroborados analizando el conocimiento paleontológico de entornos geográficos como las islas Baleares (SONDAAR *et al.*, 1995). El estudio estratigráfico y morfogenético de los yacimientos que contienen estas faunas endémicas —apoyado además en la utilización de técnicas de datación absoluta (métodos radiométricos, paleomagnetismo, racemización de aminoácidos)— hace posible situar las tendencias evolutivas observables dentro de un marco cronológico sólido, de utilidad tanto para las propias investigaciones paleontológicas como para la interpretación geomorfológica de estos territorios insulares.

En Mallorca, se conocen muy bien las líneas evolutivas de las faunas de mamíferos que colonizaron la isla en los tiempos fini-miocenos (ALCOVER *et al.*, 1981). Determinados géneros, como los micromamíferos *Hypnomys* —un glírido— o *Nesiotites* —una musaraña—, se hallan documentados por formas atribuidas al Plioceno Superior (*H. waldreni*, *N. ponsi*), las cuales van evolucionando en el tiempo (por ejemplo *H. intermedius*, del límite Plio-Cuaternario) hasta llegar a las especies características del Pleistoceno Medio y Superior de las islas de Mallorca y Menorca (*H. morpheus*, *N. hidalgo*).

Más preciso todavía es el conocimiento de la filogenia y cronología de las distintas especies descritas de *Myotragus*, bóvido endémico del Plioceno y Cuaternario de las Gimnesias (Figura 70). Multitud de yacimientos a todo lo largo y ancho de Mallorca, han llevado a la distinción en nuestra isla de cinco especies diferentes de dicho género, que ilustran unas claras tendencias evolutivas que afectan en especial a su dentición y al aparato locomotor; la posición cronológica de las distintas formas viene

sustentada por estudios estratigráficos detallados y dataciones absolutas, que quedan cumplidamente referenciadas en la importante monografía de ALCOVER *et al.* (1981). De este bóvido casi emblemático en la paleontología mallorquina han sido descritas unas formas arcaicas —representadas por las especies *M. pepponellae* y *M. antiquus*, del Plioceno Medio y Superior respectivamente— que evolucionan a través de especies como *M. kopperi* y *M. batei*, hasta llegar a *M. balearicus* del Pleistoceno Medio y Superior, especie descrita a comienzos del siglo XX por BATE (1909). La extinción de estas faunas endémicas del Plio-Cuaternario de Mallorca y Menorca coincide con la llegada del hombre a estas islas, entre el tercero y el octavo milenio antes de Cristo según diferentes interpretaciones.

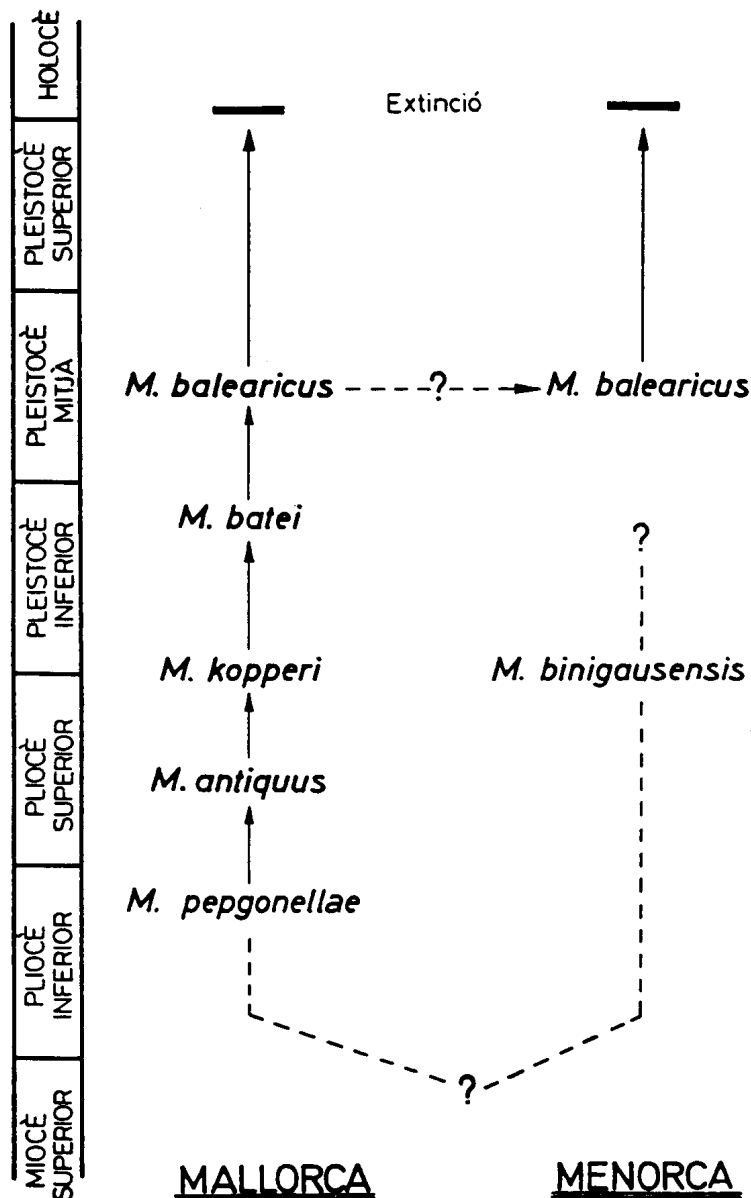


Figura 70:
Líneas evolutivas del género *Myotragus* en las islas de Mallorca y Menorca, con indicación del probable posicionamiento cronoestratigráfico de las distintas especies conocidas (según ALCOVER *et al.*, 1981).

Algunos yacimientos muy interesantes, como el de la Cova de Canet en el municipio de Esporles, albergan formas arcaicas del género *Myotragus* (concretamente *M. antiquus*) de las cuales ha sido factible determinar su edad mediante el estudio paleomagnético de los sedimentos que incluyen estos depósitos osíferos (PONS-MOYÀ *et al.*, 1979). Los resultados expuestos por estos autores han permitido situar esta especie en el Plioceno Superior (2.600-2.800 ka B.P.), contribuyendo así al adecuado posicionamiento cronológico del filum del género *Myotragus* en Mallorca. Aparte de la importancia cronoestratigráfica del citado yacimiento, los datos por él suministrados tienen el interés adicional de confirmar la relativa gran antigüedad de la endokarstificación de la isla, la cual se remonta probablemente incluso a los tiempos fini-miocenos (GINÉS *et al.*, 1979; GINÉS & GINÉS, 1995b).

Estratigrafía de la COVA DES FUM

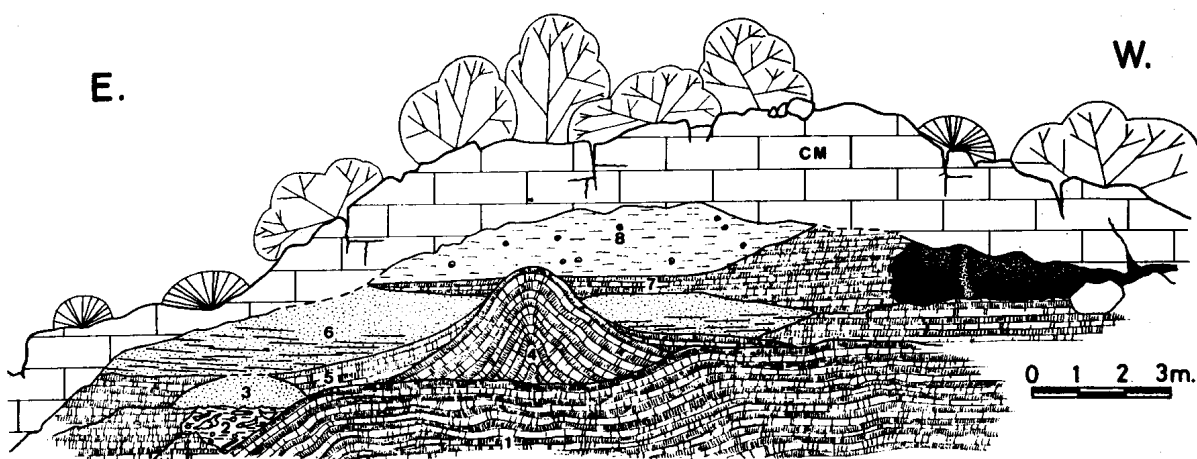


Figura 71: Secuencia estratigráfica que se observa en el yacimiento de la Cova des Fum, en el municipio de Sant Llorenç des Cardassar (según GINÉS & FIOL, 1981).

En orden de antigüedad decreciente, puede distinguirse: 1: primera generación de coladas estalagmíticas; 2: brecha osífera con *Myotragus antiquus*, forma arcaica de dicho género encuadrable en el Plioceno Superior; 3: primer depósito de calcarenitas de origen marino; 4: domo estalagmítico; 5: segunda generación de coladas estalagmíticas; 6: segundo depósito calcarenítico; 7: tercera generación de coladas estalagmíticas; 8: limos con gasterópodos terrestres; CM: calizas mesozoicas.

Acercándonos más a nuestra área objeto de estudio, hay que mencionar la localidad de la Cova des Fum, en Sant Llorenç des Cardassar. Se trata de una cantera para la explotación de piedra ornamental, hoy en día abandonada, que contiene un espectacular y complejo conjunto de coladas estalagmíticas, restos paleontológicos con *Myotragus antiquus*, calcarenitas de origen marino, y limos continentales con gasterópodos (GINÉS & FIOL, 1981). En realidad es una cueva kárstica, localizada a 85 metros de altitud, colmatada en su práctica totalidad por el conjunto sedimentario que aparece en la Figura 71. La presencia de una brecha osífera con *M. antiquus*, sitúa al menos en el Plioceno Medio o Inferior la excavación de esta caverna kárstica, cuya evolución morfológica se ha visto además interferida por oscilaciones del nivel marino acontecidas a lo largo del Pleistoceno Inferior.

Los datos recién expuestos de manera sucinta pretenden tan sólo poner de manifiesto el siguiente hecho: el contenido faunístico de los yacimientos de vertebrados plio-cuaternarios representa una herramienta más para la realización de estudios espeleocronológicos pluridisciplinarios. Esta interesante posibilidad se puede hacer efectiva en la medida en que se conozca la correcta ubicación temporal de las distintas formas evolutivas de dichas faunas, dentro del contexto de la cronoestratigrafía de los tiempos geológicos más recientes.

Los depósitos osíferos existentes en las cavidades visitadas. Los restos fósiles de vertebrados endémicos hallados en las cavernas estudiadas, desafortunadamente no han aportado materiales de alto valor cronoestratigráfico, tales como las formas menos evolucionadas de las líneas filogenéticas de los géneros *Myotragus*, *Nesiotites* o *Hypnomys*. Por el contrario, en todos los casos se han obtenido de manera exclusiva restos óseos atribuibles al Pleistoceno Medio o Superior y al Holoceno, cuya relevancia desde la óptica espeleocronológica es bastante limitada.

Dejando de lado el yacimiento de la Cova de na Barxa, en Capdepera —del cual nos ocuparemos más adelante con detenimiento— tan sólo se ha constatado la existencia de materiales osíferos de fauna

vertebrada en otras cinco localidades, que pasaremos a comentar brevemente acto seguido.

Las turísticas Coves d'Artà (Capdepera) han suministrado materiales de *Myotragus balearicus*, *Hypnomys morpheus*, *Nesiotites hidalgo*, *Turdus viscivorus* y aves indeterminadas, incluidos en unos limos arenosos amarillentos de origen eólico atribuidos al Pleistoceno Superior, en concreto al Würm (PONS-MOYÀ & ROCA, 1974; CUERDA, 1975). El yacimiento se localiza en el gran porche natural de entrada a esta famosa caverna, lugar donde se abre también otra cavidad de gran importancia paleornitológica —la Cova Nova— de la que se han extraído restos de *M. balearicus* e *H. morpheus* así como 34 taxones de aves (FLORIT & ALCOVER, 1987; McMINN & ALCOVER, 1992; SEGUÍ, 1996); los materiales de esta localidad proceden de unos sedimentos arenosos amarillentos idénticos a los de las Coves d'Artà, constituyendo junto con ellos una única y coetánea formación fosilífera.

El resto de cavidades investigadas de interés paleontológico se localiza en la zona kárstica de Can Frasquet - Cala Varques (Manacor). Por un lado la Cova des Xots contiene restos de *M. balearicus* pertenecientes probablemente al Pleistoceno Superior, aunque esta localidad ofrece poco interés para nuestros fines ya que no exhibe evidencias claras de las peculiaridades geomorfológicas que caracterizan a la karstificación litoral. Por otra parte, la Cova des Moro alberga al menos dos conjuntos deposicionales bien diferenciados: uno de ellos con *M. balearicus*, situado en la parte norte de la sala principal y de posible ubicación cronológica en el Pleistoceno Medio, y otro de edad Pleistoceno Superior - Holoceno con restos también de *M. balearicus* así como una veintena de taxones de aves (SEGUÍ, 1996, 1997). Estos últimos materiales, más recientes que los primeros, son abundantes cerca de la entrada occidental de la cueva, ocupando asimismo bastantes sectores de la zona oriental de la sala principal. Los depósitos osíferos de esta localidad informan poco sobre su historia geomorfológica en relación con las oscilaciones del nivel del mar, ya que los materiales paleontológicos no se encuentran interrelacionados con

otros sedimentos o formas propios de la franja costera del karst. No obstante, el yacimiento más antiguo dentro de esta caverna, que presenta arcillas con *M. balearicus* cubiertas por 50 centímetros de coladas estalagmíticas fracturadas (TRIAS & MIR, 1977), pone de relieve la existencia de una dilatada e importante evolución vadosa de la cueva que nos ocupa, la cual se habría desarrollado a lo largo del Pleistoceno Medio. La presente localidad se encuentra de nuevo en fase de excavación y estudio por parte del IMEDEA (CSIC-UIB), labores que aportarán sin duda interesantes novedades.

En la Cova Marina des Pont se ha señalado la existencia de unas brechas con *M. balearicus* (TRIAS & MIR, 1977), atacadas en algunos puntos por la erosión marina que está procediendo a la destrucción de este fenómeno endokárstico. La edad del depósito osífero se podría situar en el Pleistoceno Superior (MOYÀ-SOLÀ & PONS-MOYÀ, 1979), con lo cual la captura marina y el desmantelamiento de la cavidad debieron ocurrir bien avanzado ya dicho período o quizás en el Holoceno. La topografía de esta curiosa captura kárstico-marina puede consultarse en la Figura 65.

Finalmente la Cova de Cala Falcó (Manacor) constituye una localidad inédita, desde el punto de vista paleontológico, en la que se han conseguido muy escasos restos de *Myotragus balearicus*. Los materiales osíferos están incluidos en un bloque de brecha —localizado en el porche de acceso de la cueva— que hacia su base se halla compuesto por sedimentos de playa bastante groseros; este depósito se ha visto afectado por los mecanismos de erosión costera, los cuales participaron decisivamente en la configuración de la entrada de esta caverna kárstico-marina. El contexto geomorfológico del yacimiento fosilífero situaría su cronología tal vez en el Pleistoceno Medio o Superior, permitiendo atribuir la captura marina a algún paleonivel del mar posterior acontecido durante el Pleistoceno Superior, o incluso al máximo transgresivo postglacial.

Como ya se ha indicado antes, las informaciones paleontológicas obtenidas en las cavidades objeto de nuestra atención no han resultado

relevantes; se han reconocido siempre especies de bajo valor cronoestratigráfico, en depósitos atribuidos al Pleistoceno Superior y al Holoceno, o en algunos casos al Pleistoceno Medio. Las evidencias espeleocronológicas que aportan los restos fósiles descritos son escasas, correspondiendo a acontecimientos sedimentarios de mayor o menor trascendencia, pero de ubicación temporal no demasiado precisa.

Interpretación espeleocronológica de un importante yacimiento paleontológico: la Cova de na Barxa. Sin lugar a duda el yacimiento osífero más sobresaliente del área en estudio es la Cova de na Barxa (Capdepera), cueva remarcable por ser la localidad tipo de *Myotragus balearicus* (BATE, 1909), primera especie descrita de este bóvido endémico del Pleistoceno y Holoceno de las Gimnesias.

La cavidad consta de una sala de acceso cuya trayectoria es más bien verticalizada, la cual se encuentra comunicada de modo directo con el mar por un paso impracticable, hecho que da lugar a la presencia de un primer lago de aguas marinas. Hacia el NW un estrechamiento relativo permite alcanzar otra sala interior, de mayores dimensiones, ocupada parcialmente por un estático lago de aguas salobres. En la zona estrecha de transición entre las dos salas mencionadas es donde se localiza el yacimiento paleontológico, coincidiendo de forma aproximada con la sección D-D' de la topografía incluida en la Figura 72. Colgando del techo que se eleva por encima del lago interior —así como en sus inmediaciones nordorientales— aparecen algunos espeleotemas freáticos delimitando una alineación a +2,4 metros s.n.m., paleonivel que ha sido datado por métodos radiométricos (ver subcapítulo 6.6).

El yacimiento fue estudiado a fondo por ANDREWS *et al.* (1989), quienes diferenciaron dos depósitos osíferos independientes separados por una colada estalagmítica (colada **A-A'**), cuya datación radiométrica ha dado edades entre 119 y 195 ka B.P. (Figura 73). La fauna presente en ambos depósitos incluye *Myotragus balearicus*, *Hypnomys morpheus* y *Alytes (Baleaphryne) muletensis*, especies abundantes en el Pleistoceno Medio y

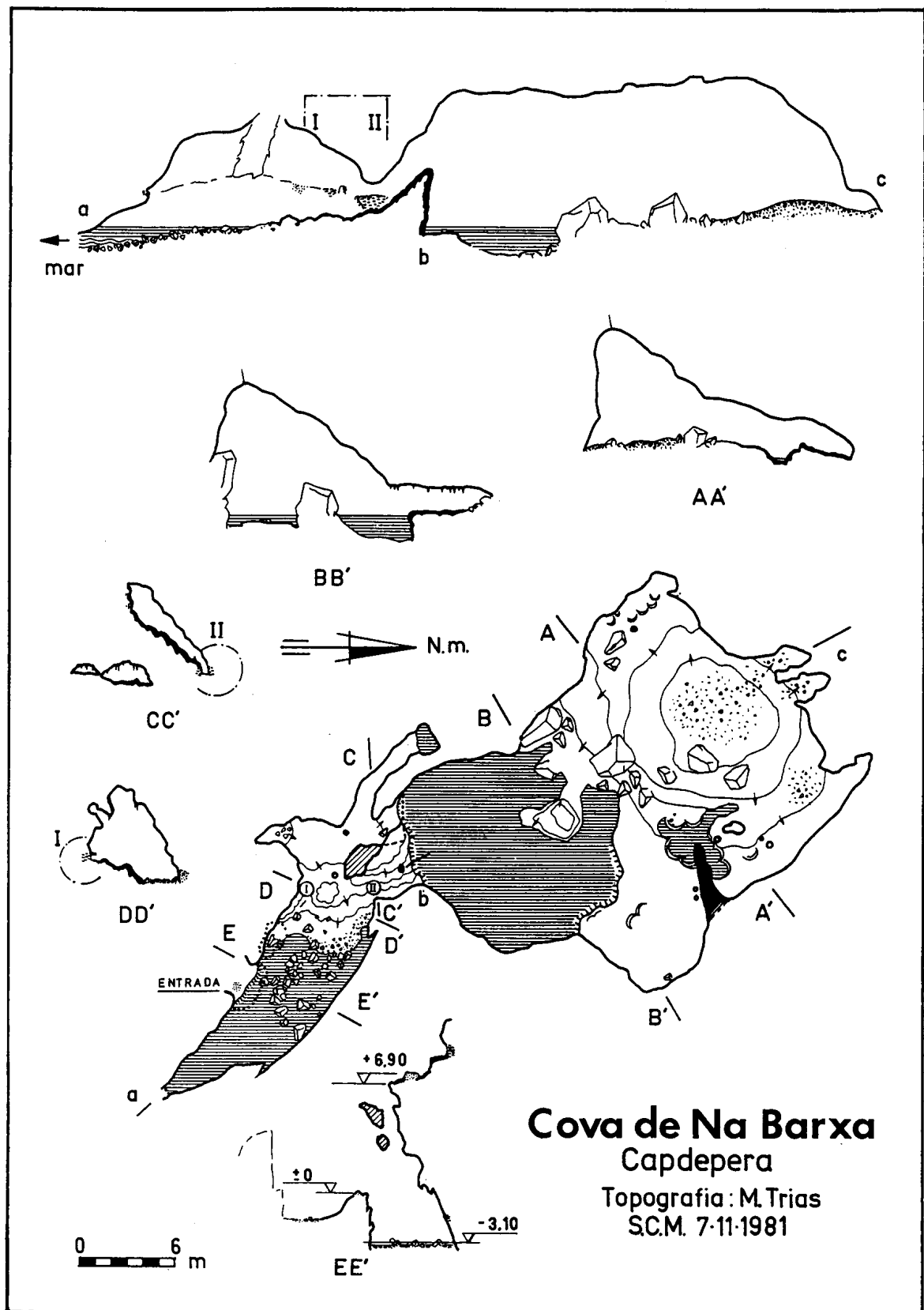


Figura 72: Topografía de la Cova de na Barxa, en el término municipal de Capdepera (según ANDREWS *et al.*, 1989).

La situación de los depósitos osíferos se corresponde aproximadamente con la sección D-D' de la topografía (ver Figura 73). Los espeleotemas freáticos, objeto de datación radiométrica, fueron recolectados en las inmediaciones septentrionales del lago que ocupa la sala mayor de la cavidad.

Superior de Mallorca pero que no aportan mayores precisiones cronológicas; el depósito osífero 1 también ha suministrado restos de *Nesiotites hidalgo*, *Rhinolophus hipposideros*, *Lacerta* sp. y aves indeterminadas. En base a las dataciones Th/U efectuadas por ANDREWS *et al.* (1989), que aparecen recogidas en la Tabla 17, la edad del primer depósito supera los 195 ka mientras que el segundo tiene una antigüedad menor de 119 ka. A su vez el segundo depósito osífero está cubierto por una nueva capa estalagmítica (colada B) datada en 7,5 ka, cifra que acota la finalización del emplazamiento de estos materiales (ver Figura 73).

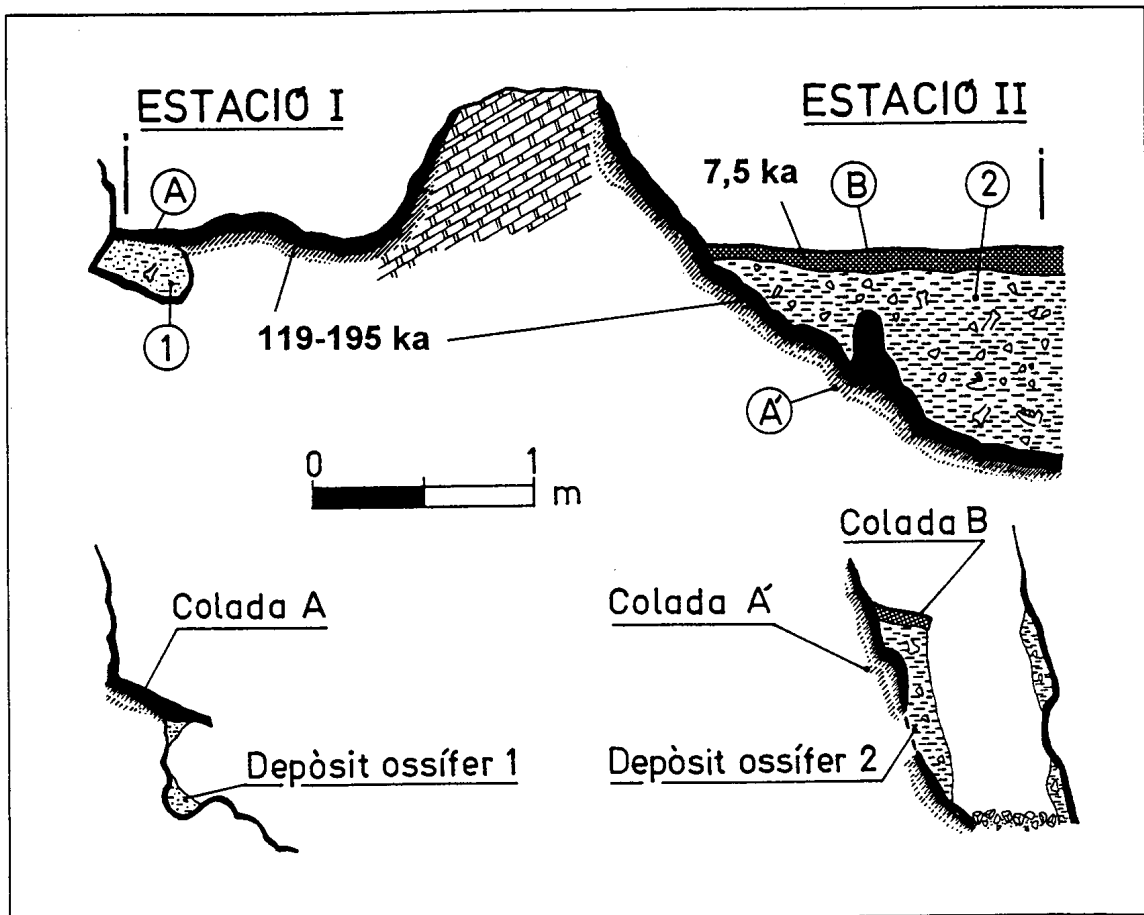


Figura 73: Perfil longitudinal del yacimiento paleontológico de la Cova de na Barxa (Capdepera), correspondiente más o menos a la sección D-D' de la topografía que se recoge en la Figura 72 (según ANDREWS *et al.*, 1989, modificado).

Queda bien patente la presencia de dos depósitos osíferos independientes, separados por la colada A-A' cuya edad ha sido calculada en 119-195 ka. En la mitad inferior de la figura se incluyen sendos perfiles transversales de ambos depósitos.

Los restos fósiles de vertebrados endémicos presentes en esta cavidad, interdigitados con espeleotemas —tanto aéreos como de origen freático—, y afectados por la interferencia de mecanismos de erosión costera, contribuyen a dibujar una complicada secuencia de acontecimientos morfo-sedimentarios que han sido sistematizados en la Tabla 16. Comenzando por las etapas más antiguas e imprecisas dentro de la evolución de la caverna, cabe suponer una fase inicial de excavación freática que generaría una red de protocavidades y conductos más o menos jerarquizados; dicha etapa tendría lugar presumiblemente a partir de los tiempos fini-miocenos, no siendo posible determinar de modo preciso su duración y concreta posición cronológica. Los vacíos creados en esta fase espeleogenética inicial experimentaron con posterioridad una considerable evolución morfológica en condiciones vadosas (caída de bloques, deposición de espeleotemas...), interferida por los sucesivos ascensos y descensos del nivel marino ocurridos en el Pleistoceno Inferior y Medio.

Llegamos ahora a una serie de eventos morfogenéticos, cuya cronología se encuentra bien acotada merced a las evidencias de distintos tipos descritas en párrafos anteriores (materiales osíferos y dataciones de coladas estalagmíticas, básicamente). Así, se tiene constancia del emplazamiento de un primer depósito paleontológico, con *Myotragus balearicus*, cuyos materiales debieron penetrar a través de una entrada de tendencia subvertical. La cronología del depósito osífero 1 corresponde al Pleistoceno Medio, finalizando la sedimentación de estos materiales en torno a los 200 ka B.P. (Figura 73); en ese momento es cuando comienza a formarse la colada estalagmítica **A-A'** —la cual fosiliza los restos óseos— prolongándose su deposición durante todo el estadio isotópico 6. Este evento climático de carácter frío implica un prolongado acontecimiento regresivo, que permite la formación de coladas estalagmíticas en cotas cercanas o inferiores al presente nivel del mar.

El pico transgresivo asociado al máximo termométrico del último interglacial (subestadio 5e) supone necesariamente el final de la deposición

de la colada **A-A'**, habida cuenta de la altimetría a la que se encuentra dicha colada (<2 metros s.n.m.). Sin embargo, esta estabilización del nivel marino correspondiente al subestadio 5e queda registrada, en esta localidad, mediante un paleonivel de espeleotemas freáticos dispuesto a +2,4 metros de altitud. Las dataciones Th/U obtenidas para algunas capas de la colada **A-A'** (ver Tabla 17) proporcionan cifras de 195 a 119 ka, que presuntamente solaparían su formación con la edad de 124,7 ka calculada para el paleonivel marino del subestadio 5e (ver subcapítulo 6.6); teniendo en consideración los errores asociados a ambas dataciones, es plausible otorgar mayor fiabilidad a la datación del espeleotema freático, ya que la colada **A-A'** por fuerza debe haberse visto anegada repetidas veces —e interrumpido por tanto su crecimiento— entre los 80-130 ka como consecuencia de las diversas pulsaciones transgresivas que configuran el último interglacial.

Tras el máximo transgresivo correspondiente al subestadio 5e, se inicia el emplazamiento del depósito osífero **2** (Figura 73), que continuará durante todo el último gran acontecimiento glacial. Este segundo depósito se verá sellado por una nueva capa estalagmítica (colada **B**), cuya cronología es con toda claridad postglacial al arrojar una edad Th/U de 7,5 ka. Con posterioridad a la fecha citada tiene lugar la captura marina de la sala sudoriental de la cueva, procediendo la erosión litoral al desmantelamiento parcial de ambos depósitos osíferos y las coladas relacionadas con ellos (ver secciones transversales incluidas en la mitad inferior de la Figura 73).

El ejemplo de reconstrucción espeleocronológica que se acaba de desarrollar ahora es muy ilustrativo de cómo los restos paleontológicos, relacionándose e intercalándose entre sedimentos químicos específicamente kársticos —espeleotemas aéreos y/o freáticos—, ofrecen unas muy grandes posibilidades cronológicas. Por otra parte, la interferencia adicional de las fluctuaciones pleisto-holocénicas del nivel marino suministra nuevas informaciones que ayudan a hilvanar, de manera coherente, la historia morfogenética de estos fenómenos kárstico-costeros. De todos modos estos



<i>acontecimiento morfo-genético</i>	<i>cronología propuesta</i>	ka B.P.
- captura de la cueva kárstica por parte de la erosión litoral, y desmantelamiento parcial de los depósitos osíferos y las coladas relacionadas con ellos	postglacial	0 - 7
- deposición de la colada estalagmítica B	postglacial	7,5
 - emplazamiento del depósito osífero 2	Pleistoceno Superior (estadios 2 a 5)	8 - 120
- deposición de espeleotemas freáticos (paleonivel de +2,4 metros), en correspondencia con el máximo termométrico del último interglacial	Pleistoceno Superior (subestadio 5e)	120 - 125
- formación de la colada estalagmítica A-A'	Pleistoceno Medio (estadio 6)	125 - 200
 - La cueva se encuentra ya abierta al exterior, mediante una entrada subvertical. Los restos de animales caídos van conformando el depósito osífero 1	Pleistoceno Medio	200 - 500
- evolución morfológica de la cavidad en condiciones vadasas (desprendimiento de bloques, estalagmitización), interferida por sucesivos ascensos y descensos del nivel marino	Pleistoceno Medio — Pleistoceno Inferior	500 - 1500
- espeleogénesis: excavación freática de los vacíos y conductos iniciales	Pleistoceno Inferior — Mioceno final	1500 - 6000

Tabla 16: Reconstrucción espeleocronológica —expuesta en orden de antigüedad creciente— de los acontecimientos morfo-genéticos discernibles en la Cova de na Barxa (Capdepera). Las Figuras 72 y 73 recogen, respectivamente, la topografía de la cavidad y el perfil longitudinal de su yacimiento paleontológico.

Se han remarcado aquellos acontecimientos morfo-sedimentarios relacionados de manera estrecha con la interpretación cron-estratigráfica de los depósitos osíferos.

La edad indicada para los eventos anteriores al estadio isotópico 6 (*en cursiva*) es tan sólo orientativa.

estudios espeleocronológicos se benefician y requieren el apoyo de las modernas técnicas de datación absoluta, entre las cuales el método de las series de Uranio destaca como el más útil para la datación de depósitos de carbonatos en cavidades kársticas (GASCOYNE, 1984; FORD, 1997).

5.5.3. Rellenos autóctonos químicos: los espeleotemas

La particular dinámica del proceso de karstificación conlleva, además de la disolución de la roca calcárea, la eventual precipitación de carbonatos y otros minerales en el interior de los vacíos que se han ido generando en el seno de los macizos kársticos. Estos depósitos minerales secundarios propios de las cavernas son denominados genéricamente *espeleotemas* (MOORE, 1952) en la bibliografía geomorfológica internacional. Su morfología es en extremo variada al igual que sucede con su mineralogía (HILL & FORTI, 1997); aún así, los espeleotemas carbonatados son con ventaja los más abundantes en las cuevas que caracterizan los terrenos calcáreos. La génesis de los espeleotemas de calcita y/o aragonito está relacionada con la reversibilidad de la reacción química, que da cuenta del mecanismo general de la karstificación: cualquier factor físico-químico que altere el equilibrio dentro del sistema $\text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ (por ejemplo, el intercambio de dióxido de carbono con la atmósfera de la cueva) puede ocasionar la subsaturación o la sobresaturación de las aguas subterráneas (DREYBRODT, 1988), produciéndose en este último caso la deposición de carbonatos, disueltos con anterioridad en otras partes del macizo kárstico.

Los depósitos cristalinos de las cavernas —de sobras conocidos en general, y sobre los cuales no nos detendremos ahora— se intercalan a menudo entre diferentes tipologías de sedimentos, ya sean autóctonos (bloques desprendidos de las bóvedas y paredes, arcillas, arenas o gravas depositadas por las aguas hipogeas...) o alóctonos, como podrían ser las facies cercanas a las entradas de las cavernas en las cuales suelen abundar restos osíferos de fauna cuaternaria. Esta variada gama de rellenos, tanto detríticos como químicos —los espeleotemas—, son el resultado en cada

localidad de una sucesión concreta de acontecimientos geomorfológicos y/o ambientales, que quedan convenientemente recogidos en los conjuntos sedimentarios de las cavidades kársticas (FORD, 1975; JENNINGS, 1985; MAIRE, 1980). La interpretación de las secuencias estratigráficas presentes en algunas cuevas y, como consecuencia, la reconstrucción de su historia morfogénica, se ven muy favorecidas por la potencialidad de los espeleotemas carbonatados en orden a la obtención de valiosos datos ambientales y cronológicos (FORD, 1997; GILLIESON, 1996). Siguiendo esta línea de razonamiento, se procede a continuación a glosar de manera muy general las informaciones que nos suministran estos depósitos cristalinos, tan abundantes en las cuevas del área estudiada.

Datos espeleocronológicos aportados por los espeleotemas aéreos. De hecho no se ha emprendido todavía el estudio paleoambiental de los espeleotemas aéreos, que decoran de manera exuberante las cuevas de Mallorca. No obstante, los datos espeleocronológicos sobre esta clase de depósitos, obtenidos de forma colateral a la realización de investigaciones de diversa índole, aportan algunas informaciones que resultan de interés para nuestros fines.

La evidencia cronológica más simple radica en la posibilidad de datación radiométrica de las coladas estalagmíticas, con la consiguiente ubicación en el tiempo de los materiales infra o suprayacentes a dichas coladas. Un ejemplo bastante evidente de esta situación lo constituyen los análisis, realizados mediante la técnica de las series de Uranio, de las capas estalagmíticas de la Cova de na Barxa (ver Tabla 17) cuyos resultados se han comentado en extenso algunas páginas atrás; recordaremos que la datación absoluta de algunas coladas de esta localidad ha permitido individualizar, y situar en el tiempo, dos depósitos osíferos diferentes con fauna vertebrada pleisto-holocénica (Figura 73).

Relacionado ya con las especificidades del endokarst litoral, hay que mencionar la abundancia de espeleotemas aéreos (por ejemplo estalagmitas) sumergidos de manera total o parcial en las aguas de los lagos

localidad	muestra	altura s.n.m. (m)	U (ppb)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	edad (ka)
Cv. de na Barxa	§ B2-82-C1 *	+2	320	$1,100 \pm 0,009$	—	3,3	$0,117 \pm 0,002$	$13,5 \pm 0,4$ (1)
	§ B2-82-A2 *	+2	300	$1,100 \pm 0,010$	—	29,5	$0,067 \pm 0,001$	$7,5 \pm 0,3$ (1)
	§ B1-82-B "	+2	400	$1,080 \pm 0,007$	—	2170	$0,680 \pm 0,008$	$119,0 \pm 4,5$ (1)
	§ B1-82-A "	+2	560	$1,050 \pm 0,007$	—	215	$0,850 \pm 0,006$	$198,0 \pm 6,5$ (1)
	§ B3-83-B "	+2	360	$1,130 \pm 0,012$	—	96	$0,780 \pm 0,035$	$157,0 \pm 20$ (1)
	§ B4-84-A "	+2	180	$1,040 \pm 0,014$	—	397	$0,790 \pm 0,043$	$165,0 \pm 28$ (1)
	§ B4-84-B "	+2	350	$1,130 \pm 0,010$	—	461	$0,860 \pm 0,027$	$195,0 \pm 21$ (1)
Cv. C. Varques A	Var1c	-1	260 ± 10	$1,292 \pm 0,044$	—	—	$0,388 \pm 0,029$	$52,4 \pm 5,0$ (1)
Cv. C. Varques B	VB-0	+1,4	58 ± 2	$2,110 \pm 0,087$	$2,229 \pm 0,110$	164 ± 29	$0,289 \pm 0,019$	$36,0 \pm 2,8$ (2)
C. Bassa Blanca &	Bass3b	+35	210 ± 10	$1,097 \pm 0,049$	—	—	$0,982 \pm 0,045$	> 255
	# Bass3r	+35	244 ± 7	$1,011 \pm 0,029$	—	$5,39 \pm 0,32$	$1,205 \pm 0,052$	> 235
(1) $\pm 1 \sigma$ (2) $\pm 2 \sigma$								
§ según ANDREWS <i>et al.</i> (1989); " colada A-A' * colada B & según HENNIG <i>et al.</i> (1981) # según GINÉS & GINÉS (1993)								

Tabla 17: Resultados analíticos de las dataciones Th/U disponibles, correspondientes a espeleotemas depositados en condiciones vadosas.

salobres de muchas cuevas mallorquinas. Este hecho fue tempranamente constatado por JOLY (1929), quien relacionó la formación de estos depósitos estalagmíticos con episodios regresivos del Mediterráneo. Esta línea de investigación ha sido explotada a fondo en áreas geográficas como las Bahamas o las Bermudas, donde se han efectuado numerosas dataciones Th/U de estalagmitas y coladas situadas a profundidades de hasta -45 metros por debajo del nivel marino (GASCOYNE *et al.*, 1979; HARMON *et al.*, 1978a; LI *et al.*, 1989; SPALDING & MATHEWS, 1972). De esta forma se ha podido conocer la ubicación cronológica, y evaluar la magnitud mínima, de las regresiones ocurridas durante los últimos 300 ka, las cuales permitieron la deposición de esos espeleotemas aéreos. Este tipo de investigaciones ha contribuido de manera consistente, en conjunción a veces con datos de otras procedencias (dataciones de corales...), al establecimiento de curvas eustáticas globales más o menos detalladas para el Pleistoceno Superior y Holoceno (ALESSIO *et al.*, 1992; BUTZER, 1985; HARMON, 1980, 1985).

En el caso de Mallorca, no se ha trabajado en la datación sistemática de los espeleotemas vadosos que se encuentran hoy en día sumergidos en las cuevas costeras. Tan sólo se dispone de la edad Th/U de una estalagmita recolectada a -1 metros en la Cova de Cala Varques A, en Manacor (ver Tabla 17), la cual está provista de un espectacular sobrecrecimiento calcítico de origen freático. La cronología de la estalagmita aérea que sirve de soporte al espeleotema freático es de 52,4 ka B.P., cifra consistente con el prolongado acontecimiento regresivo ligado a la última glaciación (estadios isotópicos 2 al 4); aunque la situación temporal de esta muestra (*Var 1c*) es bien clara, la escasa profundidad a la que fue recolectada dice muy poco sobre la magnitud de la regresión durante la cual ocurrió el crecimiento de este depósito estalagmítico aéreo.

En la Tabla 17 —que ha sido citada ya en repetidas ocasiones— se han recopilado todos los datos disponibles en el ámbito de Mallorca, relativos a dataciones radiométricas de espeleotemas aéreos. Aparte de las muestras antes mencionadas de las coladas de la Cova de na Barxa (Capdepera), y de la estalagmita de la Cova de Cala Varques A, han sido datadas ahora o en anteriores campañas unas pocas estalactitas aéreas procedentes tanto de la Cova de Cala Varques B (Manacor) como de la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia). Los resultados obtenidos abarcan edades comprendidas entre los 7,5 ka y los >255 ka B.P.

Las informaciones sobre estos aspectos concretos que están siendo tratados ahora resultan muy escasas, de tal modo que es posible aventurar poco acerca de episodios preferenciales de deposición de espeleotemas aéreos en nuestro entorno geográfico. Con todo, en la Figura 74 se han representado las dataciones Th/U disponibles sobre el conjunto de la isla, referenciándolas a los estadios climáticos establecidos en base al registro marino de isótopos de oxígeno (SHACKLETON & OPDYKE, 1973); como dato adicional, en ordenadas se indica la altura de la que proceden las distintas muestras. En este gráfico se aprecia una distribución preferencial de las edades calculadas que se corresponde con eventos de relativo carácter

frío (estadios isotópicos 3 y 6), mientras que son menos abundantes las dataciones de espeleotemas aéreos depositados durante períodos interglaciales. Esta distribución temporal contrasta del todo con los datos reunidos por BAKER *et al.* (1993) y HENNIG *et al.* (1983), quienes ponen de relieve diversos máximos de formación de espeleotemas vadosos (0-15 ka, 35-60 ka, y 80-130 ka) ocurridos durante eventos interglaciales o de relativo signo cálido. Conviene dejar constancia de que las tendencias observadas por los citados autores se basan sobre todo en dataciones de muestras procedentes del NW de Europa, donde las condiciones paleoclimáticas

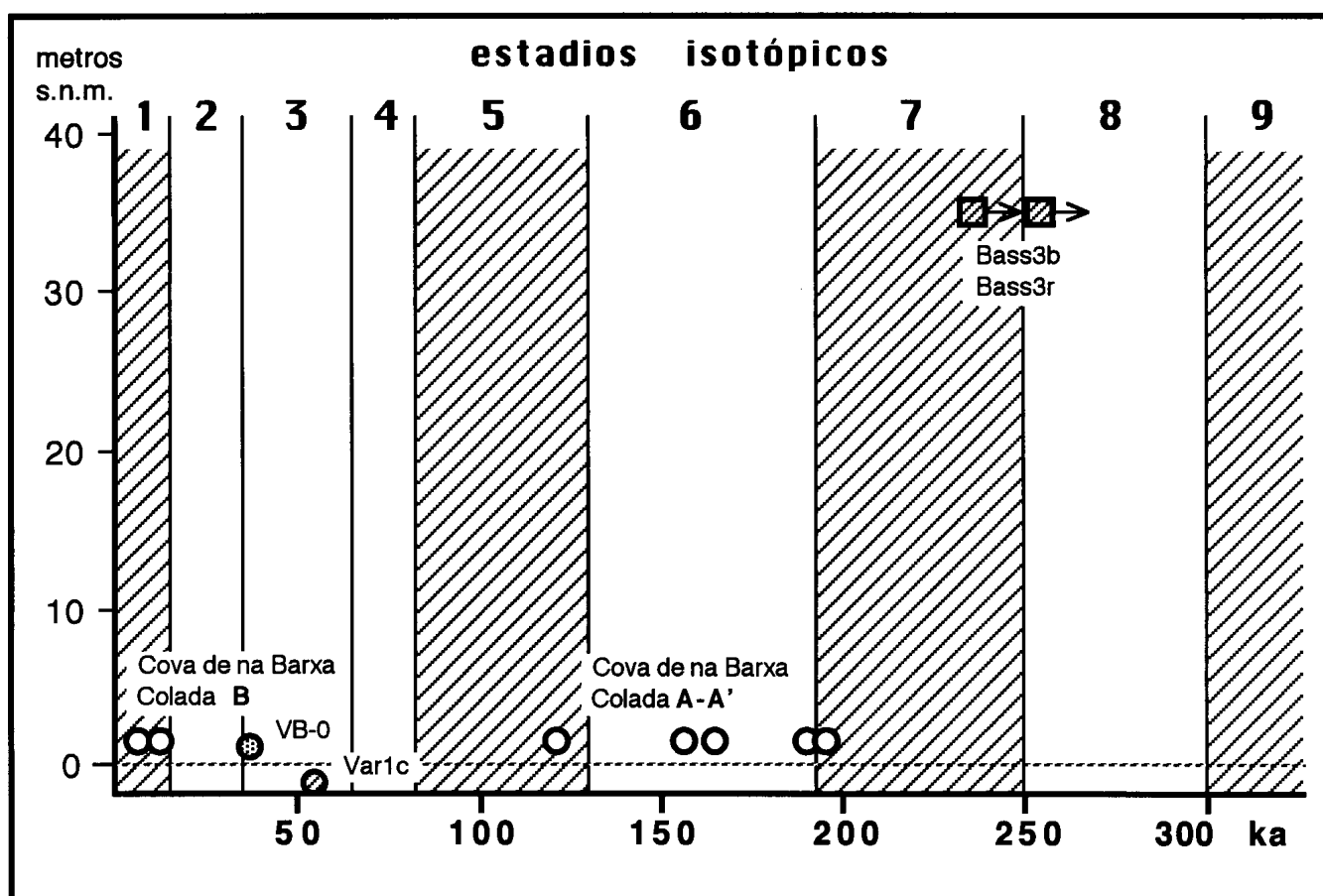


Figura 74: Dataciones Th/U disponibles de espeleotemas depositados en condiciones vadosas, referenciadas al registro marino de isótopos de oxígeno (ver discusión detallada en el texto).

En ordenadas se recoge la altitud a la que se han recolectado las distintas muestras. Se han representado rayados los estadios isotópicos que implican eventos climáticos de signo cálido.

Circulos blancos: Cova de na Barxa (Capdepera); **círculo rayado:** Cova de Cala Varques A (Manacor); **círculo punteado:** Cova de Cala Varques B (Manacor); **cuadros rayados:** Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia).

asociadas a los mínimos termométricos del Pleistoceno serían poco propicias a la generación de espeleotemas, aunque no inhibirían su formación (KASHIWAYA *et al.*, 1991). En este sentido parece evidente que en el área mediterránea estos procesos de sedimentación química pueden haber sido bastante activos incluso en los máximos glaciales (HENNIG *et al.*, 1983), estando controlados más por el régimen de precipitaciones que por condicionantes estrictamente térmicos.

Las dataciones grafiadas en la Figura 74 confirman la existencia de importantes procesos de deposición de espeleotemas vadosos, durante diversos períodos de carácter frío correspondientes a la penúltima y última glaciación (estadios isotópicos 6 y 3). Las muestras analizadas procedentes de la Cova de sa Bassa Blanca se encuentran ya en los límites de aplicación del método Th/U, por lo que no es posible deducir datos fiables a partir de ellas. El hecho de que no haya, de momento, evidencias de una mayor frecuencia de formación de espeleotemas aéreos a lo largo de los momentos de benignidad termométrica (episodios interglaciales) queda justificado por dos razones: las escasas dataciones llevadas a cabo por ahora en nuestra isla, las cuales además se corresponden mayoritariamente con muestras recolectadas muy próximas al presente nivel marino (ver Tabla 17). Debe ser tenido en cuenta que durante los episodios de ascenso del nivel marino, asociados a eventos interglaciales, la formación de espeleotemas aéreos se vería interrumpida por debajo de la cota máxima alcanzada durante dichos picos transgresivos. Nos encontramos, pues, con que la distribución de edades recogida en la Figura 74 es posible que obedezca no ya a condicionantes climáticos —los cuales pueden en realidad existir—, sino a un factor topográfico tan simple como es la cota de la que proceden los espeleotemas analizados. Conviene insistir en un punto importante: éste es un campo prácticamente inexplorado en Mallorca, en el cual los pocos datos disponibles lo son como resultado de dataciones efectuadas de forma marginal, dentro de las tareas relacionadas con otras líneas de investigación.

Los espeleotemas freáticos. Entre los sedimentos de origen químico existentes en las cuevas litorales de Mallorca, sobresalen por su originalidad las cristalizaciones de muy diversa morfología que han sido agrupadas bajo la denominación genérica de *espeleotemas freáticos* (GINÉS *et al.*, 1981b). Se trata de depósitos carbonáticos generados en la franja superficial de las aguas freáticas, las cuales inundan las cotas inferiores de estas cuevas costeras constituyendo lagos salobres, cuya posición altimétrica está controlada por el nivel marino. Estos procesos son activos en la actualidad, estando relacionados con la estabilización postglacial del Mediterráneo correspondiente al presente ± 0 metros (POMAR *et al.*, 1979).

Pero el gran interés de los espeleotemas freáticos radica en el siguiente extremo: la historia pleistocénica del nivel marino es susceptible de haber quedado registrada mediante alineaciones de estas cristalizaciones, situadas a cotas diversas tanto por encima como por debajo de la cota actual de la superficie de las aguas marinas (GINÉS & GINÉS, 1974, 1995b; GINÉS *et al.*, 1981a; POMAR *et al.*, 1987). Un exponente simple pero ilustrativo de estos temas lo tenemos en la Cova del Dimoni, en el municipio de Manacor, cavidad de la cual se adjunta la topografía (Figura 75). Esta cueva consiste en una sala que se abre al exterior mediante una entrada terrestre, así como a través de una boca submarina que comunica el gran lago interior con el mar abierto. Con anterioridad a la apertura, por erosión litoral, de la boca subacuática —hecho que dio lugar a la existencia del actual lago de agua del todo marina— la cavidad era una forma endokárstica bastante evolucionada, en la que las aguas freáticas litorales delimitaban tranquilos y cambiantes lagos salobres, cuya superficie fluctuaba de acuerdo con las oscilaciones marinas. En la superficie de estos ambientes lacustres hipogeos tuvieron lugar procesos de deposición de carbonatos, durante al menos dos episodios de nivel marino superior al actual; concretamente, en la sección B-B' de la topografía (Figura 75) se aprecian dos alineaciones de espeleotemas freáticos, que delimitan sendas bandas de nivel a +1,3 y +2,5 metros s.n.m. La datación Th/U del paleonivel de +2,5 metros ha aportado edades de 107,9 a 119,7 ka B.P. (estadio isotópico 5). Este dato, aparte de

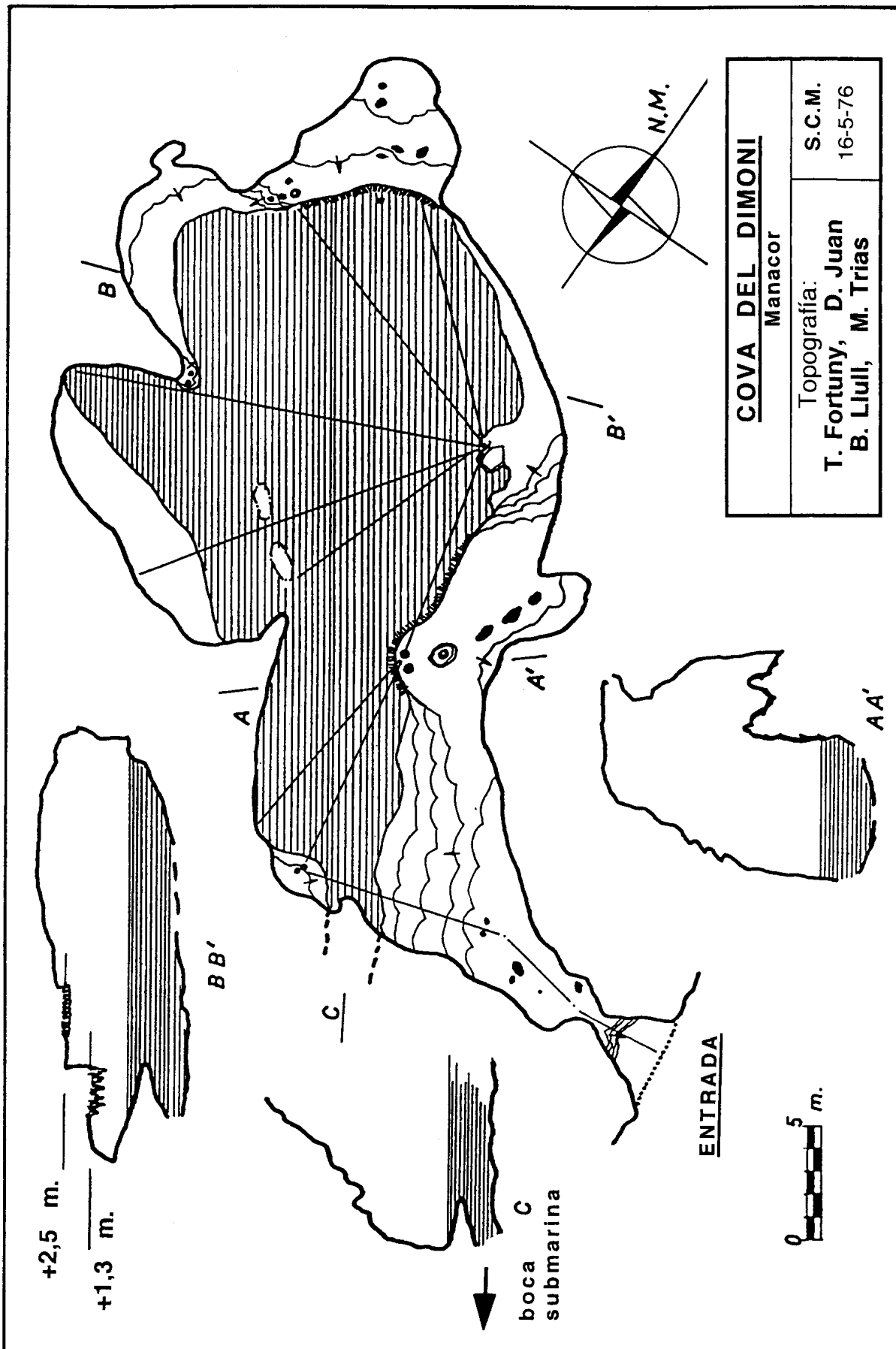


Figura 75: Topografía inédita de la Cova del Dimoni (Manacor), reproducida por cortesía de Miquel TRIAS.
 En esta cueva kárstico-marina se reconocen dos paleoniveles de espeleotemas freáticos (ver sección B-B') situados a +1,3 y +2,5 metros por encima del actual nivel del mar.

registrar la magnitud del pico transgresivo correspondiente al último interglacial, permite situar en el tiempo la apertura de la boca marina de la cueva que por fuerza ha de ser posterior a dicho evento climático, o sea holocénico con toda probabilidad.

Otras localidades, como las cavernas localizadas en el Cap Vermell (Figura 76), hacen posible intuir las grandes posibilidades espeleo-cronológicas y paleoambientales de los espeleotemas freáticos. En las tres interesantes cavernas abiertas en este promontorio calcáreo, se han

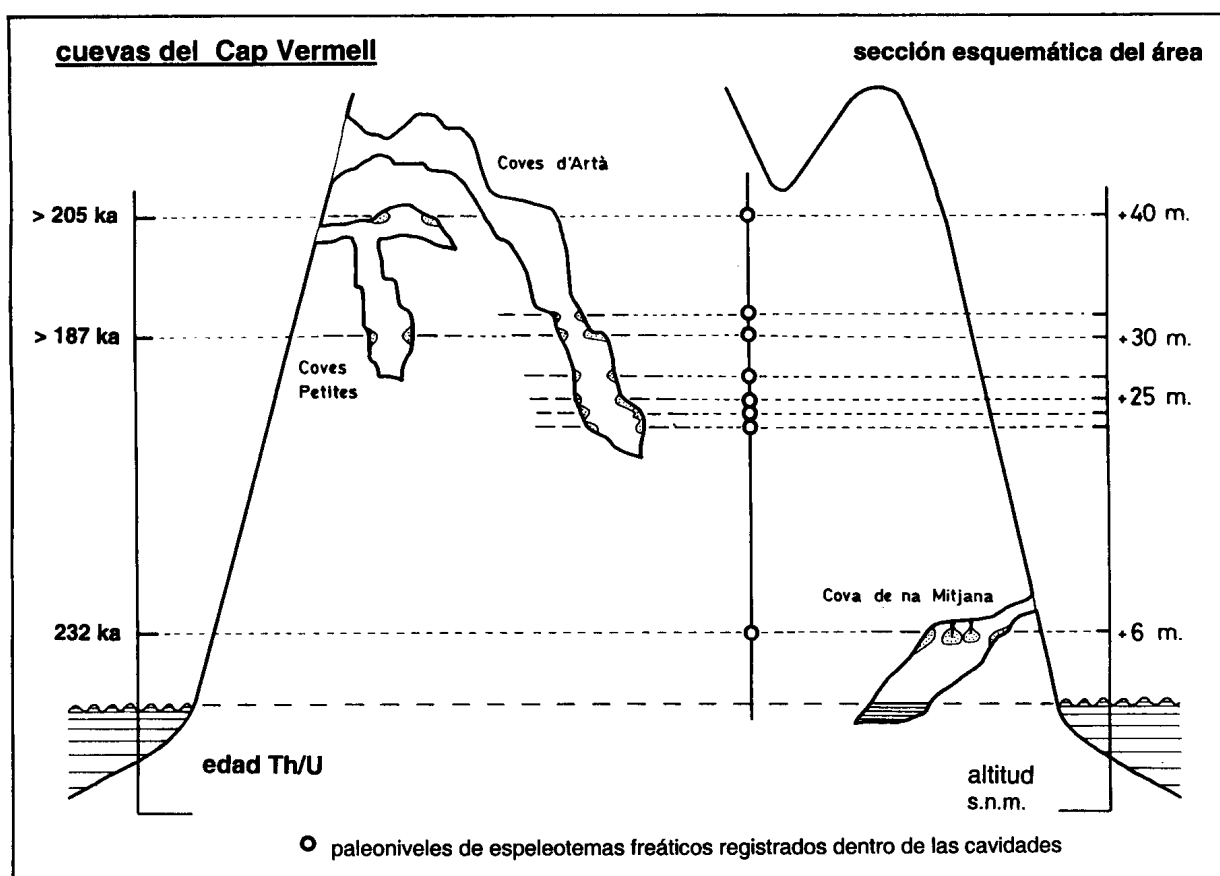


Figura 76: Alineaciones horizontales de espeleotemas freáticos existentes en las cuevas del Cap Vermell (Capdepera), representadas sobre una sección transversal con su escala vertical muy exagerada. Este tipo de depósitos autóctonos son un excelente registro de los paleoniveles del Mediterráneo, consecuencia de las fluctuaciones glacio-eustáticas que ha experimentado a lo largo del Cuaternario.

Las dataciones Th/U de la Cova de na Mitjana sugieren una edad de sus espeleotemas freáticos en torno a los 232 ka B.P. (estadio isotópico 7); las relaciones isotópicas de las muestras de las Coves Petites sólo permiten aventurar edades mínimas, pudiendo corresponder por tanto al estadio 9 o incluso eventos anteriores.

observado más de ocho paleoniveles de cristalizaciones freáticas distribuidos aproximadamente entre las cotas +6 y +46 metros s.n.m. Estas bandas horizontales de cristalizaciones, nos enseñan hasta qué punto esta clase de espeleotemas supone un registro excelente de la historia reciente del nivel marino, con unas potencialidades enormes para la investigación del Cuaternario. El análisis isotópico de muestras de estos depósitos, así como su datación radiométrica (HENNIG *et al.*, 1981; GINÉS & GINÉS, 1993b; TUCCIMEI *et al.*, 1998), abren destacables perspectivas en cuanto al conocimiento espeleocronológico del endokarst litoral y, sobre todo, en lo que se refiere al estudio detallado de las oscilaciones pleisto-holocénicas del nivel del Mediterráneo.

Como sea que estos temas ya han sido insinuados repetidas veces en capítulos anteriores, y constituyen además el bloque temático principal de esta memoria —el cual se desarrolla más adelante—, no nos extenderemos ahora sobre la materia. Para profundizar en estas cuestiones, el interesado deberá consultar el conjunto de siguientes capítulos, que se dedican a abordar los espeleotemas freáticos y su relación con paleoniveles marinos cuaternarios.

5.6. Datos espeleocronológicos sobre el karst litoral de Mallorca: algunas aproximaciones adicionales

En los capítulos anteriores, integrantes de este gran bloque temático que ahora concluye, se ha procurado seguir una línea de razonamiento al máximo coherente, aún a sabiendas de que lo heterogéneo de sus contenidos puede otorgar a su estructura una apariencia no exenta de artificiosidad. Rememorando el argumento que se ha intentado exponer, hemos visto cómo las oscilaciones eustáticas del nivel marino condicionan la ocurrencia espacial y temporal de una amplia gama de interacciones, que acontecen entre dos sistemas morfogenéticos bien diferenciados: el karst y el modelado litoral. Estas interferencias se materializan en un variado conjunto de formas y sedimentos específicos del karst costero, cuya cronología viene controlada precisamente por la historia de las oscilaciones del mar durante el Cuaternario. La dependencia estrecha existente entre la evolución del endokarst costero y las vicisitudes del nivel marino suministra un sólido marco geocronológico, de elevado potencial para facilitar la reconstrucción fiel de la historia evolutiva de determinadas cavidades litorales. Se exponen a continuación dos ejemplos adicionales sobre estas potencialidades espeleocronológicas, dejando para el siguiente bloque temático —el cual se ocupa del estudio de los espeleotemas freáticos, y su relación con paleoniveles marinos— la demostración de hasta qué punto el interés de estas investigaciones se extiende a problemas más generales y trascendentes dentro del conocimiento de los tiempos cuaternarios.

La Cova de Cala Falcó: un caso de interferencias múltiples ligadas al último interglacial. En el fondo de la pequeña ensenada que da nombre a esta localidad, sita en el municipio de Manacor, se localiza una interesante cueva kárstico-marina de unos 150 metros de desarrollo (TRIAS & MIR, 1977). La

sucesión de salas que la integran comunica con el exterior a través de un orificio bajo de techo abierto, a +2 metros por encima del nivel del mar, en el fondo de un amplio porche de erosión marina (Figura 77).

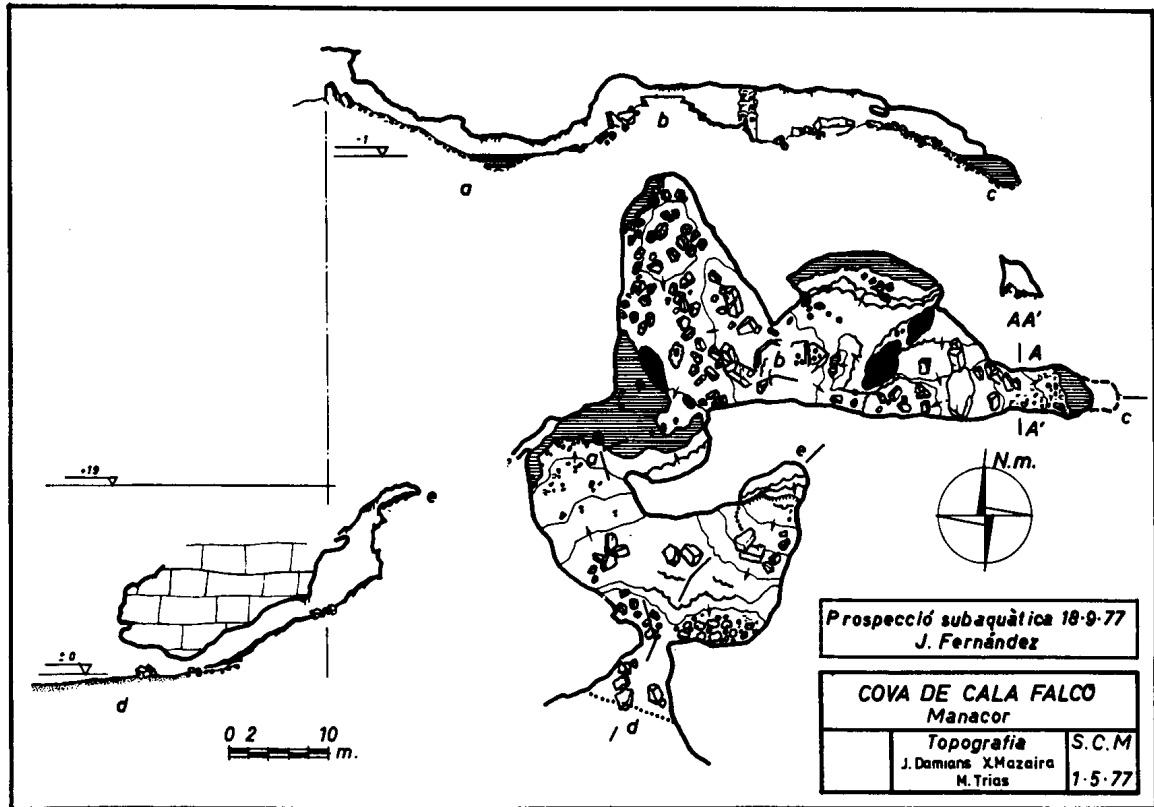


Figura 77: Topografía de la Cova de Cala Falcó, en Manacor, según TRIAS & MIR (1977).

Esta caverna exhibe diferentes formas y sedimentos, relacionados presumiblemente con la transgresión correspondiente al último interglacial. Consultar el texto para una discusión pormenorizada de dicha localidad.

El aspecto general de la cavidad coincide con los rasgos ya detallados hasta la saciedad, en las múltiples referencias que se han ido haciendo a la endokarstificación del Migjorn de Mallorca. En este sentido, su fisonomía resulta caracterizada por una trilogía morfológica de sobras descrita: importantes desprendimientos de bloques rocosos, abundancia de espeleotemas, y presencia de lagos de aguas salobres (GINÉS, 1995b; GINÉS & GINÉS, 1987a, 1992).

Concretamente, es en las inmediaciones de esos lagos hipogeos donde topamos con la primera interferencia entre las vicisitudes del nivel del

mar y la historia evolutiva de la caverna. Nos referimos a la existencia de ejemplares de espeleotemas freáticos, que registran un paleonivel transgresivo del Mediterráneo localizado a una altitud de +1,9 metros s.n.m. Adelantando acontecimientos —los cuales serán desarrollados en el capítulo pertinente—, diremos que la datación absoluta de una muestra de estos espeleotemas ha suministrado una edad de 83,9 ka B.P., cronología correspondiente al subestadio isotópico 5a que representa la pulsación cálida más reciente del último gran evento interglacial.

Aparte de los depósitos químicos citados, que han podido ser situados en el tiempo de manera unívoca gracias a las técnicas de datación isotópica, el porche de entrada a la gruta alberga diversas formas y

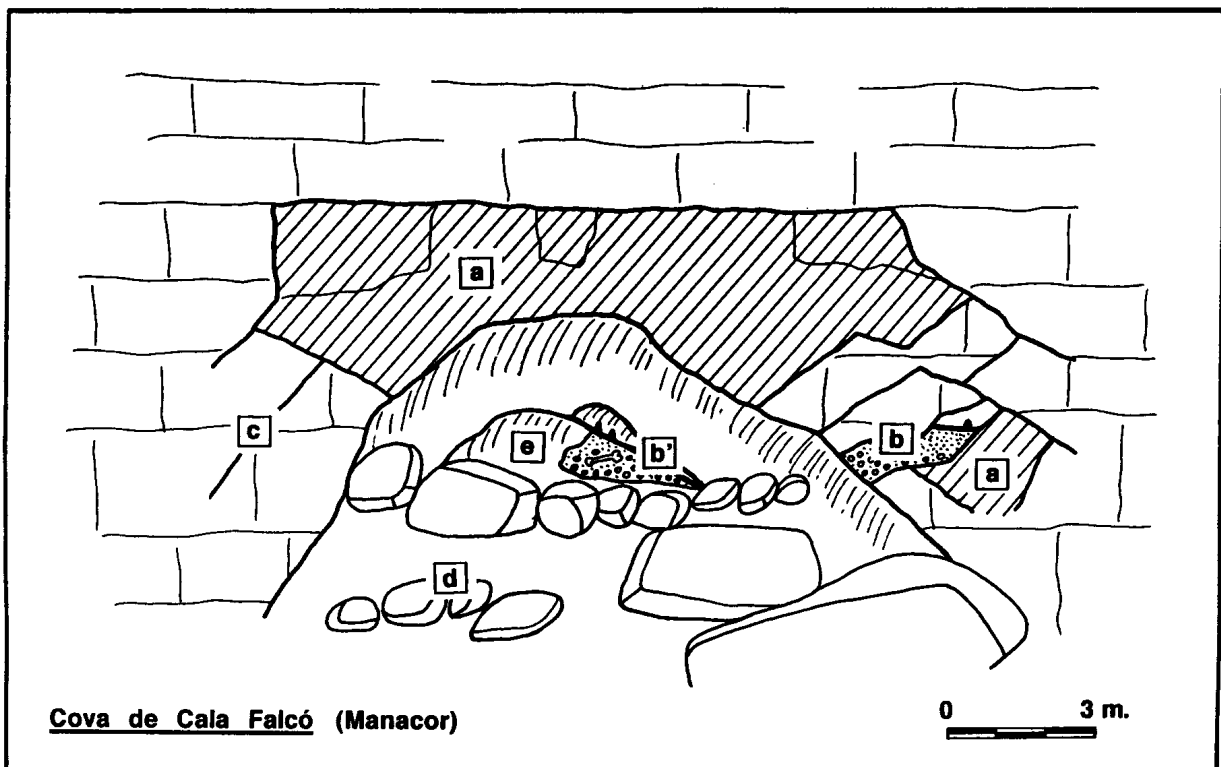


Figura 78: Aspecto del porche de entrada a una cueva kárstico-marina del litoral de Manacor. Sus morfologías y sedimentos relacionados con antiguos niveles marinos están descritos con detalle en el texto; por otra parte, la Tabla 18 contiene una reconstrucción espeleocronológica de la evolución morfogenética de esta localidad.

a: coladas estalagmíticas pavimentarias que colmataban una antigua cavidad kárstica; **b:** depósitos alóctonos de origen marino (gravas y arenas); **b':** rellenos alóctonos que incluyen asimismo restos de *Myotragus balearicus*; **c:** zonas de intensa fracturación por inestabilidad mecánica; **d:** cantos y bloques trabajados por la erosión marina; **e:** orificio de ingreso a las salas interiores.

La representación de los depósitos alóctonos (**b** y **b'**) está algo exagerada para un más fácil reconocimiento.

sedimentos fruto de las interacciones entre dinámica litoral y karstificación (Figura 78).

Comenzando por cuestiones del todo evidentes, conviene resaltar que la zona de ingreso de la Cova de Cala Falcó constituye un ejemplo paradigmático de captura marina de una cueva pre-existente. Un aspecto particular, en este caso concreto, consiste en observar cómo la erosión litoral ha desmantelado de modo preferencial el acúmulo de bloques heterométricos, que formaban el pavimento de una sala de origen kárstico; de esta manera, el techo de la balma exterior está constituido por potentes coladas estalagmíticas, que colmataban cavidades de disolución y presumiblemente recubrían un sustrato clástico hoy en día desaparecido.

La existencia de los vacíos kársticos aludidos —más o menos colmatados por rellenos autóctonos—, así como el posterior modelado de la cueva de abrasión marina, produjeron fenómenos de distensión de los materiales rocosos, que se traducen en una mayor densidad de fracturación en ambos laterales de la boca actual. En algunas de estas fracturas propiciadas por factores mecánicos se encuentran gravas y arenas groseras de origen marino (Figura 78 **b**), depositadas probablemente durante el evento transgresivo que produjo la captura marina. Asimismo se puede reconocer otro depósito alóctono de gravas y cantos (**b'**), poco rodados, justo en el orificio de acceso a las salas interiores; este relleno de origen (al menos parcialmente) marino presenta hacia arriba clastos cada vez más angulosos, habiéndose obtenido en él fragmentos óseos de *Myotragus balearicus* pero de escasa relevancia paleontológica.

La cronología de los acontecimientos, que contribuyeron a la configuración actual del sector de entrada de esta caverna, no cuenta con indicios consistentes que ayuden a su determinación. La posición altimétrica del porche de acceso abarca un rango de entre +1 y +4 metros s.n.m., valores que podrían apuntar a una edad de la captura marina —y los sedimentos alóctonos asociados— correspondiente al conjunto de transgresiones del último interglacial (estadio isotópico 5). Tal como se podrá

<i>acontecimiento morfo-genético</i>	<i>cronología propuesta</i>	ka B.P.
<ul style="list-style-type: none"> - continúan activos algunos procesos muy puntuales de estalagmitización aérea - formación de espeleotemas freáticos subactuales en los lagos más internos de la cueva 	subactual	0 - 5
<ul style="list-style-type: none"> ⇒ - deposición de espeleotemas freáticos en algunos lagos hipogeos (paleonivel de +1,9 metros), en correspondencia con una pulsación transgresiva de carácter cálido 	Pleistoceno Superior (subestadio 5a)	84
<ul style="list-style-type: none"> ⇒ - captura de la cueva kárstica por parte de la erosión litoral, con el consecuente vaciado del acúmulo de bloques subyacente a las gruesas capas estalagmíticas del porche de entrada 	Pleistoceno Superior (estadio 5)	80 - 135
<ul style="list-style-type: none"> ⇒ - depósitos alóctonos de origen marino (arenas y gravas) son emplazados en la zona de acceso a la cavidad - estos depósitos incluyen restos paleontológicos con <i>Myotragus balearicus</i> 		
<ul style="list-style-type: none"> - evolución de la cavidad en condiciones vadosas (desprendimiento de bloques, estalagmitización aérea). Esta dilatada fase tiene un carácter muy discontinuo al verse interferida por las fluctuaciones del nivel marino 	Pleistoceno Medio — Pleistoceno Inferior	135 - 1500
<ul style="list-style-type: none"> - espeleogénesis: excavación freática de los vacíos y conductos iniciales 	Pleistoceno Inferior — Mioceno final	1500 - 6000

Tabla 18: Reconstrucción espeleocronológica —expuesta en orden de antigüedad creciente— de los acontecimientos morfo-genéticos discernibles en la Cova de Cala Falcó (Manacor). En la Figura 77 se recoge la topografía de esta caverna kárstico-marina.

Se han remarcado aquellos acontecimientos morfo-sedimentarios atribuidos al conjunto del último interglacial (estadio isotópico 5). La edad indicada para los eventos anteriores al estadio 5 (*en cursiva*) es meramente orientativa.

comprobar en las curvas eustáticas que se propondrán más adelante (ver subcapítulo 6.9), el nivel del Mediterráneo durante el estadio 5 no parece haber superado en Mallorca la cota de los +2,5 metros, elevación que es coherente con la altimetría de esta localidad; no obstante, tampoco es descartable la posibilidad de que el acceso marino a la Cova de Cala Falcó hubiese sido trabajado por los mecanismos de erosión costera durante alguna transgresión anterior o, con mayor probabilidad, en el máximo transgresivo Flandriense.

Con todos los datos expuestos, estamos en condiciones de sugerir una reconstrucción espeleocronológica que dé cuenta de la evolución morfogenética observable en esta localidad (Tabla 18). Los dos acontecimientos más antiguos plasmados en dicho esquema son comunes al conjunto de cavidades del Migjorn: por un lado una primera fase de espeleogénesis freática, atribuida como mínimo al Plioceno o Pleistoceno Inferior, a la que seguirá una muy importante evolución morfológica en condiciones vadosas (caída de bloques, deposición de espeleotemas) que se prolongará a lo largo del Pleistoceno Inferior y Medio. Esta transformación vadosa de los vacíos iniciales tendría lugar de manera discontinua en el tiempo, a causa de la interferencia que supone la alternancia de ascensos y descensos del nivel marino. A este respecto, los momentos regresivos propiciarán en general los desprendimientos de bloques, permitiendo a su vez la deposición de espeleotemas aéreos; mientras, las pulsaciones transgresivas inhibirían la formación de espeleotemas convencionales por debajo de determinadas cotas, favoreciéndose al mismo tiempo la disolución freática de los materiales resultantes de los procesos clásticos.

Se llega así al Pleistoceno Superior cuando, correspondiendo con el estadio isotópico 5, tiene lugar probablemente la captura de la cueva kárstica a causa del retroceso de la línea de costa, depositándose además los rellenos alóctonos presentes en las áreas adyacentes a la entrada de la cavidad. También en este gran evento climático —en concreto, en el subestadio 5a— aconteció la deposición de espeleotemas freáticos, a una altitud de +1,9 metros, en correspondencia con un pico transgresivo ligado a

un episodio de carácter cálido. En la actualidad prosiguen activos en determinados puntos de la cueva los procesos de estalagmitización aérea; asimismo, en los lagos más interiores continúa la precipitación de carbonatos freáticos en el actual rango de fluctuación de la superficie de los lagos hipogeos.

En suma, esta modesta pero curiosa caverna constituye un buen exponente de las variadas interacciones que se originan en la franja litoral de los terrenos calcáreos. La ubicación cronológica de estas interferencias corresponde de manera plausible al último gran evento interglacial, tratándose tanto de manifestaciones morfogenéticas epigeas ligadas a la evolución de la línea de costa —la captura marina y los depósitos alóctonos costeros—, como de rellenos específicos del endokarst —espeleotemas freáticos— que representan un privilegiado registro de los antiguos niveles del Mediterráneo.

Intento de reconstrucción espeleocronológica de las cavidades costeras de Mallorca: las cuevas del Cap Vermell. En las cercanías de este promontorio costero, ubicado en el término municipal de Capdepera, se conocen una serie de cavidades subterráneas de entre las cuales destacan las Coves d'Artá, una de las cuevas turísticas de la isla con mayor renombre. Aparte de ella, otras localidades como las Coves Petites, la Cova de na Mitjana o la Cova de na Barxa presentan un acentuado interés, a causa de los sedimentos y morfologías propios de la karstificación costera que exhiben estas cavernas. No se procederá ahora a la descripción e interpretación de dichas cavidades, pero recordaremos que sus respectivas topografías pueden consultarse en las Figuras 36, 41 y 72, así como aproximaciones espeleocronológicas de las dos últimas en las Tablas 11 y 16.

Las cuevas excavadas en estos relieves de rocas carbonatadas mesozoicas —pertenecientes a la unidad morfoestructural de las Serres de Llevant— muestran un variado repertorio de formas y depósitos, los cuales

están íntimamente relacionados con las fluctuaciones del Mediterráneo ocurridas durante el Cuaternario. Por estas razones, el pintoresco y complejo enclave geomorfológico constituido por el endokarst del Cap Vermell, y sus aledaños, ofrece unas muy amplias posibilidades espeleocronológicas, que ya fueron subrayadas hace algunos años (GINÉS & GINÉS, 1993a). Además del citado trabajo, referencias a aspectos concretos de la morfología y de los rellenos existentes en las localidades que nos atañen han sido publicadas en GINÉS (1973), GINÉS *et al.* (1975) y ANDREWS *et al.* (1989).

Las informaciones cronológicas suministradas por las referidas cuevas hacen posible ensayar una síntesis de su evolución morfogenética, cuya validez consideramos extrapolable en lo esencial al conjunto de las cavidades litorales del levante de la isla. Esta propuesta de reconstrucción espeleocronológica que ahora se desarrollará (Figura 79) se fundamenta en las observaciones procedentes de las cuatro cuevas citadas, aunque puede ser adaptada con tan sólo ligeros retoques a la explicación de la historia evolutiva del endokarst costero de Mallorca en general (GINÉS & GINÉS, 1986, 1987b, 1995b).

A pesar de no disponer en nuestro caso de evidencias consistentes al respecto, las fases iniciales de la espeleogénesis —ocurrida en condiciones freáticas— responsable de la formación de las cavernas que nos ocupan cabe situarlas en el Plioceno, o incluso en los tiempos fini-miocenos. Conviene recordar al respecto, que investigaciones efectuadas en importantes yacimientos paleontológicos de cuevas kársticas mallorquinas (GINÉS & FIOL, 1981; PONS-MOYÀ *et al.*, 1979) apoyan de manera sólida una edad Plioceno Inferior, cuando menos, para la excavación de algunas redes de galerías y conductos freáticos. Esta cronología mínima viene respaldada por el hecho de que ciertas cavidades de diferentes puntos de la isla —Cova de Canet, en Esporles; Cova des Fum, en Sant Llorenç des Cardassar— contienen restos de faunas endémicas de vertebrados (como, por ejemplo, *Myotragus antiquus*), cuyas formas evolutivas corresponden con claridad al Plioceno Superior o al límite Plio-Cuaternario.

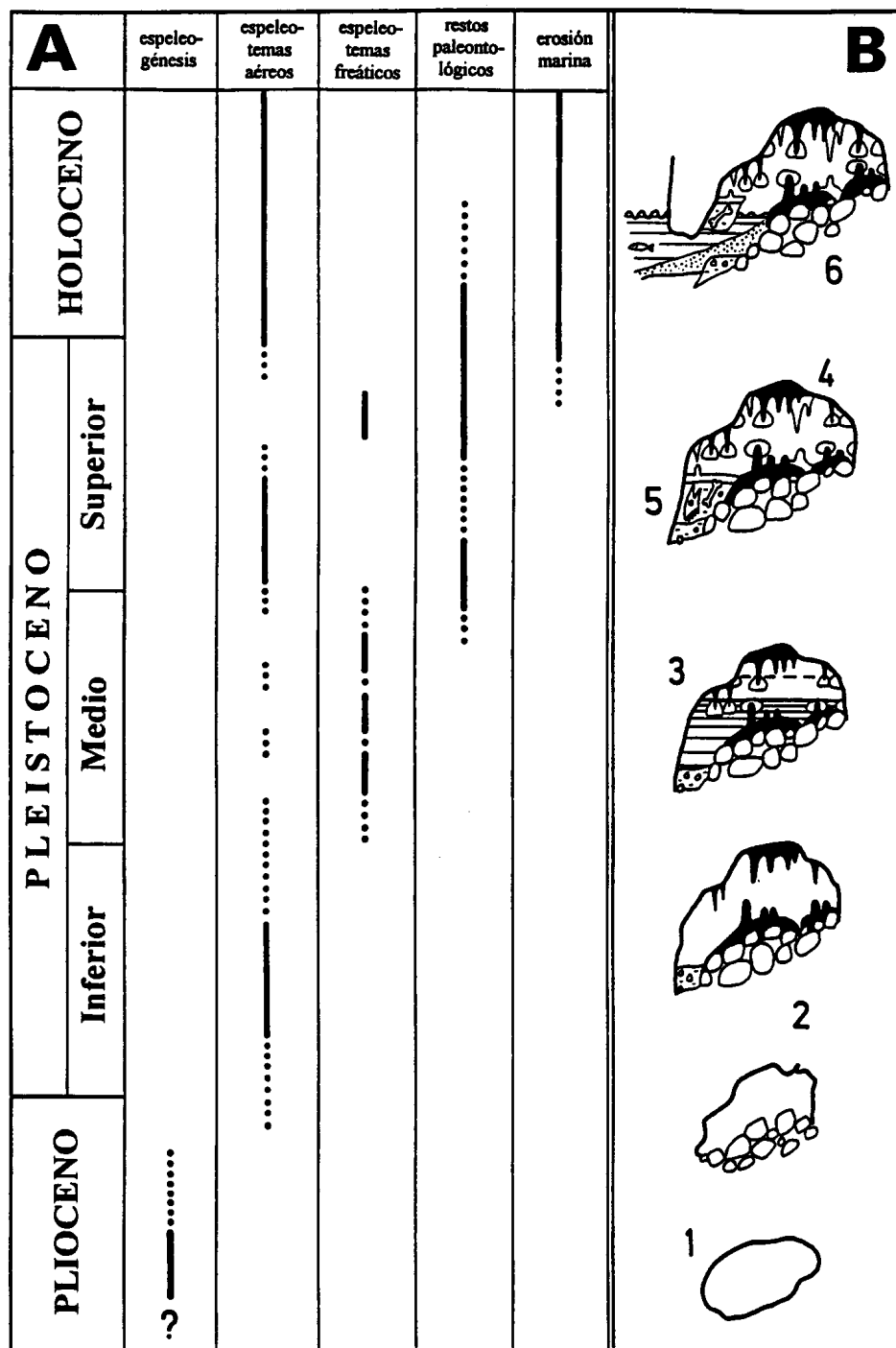


Figura 79:

A: Reconstrucción cronológica de los procesos morfogenéticos implicados en la evolución de las cuevas del Cap Vermell (Capdepera).

B: Apariencia morfológica general de las cuevas estudiadas, en los distintos momentos de su evolución. 1: excavación de una red inicial de vacíos freáticos; 2: procesos de hundimiento mecánico de paredes y bóvedas alternan con fases de estalagmitización aérea; 3: diversos episodios de formación de cristalizaciones freáticas se corresponden con paleoniveles del Mediterráneo durante el Pleistoceno Medio; 4: continúan los procesos de estalagmitización aérea, alternando con momentos de generación de cristalizaciones freáticas; 5: se acumulan restos paleontológicos de vertebrados endémicos en el interior de algunas cavernas; 6: mecanismos recientes de erosión y sedimentación marina afectan a las cavidades costeras.

Los vacíos freáticos primigenios fueron afectados con posterioridad (Plioceno Superior y Pleistoceno Inferior) por importantes mecanismos de hundimientos de bloques rocosos, que contribuyeron al desarrollo volumétrico de las cavidades iniciales. Estos procesos de reajuste mecánico de paredes y bóvedas se interdigitan con momentos de intensa precipitación de espeleotemas aéreos, que tendrán lugar de modo discontinuo durante todo el Cuaternario. Deben ser tenidas en consideración ahora las fluctuaciones experimentadas por el nivel marino, las cuales son causantes en buena medida del carácter intermitente de las pautas morfogenéticas que dominan en las cavernas costeras durante todo el Pleistoceno. En este sentido, ya se ha indicado con anterioridad cómo los episodios regresivos actúan positivamente en cuanto a favorecer los procesos clásticos generalizados y la formación de espeleotemas aéreos, mientras que las transgresiones afectan de manera negativa a ambos fenómenos y, en particular, impiden la precipitación de espeleotemas convencionales por debajo de las cotas alcanzadas por el nivel marino.

Durante el Pleistoceno Medio y Superior las pulsaciones positivas del Mediterráneo se ven registradas, en las cuevas del Cap Vermell, por medio de abundantes alineaciones de espeleotemas freáticos distribuidas entre +2,4 y +46 metros s.n.m. (ver Tabla 27). Los paleoniveles de mayor elevación son necesariamente bastante antiguos (estadio isotópico 11 o anteriores), aunque también están presentes alineaciones de espeleotemas freáticos correspondientes a transgresiones más recientes, que es factible adscribir al estadio 7 (consultar subcapítulo 6.6), o inclusive especímenes pertenecientes al óptimo climático del último interglacial (subestadio 5e). Conforme a la pautas que se derivan de lo expuesto en los párrafos precedentes, en las cuevas litorales investigadas es frecuente observar la sucesión de diversas etapas de estalagmitización aérea —asociadas a descensos del nivel marino— que alternan con diferentes episodios de formación de espeleotemas freáticos, los cuales registran estabilizaciones altas del Mediterráneo ligadas a eventos de signo cálido.

Algunas localidades como las Coves d'Artà y la Cova de na Barxa albergan restos paleontológicos con *Myotragus balearicus*, cuya edad abarca el Pleistoceno Medio y Superior (ANDREWS *et al.*, 1989; MOYÀ-SOLÀ & PONS-MOYÀ, 1979). Estos materiales óseos se han ido sumando, durante los últimos 300 ka, a las secuencias sedimentarias de las cuevas costeras aludidas, intercalándose entre depósitos estalagmíticos (ver Figura 73) e interrelacionándose con otros acontecimientos morfogenéticos controlados por la posición del nivel marino (deposición de espeleotemas freáticos, captura marina de las cavidades inmediatas a la línea de costa...).

Los fenómenos consistentes en la captura marina de formas endokársticas no están afectados por otra limitación temporal que la posición altimétrica, en cada momento, de la superficie del Mediterráneo. En el presente caso están documentadas algunas capturas de esta clase ocurridas en torno al último interglacial, si bien no puede descartarse la existencia de posibles retrabajamientos marinos postglaciales en las cuevas capturadas. Este tipo de interferencias entre litoral y karst conlleva la deposición de materiales detríticos alóctonos en las cavidades afectadas, emplazados a partir del Pleistoceno Superior ya sea mediante transporte marino o eólico.

Se llega así al Holoceno, período en el que prosiguen todavía activos en el Cap Vermell determinados procesos morfogenéticos, como son la formación de espeleotemas aéreos y la actuación de los mecanismos de erosión costera; estos últimos van acompañados de la consiguiente sedimentación alóctona de origen marino, en algunas localidades. No existen evidencias que confirmen si la deposición de espeleotemas freáticos continúa activa en nuestra área, aunque en numerosas cavernas del levante de Mallorca se ha comprobado la existencia de cristalizaciones freáticas subactuales calcíicas o de aragonito. Finalmente, y con toda lógica, la presencia de restos paleontológicos de vertebrados endémicos resulta del todo condicionada por la extinción de estas faunas en el Holoceno, como consecuencia de la llegada del hombre a nuestras islas.

A modo de recapitulación es conveniente enfatizar los aspectos siguientes, los cuales pueden hacerse extensivos a la espeleocronología del karst costero de Mallorca, considerándolo como un conjunto relativamente unitario:

- La espeleogénesis freática inicial que originó las cuevas estudiadas se remonta con bastante probabilidad al menos hasta el Plioceno, no habiéndose constatado la continuidad actual de la vigencia de esos mecanismos espeleogenéticos.
- Las cavidades tenían ya en el Pleistoceno Medio unas características morfológicas y volumétricas muy semejantes a las que presentan en la actualidad. En este sentido, durante los últimos 300 ka las cavernas han experimentado tan sólo pequeños retoques morfo-sedimentarios, controlados por las oscilaciones eustáticas del Mediterráneo.
- Estos retoques relacionados con la historia cuaternaria del nivel marino son básicamente de dos clases: por un lado, la deposición de espeleotemas freáticos y, por otra parte, la captura litoral de vacíos kársticos con los consiguientes depósitos alóctonos de origen marino. Los restos paleontológicos de vertebrados endémicos contribuyen a conseguir precisiones cronológicas, aunque no se trate de rellenos específicos del karst costero.
- Los procesos de precipitación de espeleotemas aéreos se interdigitan, a lo largo de todo el Cuaternario, con las diversas ocurrencias morfo-sedimentarias ya descritas, ofreciendo un importante potencial cronológico en base a su datación absoluta por métodos radiométricos. Este mismo potencial de datación isotópica, aplicado al estudio de los espeleotemas freáticos, se muestra de gran relevancia de cara a la investigación de la historia del nivel marino y del paleoclima en los tiempos cuaternarios.