

2.4

EL MODELADO DE LA COSTA ROCOSA ORIENTAL DE MALLORCA: MACRO, MESO Y MICROFORMAS

Vicenç M. ROSSELLÓ¹, Pau BALAGUER², Joan J. FORNÓS³, Joaquín GINÉS³, Lluís GÓMEZ-PUJOL², Josep E. PARDO-PASCUAL⁴ y Francisca SEGURA¹

1) Dept. Geografia. Universitat de València.

2) Institut Mediterrani d'Estudis Avançats (IMEDEA, CSIC-UIB), Esporles, Illes Balears.

3) Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca.

4) Departament d'Enginyeria Cartogràfica, Geodesia i Fotogrametria, Universitat Politècnica de València.

INTRODUCCIÓN

La línea de costa es el resultado de un continuo cambio, reflejado en la geomorfología de la zona litoral, que obedece a la acción de los diversos procesos que actúan en ella. Contemplado el litoral como un sistema geomorfológico dinámico, cabe considerar que los procesos físicos, tanto hidrológicos como aerodinámicos, y los químicos –básicamente la disolución, sin olvidar el papel de la biota–, actúan a muy diversas escalas. El condicionamiento litológico y estructural de base puede dar lugar a una amalgama de formas que deben ser estudiadas a muy diversa escala (desde el orden kilométrico hasta el nanométrico).

El presente trabajo se centra en el estudio y caracterización morfológica de una zona peculiar de la isla de Mallorca, con caracteres diferenciales, que corresponde a las denominadas *marines*. Consisten en extensas áreas de desarrollo horizontal que pertenecen a una plataforma carbonática de progradación formada durante el Mioceno superior. Esta plataforma al llegar a la costa es seccionada por acantilados continuos de altura variable, desde pocos metros hasta más de un centenar de desnivel vertical. La continuidad lineal de los acantilados sólo se ve interrumpida de forma puntual por el encajamiento de barrancos cortos que, al llegar a la línea de costa, configuran las características calas. Las calas representan buena parte del registro geodinámico de la evolución glacioeustática y paleoclimática pleistocena, no ya sólo desde el punto de vista de las formas de erosión, sino también de los depósitos litorales asociados.

LOS CONDICIONANTES DE BASE: LITOLOGÍA Y ESTRUCTURA TECTÓNICA

Los materiales que componen la costa acantilada oriental de Mallorca son muy uniformes en su composición y varían sólo en sus características texturales. Se trata de calizas y calcarenitas correspondientes al Mioceno superior. Constituyen esta formación dos unidades sedimentológicas diferentes que resultan de la progradación de una plataforma arrecifal con sus subambientes asociados. La inferior corresponde a la *Unidad Arrecifal* (Pomar, 1991) compuesta por calizas bioclásticas con abundante macrofauna y crecimiento de arrecifes de coral, que en esta zona se disponen como parches arrecifales. Se caracterizan



Figura 1. Aspecto general de las unidades del Mioceno superior (*Unidad Arrecifal y Calizas de Santanyí*) que afloran en los acantilados de Cala Mondragó y estructuras paleokársticas asociadas.

por presentar una gran porosidad, tanto interpartícula como móldica, especialmente a causa de la disolución preferente de la mineralogía aragonítica de los corales. Sus capas masivas exceden los 10 m de potencia y, puntualmente, pueden presentar laminación incipiente. Sobre este nivel y separada por una importante superficie de erosión y karstificación (Fornós, 1999), se dispone la segunda unidad denominada *Complejo Terminal* (Esteban, 1979/80) o *Calizas de Santanyí* (Fornós y Pomar 1983). Esta unidad está caracterizada por la superposición de una secuencia de subniveles muy bien estratificados, que en la base corresponden a margocalizas con abundantes estructuras verticalizadas interpretadas como suelos hidromorfos (*Complejo de manglar*), las cuales evolucionan en la vertical a calizas oolíticas que incluyen niveles estromatolíticos con grandes domos de dimensiones métricas y una estratificación más masiva. Puntualmente esta unidad superior puede estar afectada por estructuras de deformación, originadas por el paleokarst subyacente, que pueden llegar a provocar la brechificación total o parcial de dicha unidad (Fig. 1).

La intercalación de niveles margosos, así como la elevada variabilidad textural de la litología carbonatada (que va desde *rudstones*, *framestones* o *bindstones*, hasta *mudstones*, *packstones* y *grainstones*) proporcionará respuestas muy diferentes a los procesos geomórficos.

Los materiales carbonatados del Mioceno superior, como la totalidad de los correspondientes a esta edad en el archipiélago balear, son posteriores a la orogenia alpina y, en con-

secuencia, no han sufrido una deformación compresiva importante. Solamente se observa en ellos alguna fracturación y cierto diaclasamiento de tipo distensivo con orientaciones variables, si bien destacan los sistemas NE-SW, que puedan dar lugar a fracturas normales de orden kilométrico (Fornós *et al.*, 2002). También son frecuentes direcciones SW-NE y W-E o, incluso, WNW-ESE, que condicionan buena parte de los trazados de barrancos y torrentes encajados en la plataforma carbonatada y asociados a un ligero basculamiento de la misma en dirección SW.

Es especialmente destacable la fracturación paralela a la línea de costa, que coincide con las orientaciones estructurales más importantes, y el diaclasamiento asociado, responsable de buena parte del trazado actual de la misma y de los acantilados que la forman (Fornós *et al.*, 2005), así como de la mayoría de sus características morfológicas (Fornós y Gelabert, 1995).

MACROMODELADO

Dentro de las formas del macromodelado, entendidas como tales aquéllas que se pueden englobar en órdenes de magnitud superiores al hectómetro y pueden llegar a alcanzar orden kilométrico, están básicamente los acantilados que limitan la plataforma carbonatada miocena (que ya han sido objeto de discusión en otro capítulo del presente volumen) y que se caracterizan por la incisión que en ellos efectúan los torrentes o barrancos (Fig. 2). A su vez originan en la línea de costa formas más complejas, simples o compuestas, que denominamos calas (Rosselló *et al.*, 1997; Rosselló, 2003 y 2004).



Figura 2. Cala Mondragó es la forma de macromodelado más característica del litoral carbonatado de Mallorca.

Rosselló (2005) ha dedicado especial atención al concepto lingüístico del término *cala*. En la literatura científica, la acepción francesa *calanque* (procedente del término occitano *calanco*) ha tenido más éxito y sería, según Trenhaile (1987), cualquier penetración litoral con características de garganta u hoz. A pesar de la utilización general de este término por parte de los autores franceses, su acepción ha sido diferente, abarcando desde cursos inferiores de pequeños valles secos, normalmente calizos, inundados y en ausencia de mareas (Blanchard, 1911), hasta un predominio del requisito de la sumersión en el que se englobaría el concepto de *calanque-ría*, por un lado, y el de *calanque-crique* aludiendo a una simple incisión erosiva con penetración decamétrica, por otro (Nicod, 1951 o Chardonnet, 1948, entre otros). Louis (1968) identificaría ambos conceptos y les daría una categoría inferior al de la ría.

Los autores alemanes utilizan de una forma dividida los dos términos sea *cala* o *calanque* (Ellenberg, 1983 o Kelletat, 1989, entre otros), manteniendo además la confusión con el concepto de ría al asociar estos últimos el concepto fisiográfico de *cala* con la palabra compuesta *Talbuchten*, que significaría valle acabado en bahía.

En cualquier caso, es evidente que en la geoforma de la *cala* hay una convergencia de factores, que podemos agrupar en cuatro apartados diferentes: la eustasia, la componente fluvial, la estructura tectónica y el karst. Así, cualquier *variación negativa del nivel del mar* favorece la incisión de los valles, mientras que cualquier subida, su inundación o relleno. Son conocidas las oscilaciones pleistocenas del mar así como su cronología (Shackleton y Opdyke, 1973), con unos rangos glacial-interglacial que pueden superar los 150 m de amplitud, que dejan por un lado incisiones en la plataforma submarina (Pedley *et al.*, 2002) y por otro terrazas marinas y/o depósitos de playa elevados (Cuerda, 1975, Butzer, 1985), entre otras características morfológicas y sedimentarias. En general la disposición de los límites de las calas, así como la pendiente de los fondos de los barrancos, demuestran que los canales fueron reacomodados con un nivel más bajo del mar (Butzer, 1962; Fornós *et al.*, 1998) ya que muestran su continuación en forma de encajamientos en la plataforma (Mateu, *et al.*, 2004). También hay que tener en cuenta, que dentro de los macizos kársticos la reiterada alternancia emersión-inmersión afecta a la morfogénesis subterránea, con variaciones importantes del nivel de base y pérdida o mantenimiento de la sustentación hidráulica. Nicod (1951) considera que el factor eustático primordial es la propia bajada marina, probablemente coetánea con un incremento de la precipitación que se traduce en el desarrollo de la karstificación y una acentuada incisión fluvial. La *componente fluvial* separaría claramente ría del término *cala* por el hecho de existir o no un trazado previo con posterior encajamiento fluvial (Paskoff y Sanlaville, 1978), y quizás por no tener prolongación fluvial (Nicod, 1972). Aunque el modelado fluvial puede ser reconocible, el aparato en su conjunto nunca puede ser considerado como estuario (cuencas muy pequeñas, poca precipitación, escaso desarrollo de la red de drenaje donde las calas corresponderían en su mayor parte a las cabeceras de un sistema fluvial en buena parte sumergido). La cuenca en la plataforma adyacente recoge el agua en vaguadas prácticamente imperceptibles que se encajan finalmente en barrancos, casi al llegar al mar, donde presentan pendientes entre un 0,5 y 4% que se continúan en la parte sumergida de las calas. Esta corta red de drenaje, en su mayor parte relictica, está condicionada por el modelado kárstico. Un factor primordial condicionante es sin embargo el papel que ejerce la *estructura tectónica*, dando lugar a lo que podríamos llamar calas estructurales cuya orientación preferente procede en gran medida de los tálvegs originales condicionados por las líneas de debilidad, casi siempre entrecruzadas, procedentes de la tectónica distensiva (Gelabert, 1998) que afecta a la plataforma carbonatada. Este fenómeno ha sido reconocido en otros emplazamientos del

litoral mediterráneo (en la Provenza, Berard, 1927 y Nicod, 1972; en Malta, Illies, 1981; en Túnez, Paskoff y Sanlaville, 1978; entre otros). Finalmente, tenemos el omnipresente *componente kárstico* de la plataforma carbonática cenozoica. Dejando de lado la presencia de cañones en estas áreas tabulares calizas, originados probablemente en condiciones más húmedas que las actuales y ligados al encajamiento producido en las etapas regresivas, las variaciones hidrostáticas condicionadas por la oscilación del nivel del mar pueden ejercer de factor desencadenante en el colapso de cavidades, generadas inicialmente en la zona de mezcla entre las aguas dulces y saladas en estas zonas litorales (Mylroie y Carew, 1990). Son claros los ejemplos al respecto, no tan sólo en Baleares donde abundan las hondonadas denominadas *olles* (Rosselló *et al.*, 2002; Fornós *et al.*, 2006), sino también las *cave collapse features* de Malta (Ellenberg, 1983; Pedley *et al.*, 2002) o las *semi-circular coves and sinkholes* de Túnez (Paskoff, 1985).

A modo de conclusión, podemos pues asumir que la cala obedece a una convergencia de procesos en los que la litología carbonatada (las calcarenitas del Mioceno superior, en nuestro caso) es la base fundamental. Por una parte, la invasión marina de la incisión fluvial pretérita (o de sucesivas incisiones correspondientes a diversos *low stands*, desde el Mioceno terminal) penetra el sistema fluvial o torrencial, ahora no funcional. Su trazado suele venir condicionado por la estructura tectónica, la dirección de cuyas fracturas sirve de pauta a la red y, en consecuencia, al diseño de las calas. El relleno de los valles incisivos, ya sea por sedimentación marina, continental o bien de transición, es otro aspecto importante que condiciona la morfología de las calas, y por ende sus índices morfométricos, desde una perspectiva eustática y/o paleoclimática. Pero si un aspecto merece mayor atención, es el marchamo que ofrece el karst desarrollado sobre la plataforma carbonatada y que, por medio de los cañones o de las cavidades y colapsos litorales invadidos por el mar donde la disolución se suma a los efectos mecánicos, permite establecer una clara diferenciación con las rías.

El ejemplo de Cala Mondragó

Cala Mondragó puede considerarse como el modelo de referencia del término cala (Rosselló, 2006), donde el mar ha penetrado en una serie de barrancos radiales los colectores de los cuales se siguen mar adentro. En su desarrollo, tanto la tectónica, como la litología, los aspectos fluviales, el karst y la inmersión, han desempeñado un papel fundamental.

Con una pluviometría que no alcanza los 500 mm anuales, los torrentes presentan una escorrentía esporádica y efímera que parece evidenciar que nos encontramos ante una red relictica, con unas cuencas y regímenes actuales que no justifican ni los trazados ni la incisión relativamente acusada; a este hecho hay que añadir la ausencia de transporte terrígeno en los canales, exceptuando pequeñas acumulaciones procedentes de la dinámica de laderas.

Cala Mondragó se abre en los materiales carbonatados del Mioceno superior discordantes sobre los relieves estructurales (plegados) mesozoicos de las Serres de Llevant. En la mayor parte de la cala afloran los niveles de la *Unidad Arrecifal* sobre la que se disponen, mediante una superficie de erosión y karstificación, las *Calizas de Santanyí*, cuya mayor potencia se aprecia en los límites externos de la cala con espectaculares acantilados que forman prácticamente la totalidad de dichas paredes. De forma esporádica, tanto encima como adosados a los acantilados y/o paleosenadas, son visibles depósitos más o menos

potentes de eolianitas pleistocenas. La plataforma caliza presenta un comportamiento endorreico e incluso arreico, relacionado en buena medida con el carácter kárstico de su hidrología. Destacan por encima de todo las estructuras paleokársticas (Fornós, 1999) a modo de grandes embudos con deformación y brechificación de parte de los depósitos calcareníticos del Mioceno superior, cuyo grado de cementación y resistencia a la meteorización condiciona en buena medida el mesomodelado de la cala o incluso una indentación preferente inicial de la misma.

La disposición horizontal, postorogénica, del Mioceno superior, no excluye una importante fracturación, diaclasación y microfracturación de tipo distensivo, de direcciones prácticamente ortogonales (N 50° E y N 40° W; Butzer, 1962), cuyo trazado origina las líneas de debilidad que sin duda influyen en la configuración del litoral a escala decamétrica o hectométrica.

La plataforma carbonatada presenta una suave inclinación (1-2 %) que, unida a la dirección estructural preferente ENE, condiciona el trazado de los canales fluviales. Su reducida cuenca, poco superior a los 14 km², no parece justificar una dinámica fluvial muy intensa capaz de las incisiones presentes, al menos en la actualidad, por lo cual hay que pensar en una red inicial que probablemente tenga su inicio en el Plioceno, si no en el Mioceno terminal. En Mondragó encaja la definición de Penck (1894) de cala como “valle de erosión corto y sumergido”; de todas formas el acortamiento de las calas se debe más bien a los procesos sedimentarios, visibles en la actualidad, por ejemplo, en s'Amarador donde existe una pequeña albufera.

El papel del karst en Mondragó no es tan evidente si dejamos de lado el funcionamiento hidrológico; las formas kársticas claras (dolina/colapso) como las descritas en Menorca no parecen ser la raíz inicial de este conjunto. Tan sólo cabe resaltar los ya comentados colapsos paleokársticos, que modelan a una escala menor el desarrollo de las articulaciones litorales.

Sin duda la acción marina es aquí el factor fundamental, habida cuenta de la sucesión de variaciones del nivel del mar, perfectamente establecidas dentro del Pleistoceno (Bassinot *et al.*, 1994). En este sentido, sin descartar la posibilidad de calas de origen sólo marino, la mayoría presentan características fluvio-marinas que las asemejan a las rías. El mecanismo repetitivo de ascenso-descenso del nivel marino sería el factor principal. Cada bajada implicaría una incisión del sistema fluvial, mientras que el siguiente ascenso transgresivo favorecería un proceso sedimentario con formación de restingas y albuferas rotas eventualmente por la acción torrencial. El último descenso würmiense (MIS 2) daría lugar a la máxima incisión, con el probable vaciado de todo el relleno sedimentario anterior.

El relleno sedimentario de los barrancos

Una de las características de los fondos de las calas es la presencia de rellenos sedimentarios (Fig. 3) que muestran todas las características de los *incised valley infillings* (Fornós *et al.*, 2002). Se trata de rellenos de valles profundos que pueden superar los 20 m (en los depocentros) y están limitados por paredes verticales con fondos planos. En Cala Mondragó las paredes limitantes se suavizan en dirección al mar y los rellenos, que *onlapan* las calcarenitas del Mioceno superior, muestran complejas geometrías sedimentarias con una alternancia de arenas bioclásticas blancas, limos negros con fauna de aguas dulces y salobres, limos y arcillas rojas, así como microconglomerados y brechas. Todos estos materia-

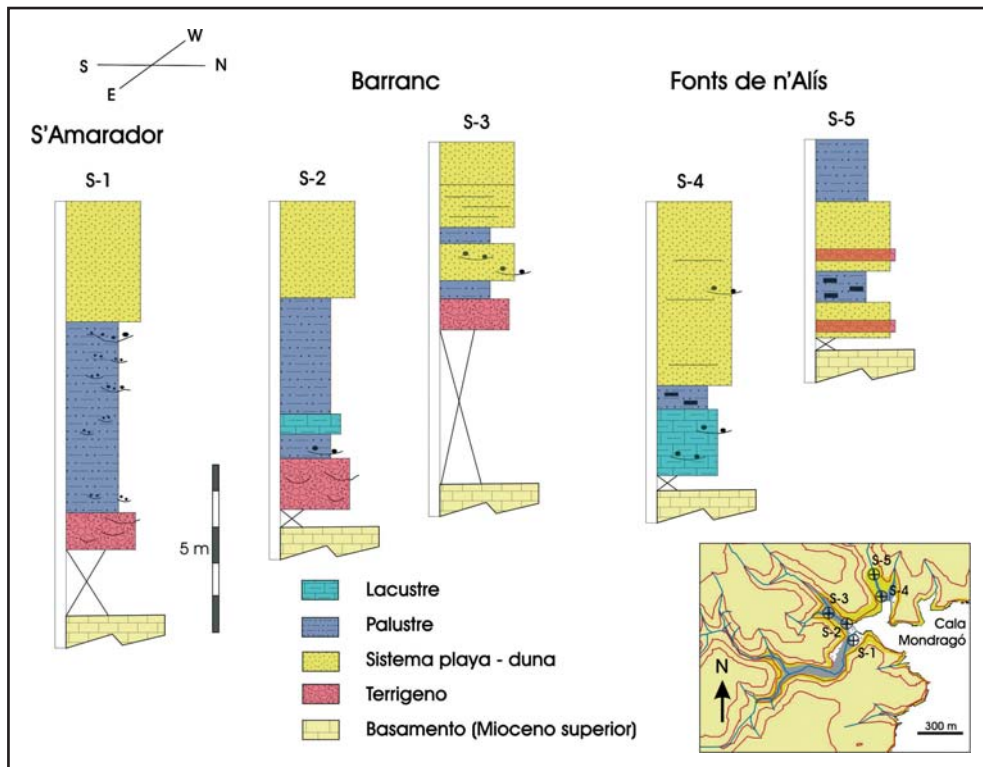


Figura 3. Localización, estratigrafía e interpretación paleoambiental de los sondeos realizados en el relleno sedimentario de las Fonts de n'Alís (Cala Mondragó, Santanyi).

les se hallan no consolidados y fueron depositados en ambientes litorales (marjales, albuferas, playa y sistema dunar). La totalidad de estos rellenos han sido datados como Holoceno (Yll *et al.*, 1997), registrando su deposición las fluctuaciones del nivel marino en ese periodo así como la influencia continental, e indicando claramente el vaciado e incremento de la incisión que se debió producir durante el último episodio glacial.

MESOMODELADO

Describiremos aquí como mesomodelado a aquellas formas litorales que de manera amplia podemos considerar de orden decamétrico, formas que vienen regidas en su mayor parte por la fracturación o diaclasamiento, por los procesos de disolución kárstica y/o modelados heredados (paleokarst, p.e.) y por la estratigrafía. En la mayoría de casos podemos englobar aquí las denominadas cuevas marinas y las capturas kárstico-marinas.

La articulación de la línea de costa viene condicionada por los dos sistemas de fracturación comentados anteriormente. Además puntualmente, como en el caso del Caló d'en Perdiu, la presencia de fracturas perpendiculares a la línea de costa favorecen la entrada del mar en esos puntos, por erosión marina, aprovechando la debilidad estructural.

La estratigrafía ejerce también un papel importante en la erosión diferencial a causa de la diferente competencia de los niveles que componen el Mioceno superior (calizas *vs.* margocalizas), lo cual puede dar lugar a un cierto escalonamiento de los acantilados o bien favorecer la dinámica de retroceso de los mismos, por caída de bloques debidos a la zapa de los niveles margosos basales.

El mesomodelado, sin embargo, más interesante de la costa oriental de Mallorca coincide con las paleoestructuras de colapso kárstico intramiocenas (Fig. 4). Estas formas, originadas inicialmente por un vacío en los niveles correspondientes a la *Unidad Arrecifal*, provocan el hundimiento de la unidad superior (*Calizas de Santanyí*), dando lugar a una morfología en embudo que distorsiona por una parte la estratificación horizontal de aquellos niveles, a la vez que provoca la variación textural del nivel superior en determinados puntos.

En la mayoría de casos que podemos observar en Mondragó se produce una conjunción de los tres fenómenos que acabamos de mencionar, originándose cuevas marinas muy características que aprovechan preferentemente estructuras paleokársticas (Ginés, 2000).

Las cuevas marinas

Las cuevas marinas son cavidades originadas como resultado de la erosión, en gran parte mecánica, asociada al ambiente energético que caracteriza las costas acantiladas. La acción erosiva aprovecha puntos de debilidad de la roca, sean discontinuidades sedimentarias o estructurales, viéndose favorecida también por la acción de los procesos bioerosivos (Trudgill, 1985). La caída de bloques y fragmentos de roca por desprendimiento mecánico, que justifica el crecimiento volumétrico de la cavidad, contribuye a modelar su forma definitiva. Estas cavidades suelen presentar aperturas al nivel del mar con una penetración hacia el interior de la roca de poca relevancia (Gràcia y Vicens, 1998), con un suelo ascendente y abundante acumulación de bloques heterométricos que engloban sedimentos marinos. Este tipo de cavidades también han sido descritas por debajo del actual nivel del mar (Gràcia *et al.*, 1997), mostrando marcaciones horizontales a una cota en torno a los -15 m que registran paleoniveles marinos pretéritos. Ginés (2000) indica, en este sentido apoyándose en el registro de las cristalizaciones freáticas de las cuevas litorales, que durante los últimos 200 ka el mar se habrá estabilizado en este nivel al menos en seis ocasiones.

El papel de los colapsos del paleokarst mioceno

La presencia de las paleoestructuras de colapso descritas anteriormente tiene una gran incidencia en la formación de cuevas de génesis marina. La erosión marina suele explotar la zona de debilidad constituida por la zona central del colapso paleokárstico, donde los materiales pertenecientes a las *Calizas de Santanyí* presentan una abundante fracturación, y también brechificación, debida al proceso de hundimiento. Sin embargo, este modelo genético simple, se materializa en unos resultados totalmente contrapuestos en todo el litoral que va de la zona de s'Estret des Temps hasta Cala Mondragó. En esta zona las chimeneas centrales de los colapsos, en su mayor parte formadas por cuerpos verticales de brechas, tienen una sólida cementación que rellena prácticamente todo su espacio interpartícula. Ello origina una respuesta totalmente diferente frente a la erosión marina, de forma que este eje central resiste mejor la erosión marina, dando lugar a salientes en el tra-

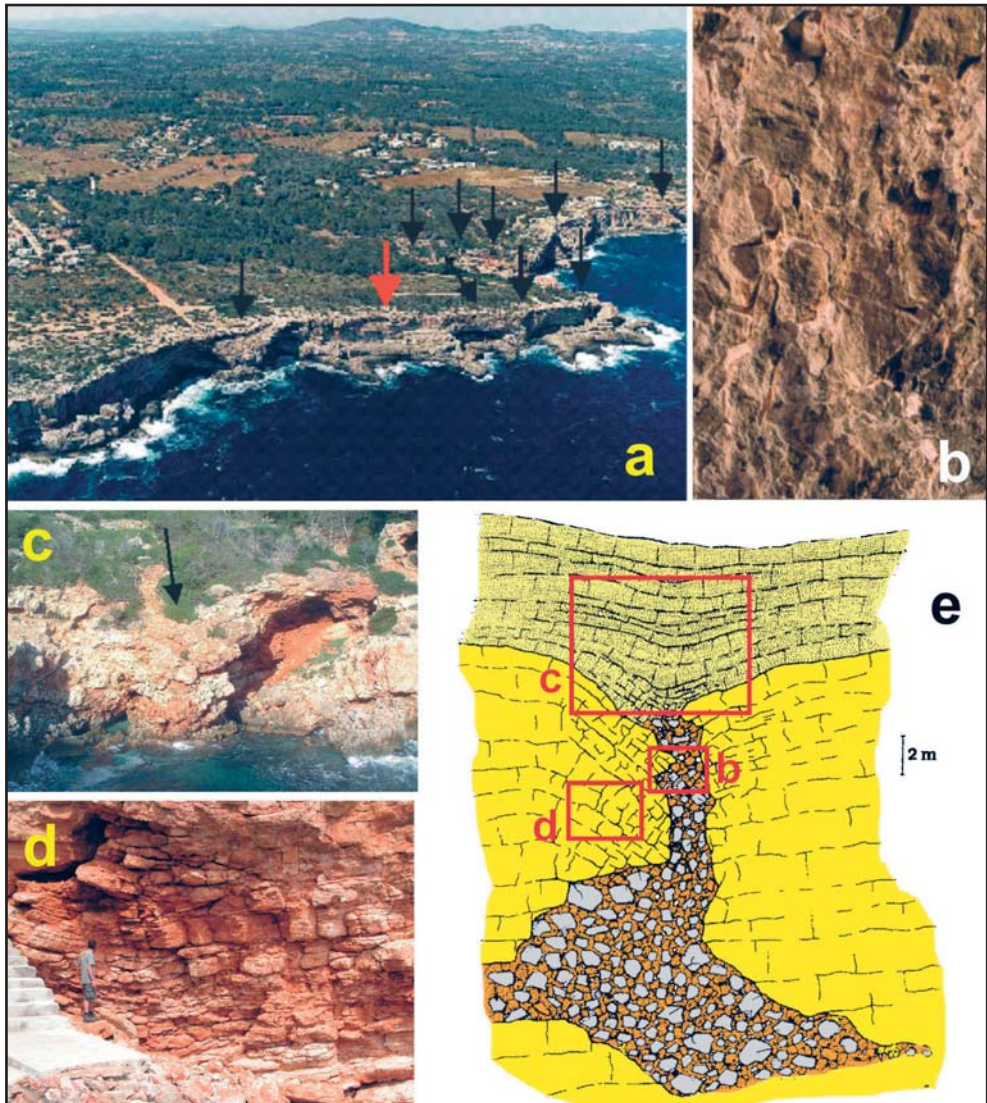


Figura 4. a) El mesomodelado de la zona de Mondragó viene condicionado por la presencia de paleoestructuras de colapso kárstico intramiocenas; b) brechas de colapso; c) núcleo del colapso; d) microfracturación asociada; e) modelo genético.

zado litoral. En estos casos, la acción erosiva marina suele concentrarse (Fig. 5) en los flancos laterales de la estructura paleokárstica, donde es mayor la densidad de fracturación y, por otro lado, resultan expuestos los materiales de menor competencia (margocalizas de los niveles de manglar del *Complejo Terminal*; Fornós y Pomar, 1983). La disposición relativamente elevada de estas formas de erosión marina en algunos de los colapsos, implicaría un desarrollo en tiempos correspondientes a un nivel marino más alto (último interglacial; Ginés, 2000). El antagonismo de los casos expuestos, hace que la variabilidad morfo-

lógica de las cuevas de abrasión marina sobre estas estructuras de deformación sea muy grande. Mucho más, si además tomamos en consideración el hecho de que la altimetría y cronología de las cavidades vendrá controlada por el nivel marino que las ha generado, así como por la paleogeografía y disposición estratigráfica del *Complejo Terminal* mioceno.

La Fig. 6 describe la evolución de un paleocolapso kárstico de deformación frágil (Balaguer y Fornós, 2004), como resultado de la acción de los procesos marinos y subaéreos. En un primer estadio (Fig. 6a) los flancos del paleocolapso forman un acantilado de perfil ver-

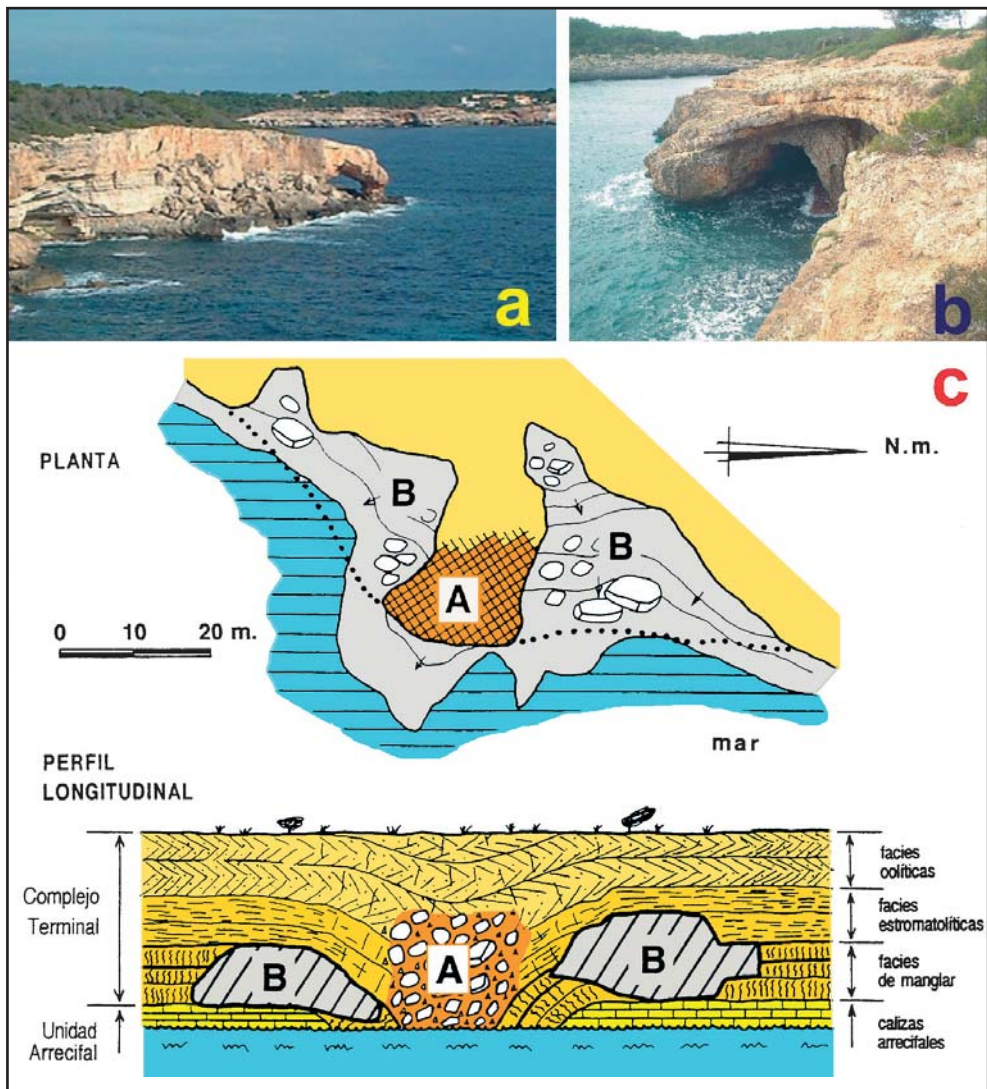


Figura 5. a y b) Aspectos morfológicos relevantes de la interacción entre la dinámica marina y las estructuras de paleocolapsos kársticos intramiocenos; c) modelo de formación (A, zona brechada fuertemente cementada; B, cuevas marinas excavadas en los flancos laterales del colapso).

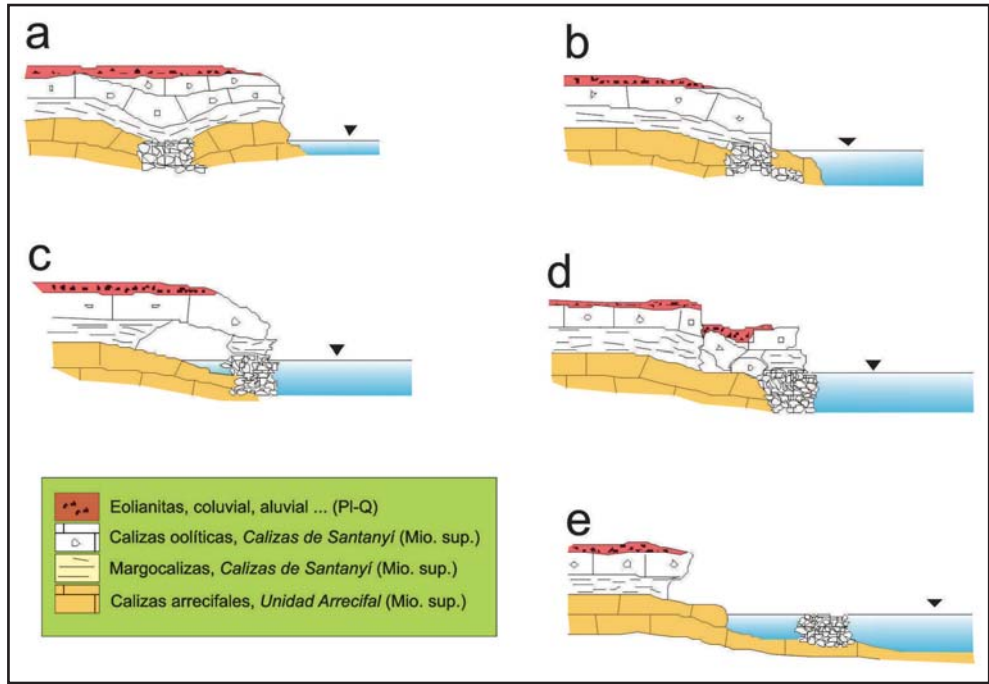


Figura 6. Características morfológicas en la evolución de un paleocolapso de deformación frágil como resultado de los procesos marinos y subaéreos (ver explicación en el texto).

tical. En el segundo (Fig. 6b), los depósitos de brechas constituyen una prominencia costera debido a la erosión diferencial, ya que la resistencia de los flancos del paleocolapso es menor. En el tercer estadio (Fig.6c) la formación y evolución morfológica del saliente permite la formación de voladizos, cuevas de abrasión marina y arcos litorales, controlados por la fracturación del roquedo derivada de la estructura del paleocolapso. En el cuarto estadio (Fig.6d), el arco litoral colapsa, tanto por la incidencia de los agentes marinos como por los subaéreos. La recurrente acción del oleaje sobre los materiales de las *Calizas de Santanyí*, especialmente durante los temporales de dirección E, SE y S, junto con los periodos de precipitaciones intensas que aumentan la carga hidráulica del roquedo, provocan el derrumbe de la estructura. El cuerpo central de brechas del paleocolapso queda unido a la línea de costa y alrededor se disponen los derrubios del desplome. El último de los estadios evolutivos corresponde al retrabajamiento del relieve residual formándose una plataforma litoral de planta semicircular (*old hat shore platform*) separada escasos metros de la línea de costa actual (Fig. 6e).

MICROMODELADO

El micromodelado del litoral carbonatado incluye todas aquellas formas de alteración y erosión que afectan el roquedo y cuyas dimensiones son de orden métrico o inferior y en las cuales la disolución, junto con la actividad biológica, juegan un papel fundamental. Dentro del micromodelado litoral podemos separar dos conjuntos de formas: (a) aquellas

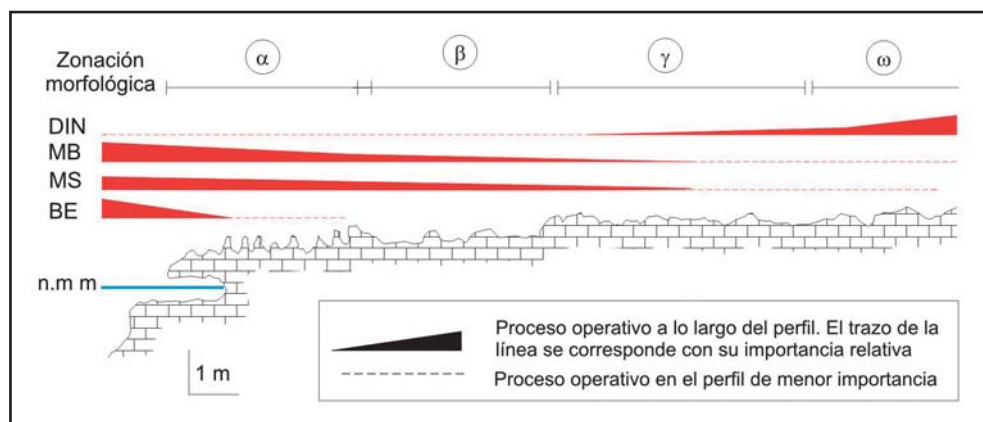


Figura 7. Alcance de los procesos activos en los perfiles con karren litoral en Mallorca, de acuerdo con las observaciones al microscopio electrónico de barrido y a la zonación morfológica.

que tienen una naturaleza asociada principalmente a procesos mecánicos (marmitas, *notch*, plataformas litorales) o biológicos (*trottoir*) y (b) aquellas formas de disolución y/o bioerosión que integran el *karren litoral* o lapiaz litoral.

El *karren litoral* se caracteriza por presentar una gradación interna y una organización muy acusada. Esta gradación de formas, que en la zona litoral va pareja a la gradación de la flora y la fauna, es una de las características que definen las costas rocosas y que está asociada al grado de humectación derivada de la dinámica marina (oleaje y mareas) y de la forma del perfil de la costa. En un perfil mar-tierra podemos distinguir una serie de módulos que se caracterizan por una convergencia de formas (Fig. 7): la *plataforma litoral* es el primero de los módulos, con una extensión que oscila entre los 2 y los 12 m. Las formas más usuales que se pueden identificar son marmitas y alveolos (ligados a la actividad biológica de equinodermos) así como abundantes bioconstrucciones (verméticos y algas coralíneas). El siguiente de los módulos, *zona α*, queda delimitado hidrodinámicamente por la rompiente del oleaje sobre la línea de costa. Las formas características son el *notch* y una pléyade de microalveolos superpuestos, en cuyo origen tiene un papel principal la actividad biológica de cianófitos, líquenes, hongos y gasterópodos. Tras ellos aparecen las únicas formas de relieve positivo del karren litoral, los pináculos, consistentes en un conjunto de cuerpos piramidales de dimensiones decimétricas de apariencia esponjiforme en cuyo desarrollo juega un papel importante la presencia de microfracturas. En conjunto las superficies de la *zona α* son muy rugosas, quedando en condiciones de episodios secos cubiertas de eflorescencias salinas. El tercer módulo, *zona β*, se corresponde con la zona de salpicaduras. Se caracteriza por la presencia de pináculos y el desarrollo de las primeras pozas o cuencos (*kamenitzas*). Dentro ya del dominio del *spray*, donde el aerosol marino es el que aporta la máxima humectación, arranca el módulo designado como *zona γ*. Las formas más características son las *kamenitzas*, normalmente aisladas unas de otras, con superficies intermedias microalveolizadas, disminuyendo esta microalveolización en dirección a tierra, a la par que disminuye la cobertura biológica de cianófitos y se incrementa la presencia de hongos y líquenes. No es difícil encontrar formas residuales de conductos de subsuelo desenterrados y ligeramente retocados por los procesos y agentes marinos. Finalmente, allí donde los procesos marinos ya son muy difusos, *zona ω*, aún pode-

mos encontrar algunas *kamenitzas* y en general formas muy suaves y redondeadas, con abundancia de líquenes, y con todo un espectro de formas de transición entre aquéllas características del karren litoral y las propias del criptolapiaz.

Puesto que la organización responde a una zonación hidrodinámica y por ende, también biológica, los cambios en el perfil de la costa o bien en el nivel marino, pueden desencadenar un ciclo de reajustes que explicaría la organización y superposición del micro-

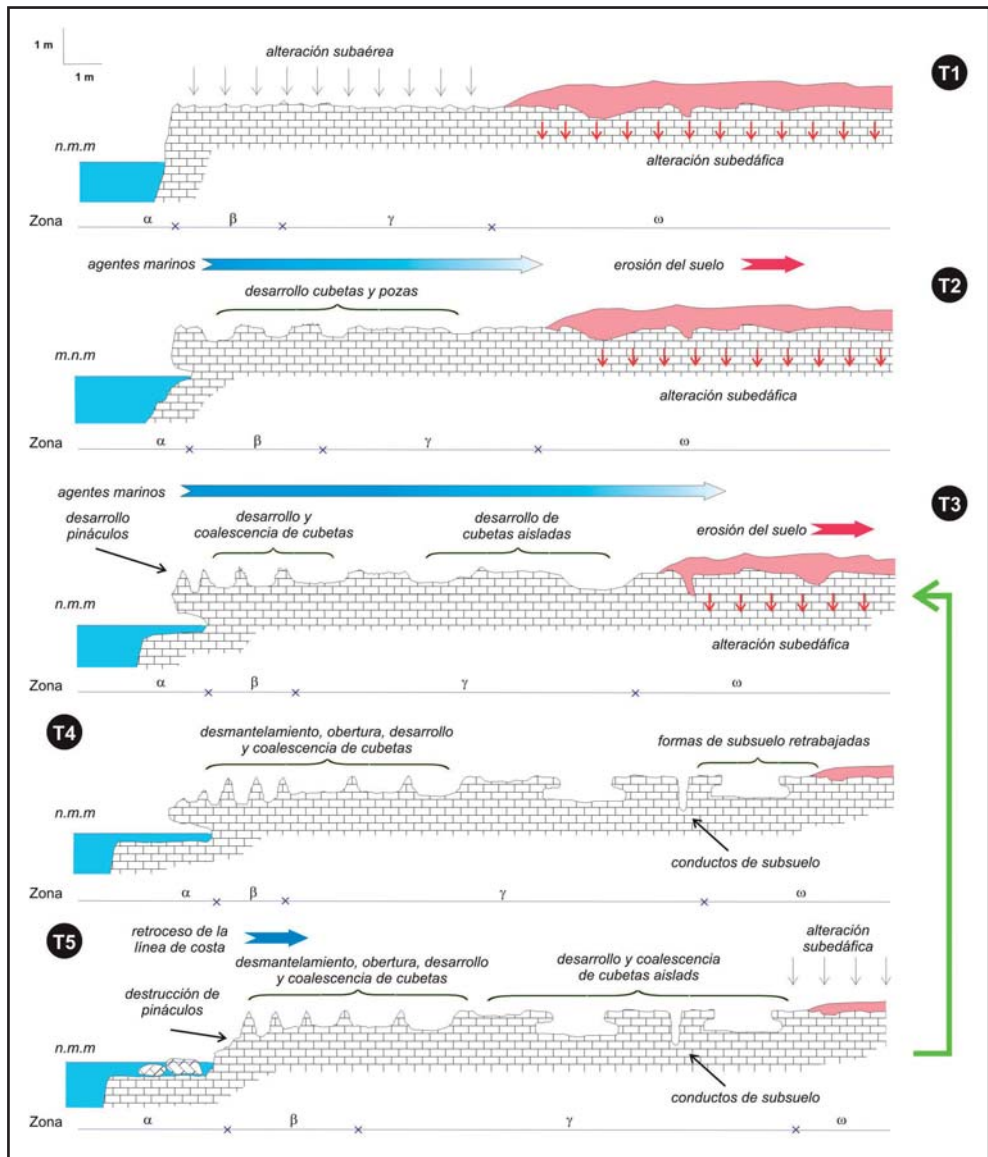


Figura 8. Modelo evolutivo del karren litoral en Mallorca.

modelado del roquedo calcáreo. El modelo evolutivo (Fig. 8) recoge el ciclo de formación y articulación de las formas, que a grandes rasgos se puede resumirse en la interacción de un vector terrestre con otro marino. El primero, a partir de la coalescencia de las *kamenitzas* acaba formado pináculos, que a la vez son desmantelados por la acción del oleaje ampliando la dimensión de la plataforma litoral. El segundo de los vectores, el terrestre, a raíz de la erosión de la cubierta edáfica deja al descubierto formas de criptolapias, que pasarán a incorporarse a la dinámica del vector marino y contribuirán lentamente al retroceso y desmantelamiento de la costa.

La Punta des Sivinar

La Punta des Sivinar es un enclave característico en cuanto a la formación y organización de las formas del micromodelado costero del S y SE de Mallorca (Gómez-Pujol, 2006). Se trata de un acantilado de unos 15 m de altura formado por las *Calizas de Santanyí*, que descansa sobre una rasa de poco más de 20 m de ancho situada unos 3 m por encima del nivel del mar y que corresponde a la *Unidad Arrecifal*. El perfil de costa que nos ocupa tiene una longitud de 26 m que cubren un desnivel de 3 m, desde el plano que define la plataforma litoral hasta el pie del acantilado. En él pueden diferenciarse, al menos, tres unidades en función del microrelieve:

La *zona α* , está comprendida entre el cambio de pendiente de la plataforma hacia tierra y la transición de la componente vertical del perfil a la horizontal. Los segmentos inferiores de esta zona presentan alveolos y microalveolos junto con depresiones de pequeñas dimensiones bioconstruídas por la acción de *Chtamallus stellatus*. Coincidiendo con el cambio de pendiente se localizan los primeros pináculos aislados de apariencia ruiforme, de unos 50 cm de altura, sobre los que se superponen una gran cantidad de microalveolos.

La *zona β* se corresponde con la presencia de las primeras *kamenitzas* (de las mayores observadas en toda la isla, con anchuras que sobrepasan los 3 m de longitud y profundidades de más de 30 cm) y algunos pináculos que en su mayor parte corresponden a las paredes de separación entre las *kamenitzas*. La superficie entre ellas está completamente alveolizada.

Finalmente, la *zona γ* , está definida por una superficie que incorpora diversas *kamenitzas* de forma aislada, irregulares y complejas al darse algunos casos de coalescencia. De dimensiones mayores que en la zona anterior, estas formas presentan menor profundidad; la intersección con la fracturación condiciona su desarrollo pero no sus límites, ya que la mayoría son sinuosos. En el espacio entre *kamenitzas* se puede observar la importancia del ensanchamiento de las grietas, que también están alveolizadas.

Agradecimientos

El presente trabajo es una contribución al proyecto CLG2006-11242-C03-01-BTE financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia-FEDER.

BIBLIOGRAFÍA

- Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J. y Lancelot, Y. (1994). The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 91-108.
- Balaguer, P. y Fornós, J.J. (2004). Influencia de los paleocolapsos cársticos del Mioceno superior en la evolución actual de la línea de costa del S y SE de Mallorca. *Actas de la VIII Reunión de Geomorfología*, Toledo, septiembre.
- Bérard, A. (1927). La morphologie côtière de Marseille à Toulon. *Annales de Géographie*, 36: 67-70.
- Blanchard, R. (1911). Les côtes de Provence. Notes de morphologie côtière. *La Géographie*, 24: 201-224.
- Butzer, K.W. (1962). Coastal Geomorphology of Majorca. *Ann. Assoc. Amer. Geogr.*, 52(2) : 191-212.
- Butzer, K.W. (1985). La estratigrafía del nivel marino en Mallorca en una perspectiva mundial. En: *Geomorfología Litoral y Cuaternario*. Homenaje a Juan Cuerda, pp. 17-33. Universitat de Valencia, Zuric Eidgenössische Technische Hochschule, Universitat de Palma de Mallorca. Valencia.
- Chardonnet, J. (1948). Les calanques provençales. Origine et divers types. *Annales de Géographie*, 57 : 289-297.
- Cuerda, J. (1975). *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Instituto de Estudios Baleáricos, Palma de Mallorca. 304 pp.
- Ellenberg, L. (1983). Die Küsten von Gozo. *Essener Geogr. Arb.*, 6: 129-160.
- Esteban, M. (1979/80). Significance of the Upper Miocene reefs of the western Mediterranean. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 29: 169-188.
- Fornós, J.J. (1999). Karst collapse phenomena in the Upper Miocene of Mallorca (Balearic Islands, Western Mediterranean). *Acta Geologica Hungarica*, 42(2): 237-250.
- Fornós, J.J. y Pomar, L. (1983). Mioceno superior de Mallorca: Unidad Calizas de Santanyí ("Complejo Terminal"). *El Terciario de las Baleares*. Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca, 177-206.
- Fornós, J.J. y Gelabert, B. (1995). Lithology and tectonics of the majorcan karst. *Endins*, 20: 27-43.
- Fornós, J.J., Fumanal, M.P., Pons, G.X., Barón, A., Fornés, A., Pardo, J.E., Rodríguez-Perea, A., Rosselló, V.M., Segura, F. y Servera, J. (1998). Rebliment holocènic de la vall incisa del barranc d'Algendar (Cala Galdana, sud de Menorca, Mediterrània Occidental). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 41: 173-189.
- Fornós, J.J., Gelabert, B., Ginés, A., Ginés, J., Tuccimei, P. y Vesica, P.L. (2002). Phreatic overgrowths on speleothems: a useful tool in structural geology in littoral karstic landscapes. The example of eastern Mallorca (Balearic Islands). *Geodinamica Acta*, 15: 113-125.
- Fornós, J.J., Balaguer, P., Gelabert, B. y Gómez-Pujol, L.L. (2005). Pleistocene formation, evolution and retreat rates of a carbonate coastal cliff (Mallorca Island, Western Mediterranean), *Journal of Coastal Research*, SI 49: 15-21.
- Fornós, J.J., Ginés, J., Gómez-Pujol, L.L., Riquelme, J. y Rosselló, V.M. (2006). Descripció geomòrfica des Màrmols fins as Balç (Santanyí): un segment modèlic del litoral marinenc a Mallorca. *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge a Joan Cuerda. Palma, Monografies de la Soc. Hist. Nat. Balears*, 12: 209-234.
- Gelabert, B. (1998). *La estructura geològica de la mita occidental de la isla de Mallorca*. Instituto Tecnològic Geominero de España. Colección Memorias. 129 pp.
- Ginés, J. (2000). *El karst litoral en el levante de Mallorca: una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronología*. Tesis Doctoral. Universitat de les Illes Balears. Inédita. 595 pp.
- Gómez-Pujol, L.L. (2006). *Patrons, taxes i formes d'erosió a les costes rocoses carbonatades de Mallorca*. Tesis Doctoral. Universitat de les Illes Balears. 223 pp. Inédita.
- Gràcia, F. y Vicens, D. (1998). Aspectes geomorfològics quaternaris del litoral de Mallorca. En: Fornós, J.J. (ed.), *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. pp. 307-329.
- Gràcia, F., Clamor, B., Aguiló, C. y Watkinson, P. (1998). La cova del Drac de Cala Santanyí (Santanyí, Mallorca). *Endins*, 22: 55-66.
- Illies, J.M. (1981). Graben formation. The Maltese Islands—a case history-. *Tectonophysics*, 73:151-168.
- Kelletat, D. (1989). *Physiche Geographie der Meere und Küsten*. Stuttgart, G.B. Teubner.
- Louis, H. (1968). *Allgemeine Geographie* (3ª ed.). Berlin Walter de Gruyter.
- Mateu, G., Acosta, J., Viñals, M.J., Moreiro, M., Nadal, G. y Mateu-Vicens, G. (2004). The Last-glacial maximum (18.000-14.000 BP) and its micropaleontological, paleogeographic and paleoceanographic register in the Balearic Sea. *37 CIESM Congress*, Barcelona, 7-11 June.

- Mylroie, J.E. y Carew, J.L. (1990). The flank margin model for dissolution cave development in carbonate platforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 413-424.
- Nicod, J. (1951). Le problème de la classification des « calanques » parmi les formes de côtes de submersion. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 2-3 : 120-127.
- Nicod, J. (1972). *Pays et paysages du calcaire*. Paris, Presses Universitaires de France. 244 pp.
- Paskoff, R. (1985). Malta. En: Bird, E.C. y Schwartz, M.L. (eds.), *The World's Coastlines*. New York, Van Nostrand Reinhold Co.
- Paskoff, R. y Salanville, P. (1978). Observations géomorphologiques sur les côtes de l'archipel maltais. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., 22-3 : 310-328.
- Pedley, M., Hugues-Clarke, M. y Galea, P. (2002). *Limestone Isles in a Crystal Sea. The Geology of the Maltese Islands*. Publishers Enterprises Group, Malta. 109 pp.
- Pomar, L. (1991). Reef geometries, erosion surfaces and high frequency sea-level changes, upper Miocene Reef Complex, Mallorca, Spain. *Sedimentology*, 38: 243-269.
- Rosselló, V.M. (2003). Las calas y la costa del Migjorn. A: Rosselló, V.M., Fornós, J.J. y Gómez-Pujol, L.L. (editores), *Introducción a la Geografía Física de Menorca*. AGE, Universitat de València – Societat d'Història Natural de les Balears, 8: 87-100.
- Rosselló, V.M. (2004). El litoral i les cales. In: Fornós *et al.* (eds.) *Història Natural del Migjorn de Menorca: el medi físic i l'influx humà*. *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 11 :177-200.
- Rosselló, V.M. (2005). Cala, una mesoforma litoral: concepte, models i aproximació morfomètrica. *Cuadernos de Geografía*, 77: 1-18.
- Rosselló, V.M. (2006). Cales, torrents, fractures i carst a Mondragó (com a pretext). *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 12: en prensa.
- Rosselló, V.M., Fornós, J.J., Fumanal, M.P., Pardo, J.E. y Rodríguez-Perea, A. (1997). Elementos morfo-genéticos de las calas y barrancos del sur de Menorca. *Dinámica Litoral, Actas del XV Congreso de Geógrafos Españoles, Santiago, 15-19 Set*, Universidad de Santiago de Compostela, 1: 245-255.
- Rosselló, V.M., Fornós, J.J., Gelabert, B., Giménez, J., Ginés, J., Pardo, J.E. y Segura, F. (2002). El papel del karst en el macromodelado litoral: el ejemplo de las calas de las Islas Baleares. En: Carrasco, G., Durán, J.J. y Andreo, B. (eds), *Karst and Environment*. Málaga, Fundación Cueva de Nerja, 565 pp. Cf. Pp. 329-335.
- Trenhaile, A.S. (1987). *The geomorphology of rock coasts*. Clarendon Press. Oxford. 384 pp.
- Trudgill, S.T. (1985). *Limestone Geomorphology*. Longman. London. 196 pp.
- Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V-28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ and 10⁶ year scale. *Quaternary Research*, 3: 39-55.
- Yll, E.I., Pérez-Obiol, J. Pantaleon, J.M. y Roure, J.M. (1997). Palynological evidence for climatic change and human activity during the Holocene on Minorca (Balearic Islands). *Quaternary Research*, 48: 339-347.

Anexo 2.4

Itinerario y paradas complementarias

Parada 1. Punta des Sivinar (acantilado)

En la Punta des Sivinar, como en buena parte de la costa oriental de Mallorca, son fácilmente observables a lo largo de todos los acantilados unas formas resultantes de la interacción entre la dinámica marina y los demás procesos evolutivos implicados: se trata de los colapsos paleokársticos intramiocenos, que afectan con una cierta periodicidad a los materiales del Mioceno superior. Estas estructuras de deformación condicionan respuestas geomorfológicas diferentes, cuyo resultado queda patente en la mesoescala del litoral.

Por un lado, queda bien claro cómo la erosión marina puede explotar la zona de debilidad que corresponde a la parte central del colapso paleokárstico, allí donde los materiales de las *Calizas de Santanyí* (Mioceno superior) ofrecen una mayor fracturación y una acusada brechificación; los niveles más masivos que constituyen las calizas arrecifales basales resisten mejor.

La existencia de estos colapsos repercute especialmente en la presencia de cuevas de génesis marina, así como en la formación de entrantes y salientes más o menos pronunciados a lo largo del litoral. Sin embargo, el papel de los colapsos puede ser ambivalente e incluso antagónico: dependiendo del grado de cementación de las brechas, así como de la implicación de los niveles margosos de las *Calizas de Santanyí*, pueden originarse disposiciones totalmente contrapuestas en lo que respecta a la influencia del paleokarst en la trayectoria de la línea de costa.



Figura 1. El mesomodelado de la costa oriental de Mallorca viene condicionado por las estructuras paleokársticas intramiocenas y los sistemas de eolianitas del Pleistoceno.

Parada 2. Punta des Sivinar (plataforma)

El saliente de la Punta des Sivinar es un enclave modélico en cuanto a la organización y presencia de los elementos característicos del micromodelado litoral del S y SE de Mallorca. Sobre una antigua plataforma litoral de 20 m de ancho, flanqueada por un acantilado de 15 m de altura y elevada poco más de 2 m sobre el nivel del mar, se identifica cada uno de los elementos del *karren* litoral y otras formas asociadas como plataformas litorales actuales, *notchs*, marmitas y *trottoirs*.

La Fig. 2 sintetiza la distribución espacial e interrelación de las formas que se han desarrollado sobre la *Unidad Arrecifal* del Mioceno superior, aprovechando las variaciones texturales y las estructuras sedimentarias de este ambiente. De mar hacia tierra, distinguimos cuatro zonas en función del gradiente hidrodinámico, biológico y morfológico. La primera de ellas corresponde a la plataforma litoral, de 2 a 5 m de ancho, completamente recubierta por algas pardas (principalmente *Cystoceria* sp.) y algas coralináceas (Fig. 3a). Le sigue la ruptura de pendiente y las únicas formas positivas del micromodelado litoral: los pináculos (Fig. 3b). Se trata de cuerpos piramidales completamente recubiertos de microalveolos y alveolos de orden centimétrico que le dan al conjunto una apariencia esponjosa. Sus dimensiones son variables, así como su grado de aislamiento. Los pináculos más próximos a la zona de batida del oleaje están aislados, mientras los de carácter más terrestre mantienen unidas sus bases por una pequeña cresta de pocos milímetros de altura. El siguiente conjunto lo define una zona donde pináculos y cubetas conectadas entre sí son las formas dominantes (Fig. 3c). Sus dimensiones son variables en función del grado de coalescencia de las formas, siendo posible identificar en las paredes de las cubetas diferentes extraplomos. Las paredes de las cubetas presentan un grado importante de alveolización y su fondo es ligeramente rugoso, tanto más cuanto más cerca están de las salpicaduras del oleaje. Finalmente, la última de las zonas corresponde a las cubetas aisladas cuyas superficies intercaladas permiten observar el ensanchamiento de grietas por disolución o, en el caso de las superficies subhorizontales, una leve rugosidad (Fig. 3c).

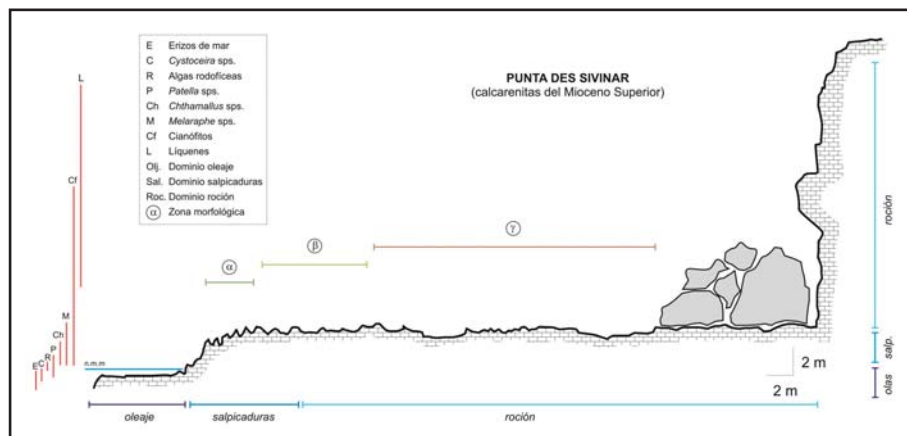


Figura 2. Zonación morfológica, biológica e hidrodinámica del perfil litoral de la Punta des Sivinar (Santanyí).

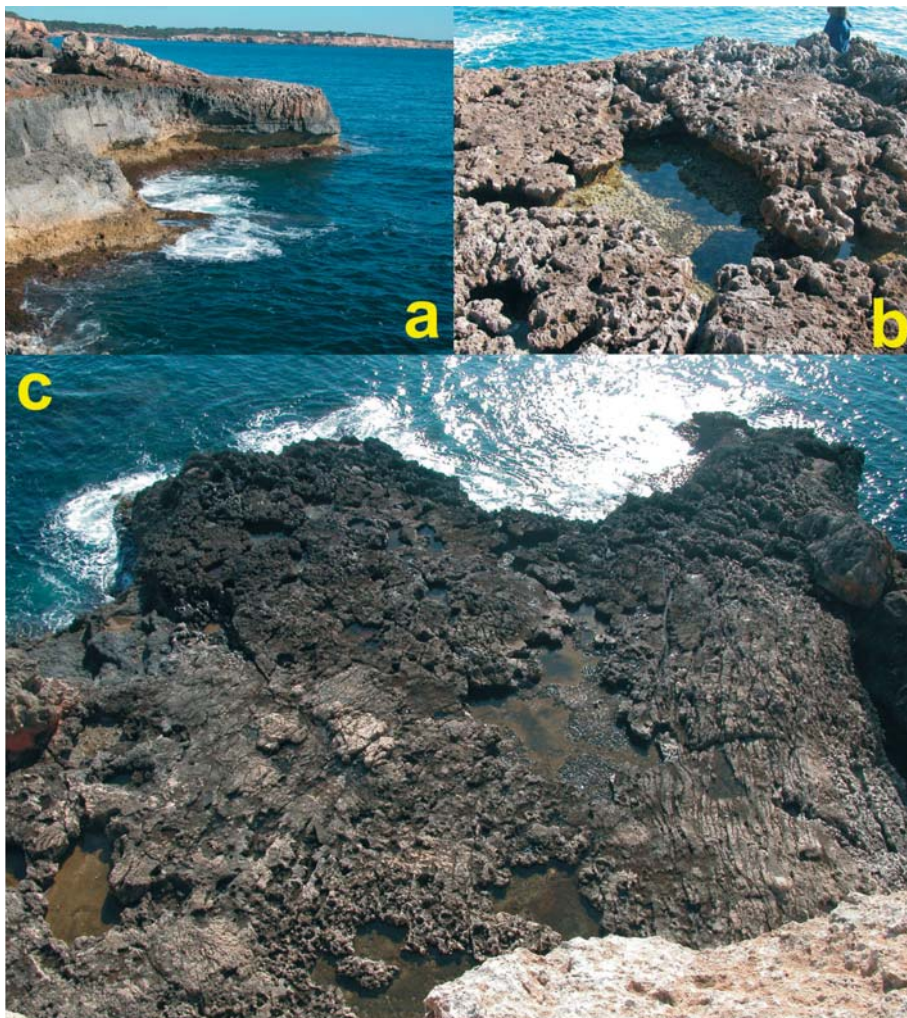


Figura 3. Organización y elementos del micromodelado litoral en la Punta des Sivinar. a) Detalle de la plataforma litoral, mostrando el desarrollo de *trottoir* y *notch* con diferentes grados de evolución. b) Apariencia esponjosa de los pináculos y cubetas coalescentes de fondo plano con extraplomos. c) Vista panorámica de la plataforma y la organización de las formas.

Parada 3. Cala Mondragó (s'Amarador – Fonts de n'Alis)

El entramado de calas radiales del conjunto de Mondragó es el ejemplo más paradigmático de las macroformas resultantes de la combinación de los cambios eustáticos del nivel marino y las interferencias de los modelados fluvial, kárstico y marino con el dispositivo estructural.

El complejo paisajístico de Mondragó se caracteriza por ser una bahía de pequeñas dimensiones, pero con un elevado grado de articulación que le confiere una personalidad acusada. Cada uno de los entrantes (s'Amarador, Caló d'en Garrot-



Figura 4.

Estany de s'Amarador.



Figura 5.

Fonts de n'Alis.

Fonts de n'Alis, Caló des Burgit...) enlaza con el sector distal de un *barranc* de fondo plano. Los cauces, intensamente antropizados, presentan diferentes contextos geomorfológicos según los atributos de cada subcuenca, pero su escasa funcionalidad permite calificarlos de relictos. Aquí pueden individualizarse las interferencias entre el modelado fluvial y el marino, así como las características de los depósitos sedimentarios.

A modo de ejemplo, s'Estany de s'Amarador es una laguna en que se "curaba" la madera de construcción; ocupa un meandro en la terminación del barranco (Fig. 4). Las Fonts de n'Alis, son *ullals* (surgencias) esporádicos que justifican una albufera residual en el tramo final de otro torrente. Ambos espacios húmedos quedan cerrados por una restinga arenosa muy antropizada. Estos tramos finales del torrente consisten en un valle relativamente encajado limitado por paredes que tienden a la verticalidad, cortadas en los materiales de la *Unidad Arrecifal* del Mioceno superior. Tales cauces tienen, como característica morfológica más destacable, un fondo plano resultante del relleno sedimentario holoceno, consecuencia de la estabilización del nivel marino posterior al episodio transgresivo del Würm final (Fig. 5) y que ha redundado en el acortamiento de la subcala.