



**UNIVERSITAT DE LES ILLES BALEARS**  
**DEPARTAMENT DE CIÈNCIES DE LA TERRA**

**Los Paleocolapsos kársticos en las plataformas carbonatadas  
del Mioceno superior de Mallorca:  
análisis geográfico, genético, geológico y evolutivo**



**Pedro Agustín Robledo Ardila**

**Palma de Mallorca**  
**2005**

**UNIVERSITAT DE LES ILLES BALEARS**  
**DEPARTAMENT DE CIÈNCIES DE LA TERRA**

**Los Paleocolapsos kársticos en las plataformas carbonatadas  
del Mioceno superior de Mallorca:  
análisis geográfico, genético, geológico y evolutiv**

**Pedro Agustín Robledo Ardila**

**Visto bueno de los codirectores de la Tesis Doctoral:**

**Dr. Luis Pomar Gomá**

**Dr. Juan José Durán Valsero**

**Palma de Mallorca**  
**2005**

*A mis padres Agustín y Manuela  
y a mi hermano José*

*“Solamente aquel que construye el futuro  
tiene derecho a juzgar el pasado”*

*“Sólo comprendemos aquellas preguntas que  
podemos responder”*

F. Nietzsche

*“Antes de ser hombres de ciencia, deberíamos  
ser hombres”*

*“La imaginación es más importante que el  
conocimiento”*

A. Einstein

*“Ciencia es aquello sobre lo cual siempre  
cabe discusión”*

J. Ortega y Gasset

*“La naturaleza no nos revela sus secretos de  
una vez para siempre”*

Séneca



---

## **PARTE I**

### **INTRODUCCIÓN: ÁMBITO GEOGRÁFICO, OBJETIVOS, METODOLOGÍA Y MARCO GEOLÓGICO**

# CAPÍTULO I. ÁMBITO GEOGRÁFICO, OBJETIVOS Y MÉTODO DE TRABAJO

## I.1. Planteamiento general

La presente Memoria, aborda el estudio de los paleocolapsos kársticos que afloran en las costas meridional y oriental de la Isla de Mallorca. Una parte sustancial de la investigación está centrada en aspectos esencialmente geológicos, en cuyo marco se analizan procesos geomorfológicos asociados a las plataformas carbonáticas donde se han desarrollado las estructuras de paleocolapso. El estudio de las formas paleokársticas y de los procesos que las originaron, así como de los depósitos asociados (brechas y cementos), constituye una parte importante de este trabajo. El análisis combinado de las características geológicas y geomorfológicas posibilita la interpretación de los paleocolapsos, así como su evolución durante del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario. Con ello, se ha intentado un encuadre regional del paleokarst mallorquín y su reconstrucción paleogeográfica.

El análisis del sistema de estructuras de paleocolapso ha sido motivado por varios factores, entre los que destacan:

- 1.- La calidad de los afloramientos objeto de estudio en los acantilados de la costa meridional y oriental de Mallorca. Puede afirmarse que son excepcionales y poco comunes tanto a escala local como regional y global. En otras regiones, el estudio de estas formas paleokársticas necesita de técnicas aplicadas al estudio indirecto del subsuelo, más complejas y costosas.
- 2.- El interés que suscita tanto el fenómeno de hundimiento, debido a la disolución de la roca, como las formas derivadas de este proceso, y su evolución posterior. Es destacable la influencia que estas formas singulares tienen en el paisaje de la costa levantina de Mallorca, junto con otros accidentes geográficos, como las calas y los torrentes.
- 3.- El ánimo de avanzar en el estudio de la relación entre los sistemas sedimentológicos y los fenómenos paleogeomorfológicos, tanto desde un punto de vista físico como paleoambiental y paleoclimático.
- 4.- La necesidad de combinar técnicas y métodos de análisis al estudio de los paleocolapsos, con el fin de incrementar el conocimiento sobre su génesis, evolución y distribución geográfica actual.
- 5.- La posibilidad de elaborar un modelo genético que permita comprender el cómo, dónde y cuándo de los procesos operantes y establecer un modelo pre-

---

dictivo sobre la ocurrencia de dichas estructuras en otras unidades litológicas similares.

La estructura de esta Memoria consta de nueve partes:

La primera es de carácter introductorio, donde las cuestiones de ámbito general se esbozan con el fin de dar un marco genérico al tema de investigación. El marco geológico está dividido en dos apartados: uno de carácter más general, centrado en las Islas Baleares y enfatizado de forma más significativa en Mallorca y otro, más específico, centrado en las características de la costa meridional y oriental de Mallorca.

La segunda parte aborda aspectos regionales concretos. Se centra en el análisis de los modelos deposicionales de las plataformas carbonáticas miocenas del sur y el levante de Mallorca, haciendo especial hincapié en la arquitectura, distribución y descripción de las facies y su relación con las fluctuaciones eustáticas.

La tercera parte trata sobre el estudio de los lineamientos y fracturas de la plataforma carbonática de Santanyí desde una perspectiva regional y local, definiendo familias, tipos de fracturas y edad.

En la cuarta parte, el análisis se centra en el estudio y descripción de las estructuras de paleocolapso kárstico, analizando la forma y ocurrencia. También se describen los depósitos asociados a dichas estructuras, con especial atención a las brechas.

En la quinta parte se analiza la mineralogía de los depósitos detríticos y cementos asociados a las brechas de los paleocolapsos, y se aborda el análisis de isótopos estables en los cementos existentes en los paleocolapsos.

La sexta parte esboza la discusión y las deducciones paleoclimáticas a partir de los resultados obtenidos del análisis de isótopos estables. También se analizan las diferentes etapas evolutivas de los paleocolapsos y una reconstrucción paleogeográfica y se diferencian tipos de paleocolapsos según su cronología de ocurrencia.

En la séptima parte se realiza una comparación entre los paleocolapsos del Mioceno superior de Mallorca y otras estructuras de hundimiento en periodos y litologías similares distribuidas en diferentes ámbitos geológicos y geográficos.

La octava parte se centra en la exposición de las conclusiones obtenidas y la estimación de la roca afectada por los paleocolapsos, como un ejemplo de aplicación técnica. La Memoria se completa con las referencias bibliográficas citadas y un listado de figuras y tablas en la novena parte.

## **1.2.- Marco geográfico**

Mallorca se sitúa en el archipiélago Balear, en el Mediterráneo occidental, al este de la Península Ibérica, siendo la mayor de las islas del archipiélago y situándose entre las islas de Menorca e Ibiza. Se ubica entre los 2°, 21' y 4°, 22' de longitud este, entre Sant Elm y la punta Cap de Pera,

y entre los 39°, 18' y 40° de latitud norte entre el Cap de Formentor y el Cap de Ses Salines (figura 1), ocupando una superficie (incluidos islotes adyacentes) de 3.640,16 km<sup>2</sup> y un perímetro aproximado de 565 km. Su longitud alcanza un máximo de 95 km desde Sant Elm, su extremo más occidental, hasta Capdepera, el más oriental, y de 80 km desde el Morro de Catalunya (punto más septentrional) hasta Cap de Ses Salines (punto más meridional).

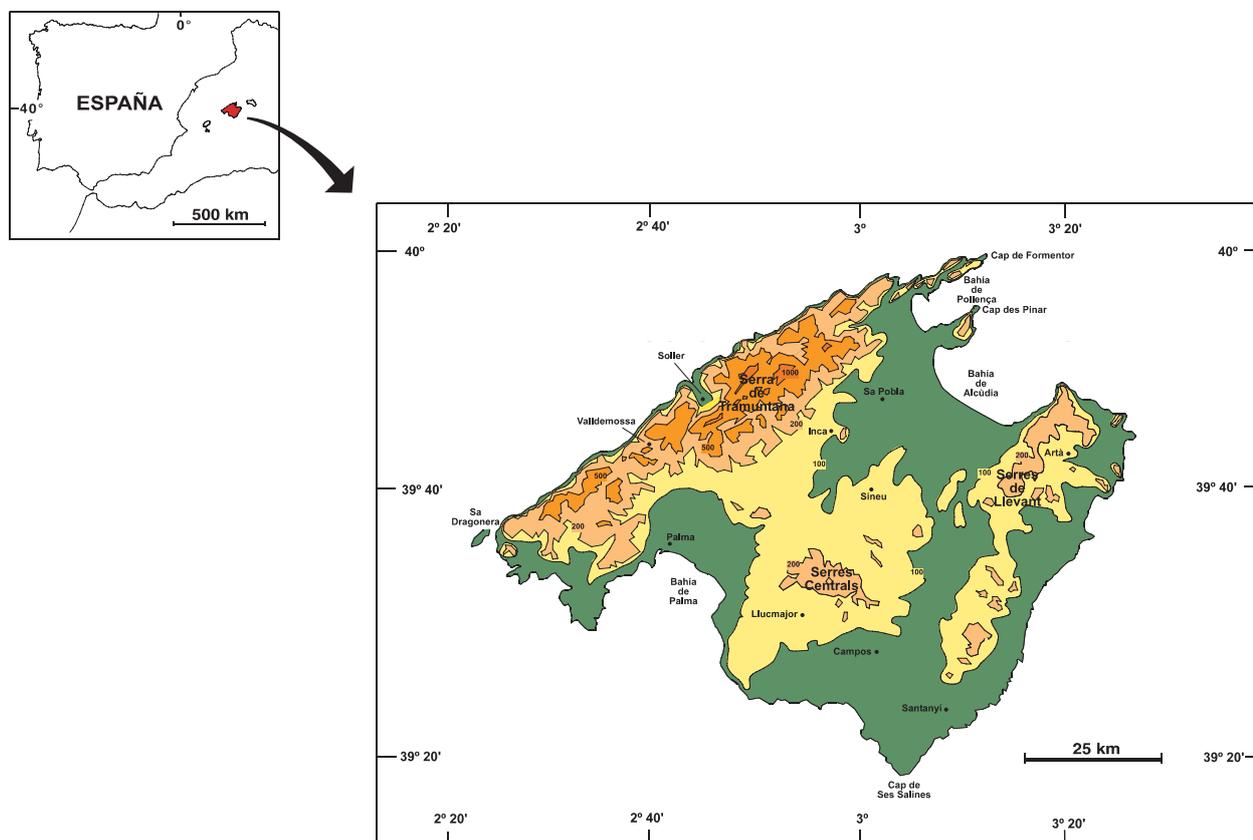


Figura 1. Localización geográfica e hipsográfico de Mallorca

La isla de Mallorca se divide en seis grandes dominios geomorfológicos, coincidentes *grosso modo* con los estructurales, que definen su fisiografía: 1) la Serra de Tramuntana, 2) las Serres de Llevant, 3) las Serres Centrals, 4) las Cuencas Neógenas, 5) la plataforma de Lluçmajor y 6) la plataforma de Santanyi (figura 2).

Su forma, en planta trapezoidal, está flanqueada al NO y SE por las Serres de Tramuntana y Llevant, de orientación NE-SO, entre las que se articulan, al norte, las bahías de Alcudia y Pollença. En el flanco suroccidental, al NE de la isla, se articulan la Bahía de Palma, los acantilados de la Marina de Lluçmajor y la costa baja que desde Sa Rápita alcanza el Cap de Ses Salines.

Las cuencas terciarias de Palma, Inca-Sa Pobla-Muro, se sitúan al pie de los relieves de la Serra de Tramuntana y comprende la zona de transición, también conocida como Es Raiguer (Roselló Verger, 1974). Se trata de zonas subsidentes con alturas que no superan los 100 m. A través de estas depresiones discurren los torrentes que tienen su cabecera en los relieves de la Serra de Tramuntana, de Llevant y Serres Centrals. La cuenca de Campos se sitúa en el borde SO de las Sierras de Llevant:

Les Serres Centrals se sitúan entre los grandes relieves montañosos, ocupando una zona intermedia en la isla, alrededor de los cuales se ubican las cuencas terciarias y las plataformas carbonáticas. Presentan una altitud moderada y destaca el Puig de Randa.

Las plataformas carbonáticas de Lluçmajor y Santanyí se corresponden con los dominios geomorfológicos de la Marina de Lluçmajor y la Marina de Llevant (Roselló Verger, 1974). La plataforma de Lluçmajor se extiende desde Lluçmajor hasta Cabo Blanco y forma la costa acantilada entre Sa Ràpita y la Bahía de Palma. La altura de los acantilados se incrementa de SE a NO hasta los 90 m en la localidad de Cabo Blanco. La plataforma de Santanyí se prolonga más de 80 km en la costa meridional, desde Sa Creta, al SO, hasta Punta de n'Amer, al NE. Es un tramo de costa acantilada con una altura media de 30 m, entre las que se articulan numerosas calas, en algunas de las cuales desembocan torrentes.

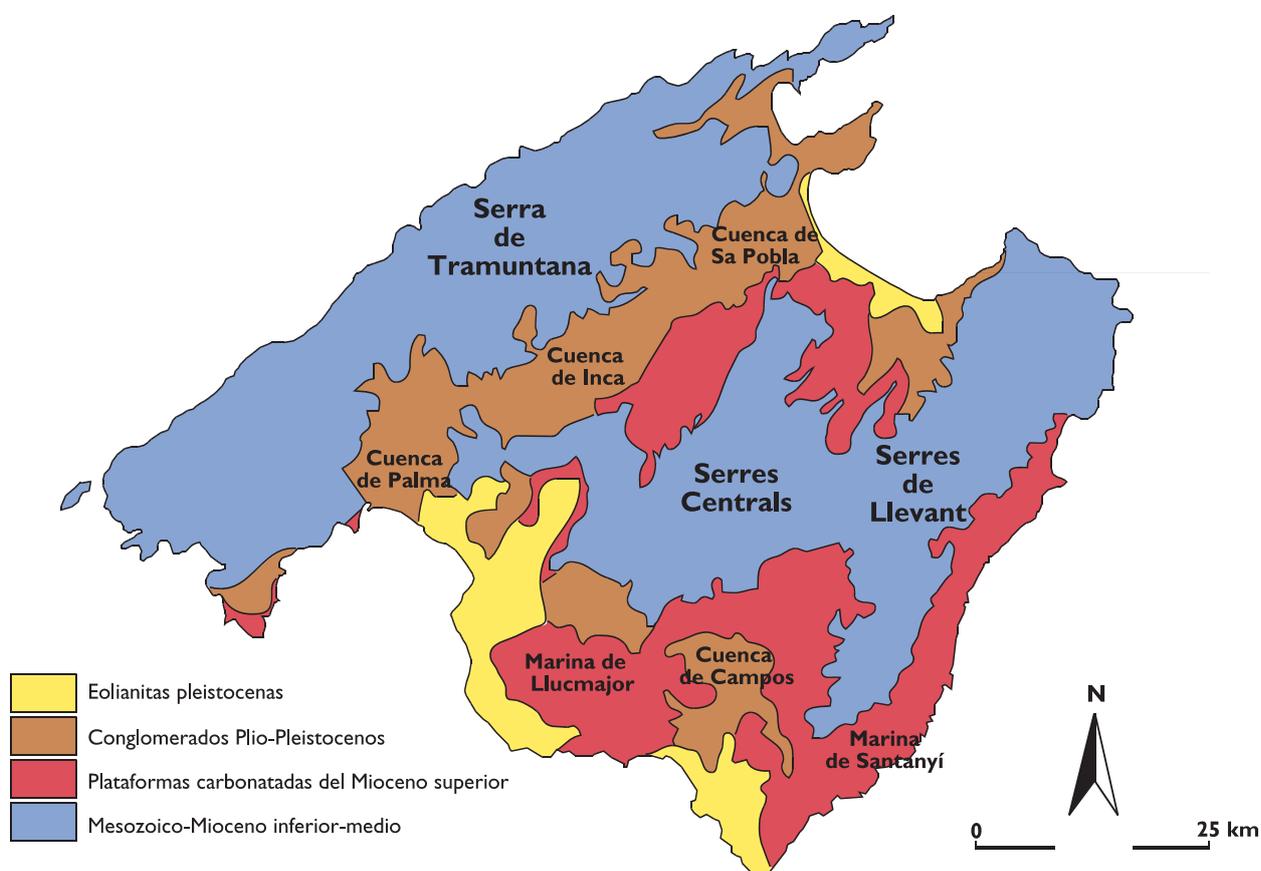


Figura 2. Dominios geomorfológicos de la Isla de Mallorca

Varias descripciones de los rasgos fisiográficos de Mallorca han sido realizadas anteriormente desde distintas propuestas. Roselló-Verger (1974), define los siguientes dominios geomorfológicos: Muntanya, Raiguer, Plà, Llevant y Migjorn. Posteriormente, Rodríguez-Perea (1992) y Servera (1995), distinguen ocho dominios morfoestructurales: Serra de Tramuntana, Serres de Llevant, El Plà, Serres Centrals, El Raiguer, El Migjorn y las depresiones de sa Pobla-Muro, Palma y Campos.

### 1.2.1.- El relieve

Topográficamente, los relieves más importantes de la isla de Mallorca se sitúan en la Serra de Tramuntana, que equivale al horst noroccidental de la Isla de Mallorca. Se extiende a lo largo de 90 km en dirección NE-SO, desde Sant Elm hasta el Cap de Formentor, con una anchura media de 15 km. La parte más elevada se sitúa en su zona central con cimas que superan los 1000 m (Puig Major, 1.445 m; Puig de Massanella, 1.348 m; el Puig Tomir, 1.102 m; Puig de L'Ofre, 1.090 m; Puig de Alfàbia, 1.069 m; Puig des Teix, 1.064 m; Puig de Tossals verds, 1.028 m; Puig de Galatzó, 1.025 m y el Puig Roig, 1.003 m). La línea media de cumbres se sitúa en torno a los 600 m s.n.m. La costa acantilada, que limita al N este relieve, se caracteriza por su elevado desnivel, escasas bahías y calas de pequeñas dimensiones, abiertas por torrentes de poco desarrollo longitudinal y elevada pendiente.

Las Serres de Llevant corresponden al horst oriental de Mallorca. Se sitúa en la zona sur-oriental, extendiéndose en dirección NE-SO, sentido en el que disminuye la cota, a lo largo de 46 km, desde los cabos de Capdepera y Farruxet hasta las proximidades de Santanyí. Están constituidas por un relieve con pendientes más suaves que los de la Serra de Tramuntana y unas cotas máximas de 562 m s.n.m. en el Puig de Son Morell en su extremo septentrional; 520 m s.n.m. en el Puig de Farruxet en Artá; o 510 m s.n.m. en el Puig de Sant Salvador, en Felanitx. En la zona central de la Isla, los relieves son de una altitud moderada y nunca superan los 300 m de cota a excepción del Puig de Randa con una cota cercana a los 600 m s.n.m.

### *1.2.2.- La red hidrográfica*

Hidrográficamente, el ámbito territorial administrativo de las Islas Baleares se considera una Cuenca Hidrográfica única. Mallorca se subdivide en "Vertientes Hidrográficas", equivalentes a lo que en otros lugares son subcuencas hidrográficas (Plan Hidrológico de las Islas Baleares, 2002) (figura 3). Sin embargo, aunque de poca magnitud, las vertientes están constituidas por numerosas microcuencas hidrográficas, dadas las particularidades de los torrentes y las características geológicas y topográficas.

La red de cauces de Mallorca está definida fundamentalmente por las dos sierras más importantes, Tramuntana y Llevant, y en menor medida, por las Serres Centrals. En la plataforma carbonática de Santanyí también se ubica una importante red hidrográfica.

Los cauces de la Serra de Tramuntana se pueden dividir en dos grupos diferentes: los torrentes cortos que drenan al N directamente al mar, y aquellos que lo hacen al S, discurrendo por los Llanos de Sa Pobla, Inca y Palma. Los primeros se caracterizan por su acusada incisión en el relieve, una elevada pendiente y un escaso recorrido, como es el caso del Torrent de Mortitx. Algunos torrentes son el resultado de la combinación de procesos fluvio-kársticos, como el Torrent de Pareix. Los cursos fluviales de la vertiente sur, presentan, en general, menor pendiente y un recorrido más prolongado. Estos cauces, con su cabecera en los materiales mesozoicos de la sierra, discurren por los materiales que rellenan las cuencas terciarias, prolongándose hasta la bahía de Palma, Andratx, Pollença y Alcudia, donde desembocan. En las épocas secas, en determinados torrentes circula agua por su cauce gracias a los aportes de los acuíferos cercanos, lo que indica la relación que en su tramo por los llanos, presentan estos cauces con el sistema hidrogeológico, en ocasiones recargando el acuífero y en otras, funcionando como zonas de descarga. Dos exponentes significativos son el

## Torrente de S'Almadrava y el Torrent de Sant Miquel.

La red hidrográfica de les Serres de Llevant también se puede dividir en dos grupos, según si éstos drenan al SE o al NO. Los cauces de la vertiente SE presentan mayor pendiente y un recorrido moderado, destacando las cuencas hidrográficas de ses Talaioles y de Ca n'Amer, que desembocan en Porto Cristo y s'Illot, respectivamente. Hacia el sureste, estos cauces se encajan en los materiales carbonáticos de la marina de Llevant hasta su desembocadura en el mar. El segundo conjunto hidrográfico (oeste) discurre por los Llanos de Sa Pobla-Muro y Campos. La pendiente es también pronunciada y su recorrido se prolonga más a través de los materiales de las cubetas, desembocando en la Bahía de Alcudia y en la vertiente de Campos.

Tanto los torrentes de Tramuntana como los de Llevant presentan cauces con flujos intermi-

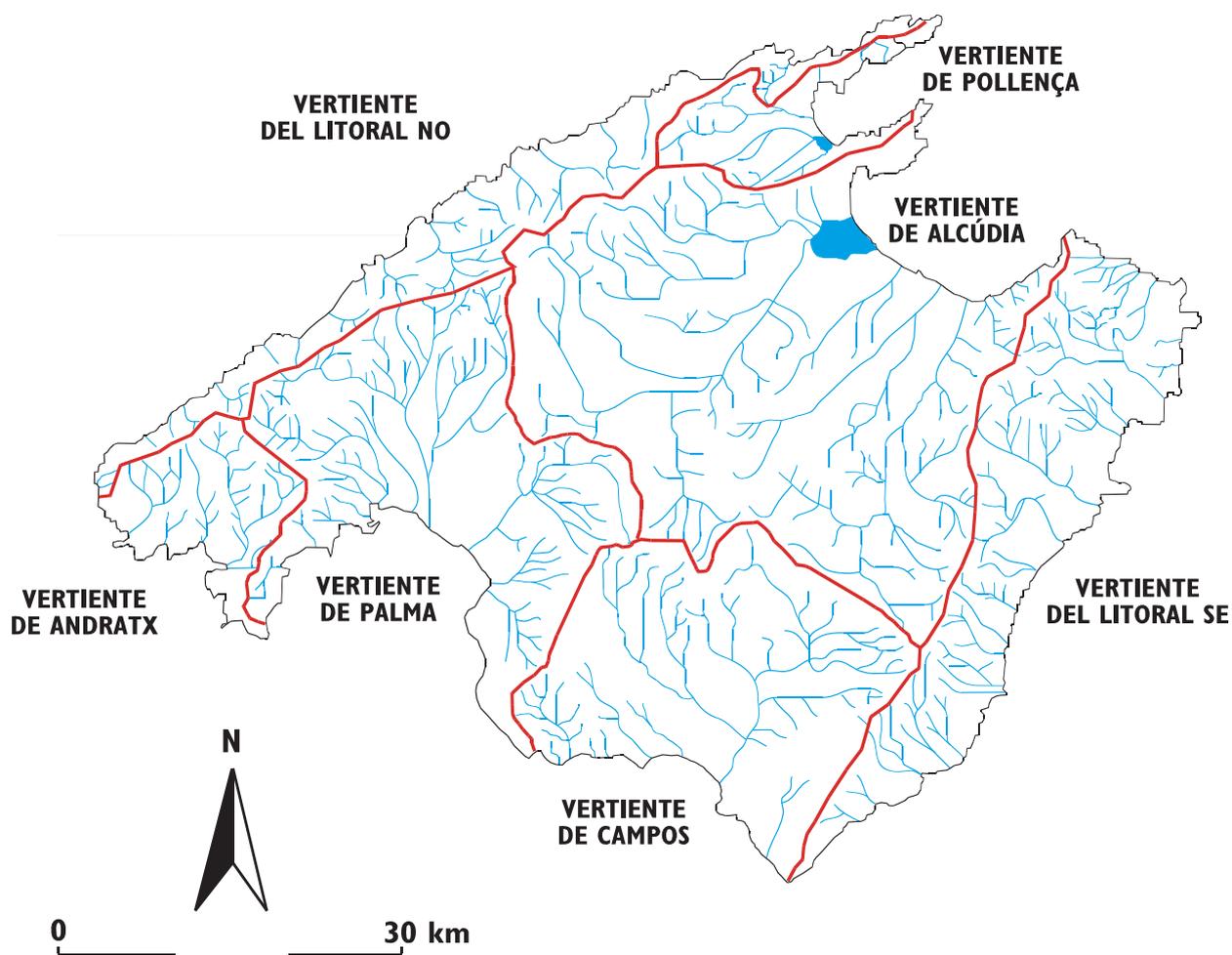


Figura 3. Mapa hidrográfico de Mallorca.

tentes que, generalmente, entran en funcionamiento en otoño y primavera cuando tienen lugar las máximas precipitaciones, aunque ocasionalmente, puede circular agua durante periodos prolongados.

La plataforma carbonática de Santanyí presenta en algunas localidades cierta actividad fluviotorrencial, favorecida en algunos casos por la relación con fenómenos kársticos. A diferencia que los torrentes de las sierras, estos presentan una pendiente poco acusada,

con las cabeceras ubicadas en la propia plataforma. La actividad fluvial de estos cursos está asociada a períodos de elevadas precipitaciones que dan lugar a flujos de agua ocasionales, aunque muy energéticos,

### 1.2.3.- Zonas de estudio

El ámbito de trabajo ha sido el territorio comprendido en dos zonas de estudio: la franja litoral acantilada meridional de Mallorca, de menor extensión, entre Cabo Blanco y Punta Negra (plataforma de Llucmajor) y la franja oriental, de mayor extensión, entre Cala Màrmols y Porto-Cristo (plataforma de Santanyi) (figura 4).

Se han cartografiado las estructuras de paleocolapso objeto de estudio en los acantilados

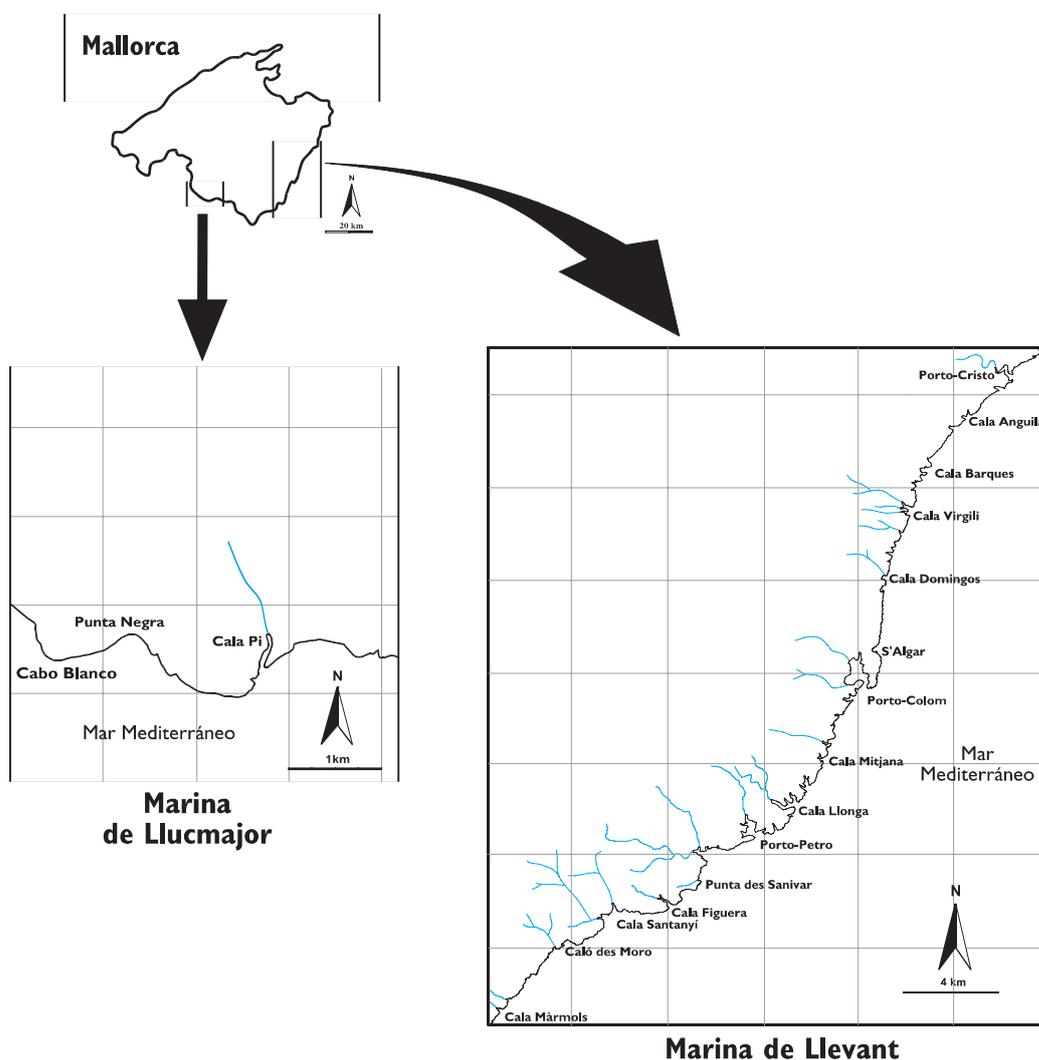


Figura 4. Situación de las plataformas de Llucmajor (Marina de Llucmajor) y de Santanyi (Marina de Llevant)

costeros y calas comprendidas entre las localidades anteriormente mencionadas. Determinados aspectos, tales como la tectónica, las formas y los procesos geomorfológicos, han sido abordados desde una perspectiva más genérica. Sin embargo, el estudio de las estructuras de hundimiento, se ha realizado a partir de un análisis detallado de su geometría y componentes. Se han seleccionado un conjunto de afloramientos para su estudio en función de su accesibilidad, de cri-

---

terios morfosedimentarios y de su relación con el marco geológico.

En la plataforma de Lluçmajor, han sido objeto de análisis específico los afloramientos de las localidades de Punta Negra y Cabo Blanco, por ser los dos únicos paleocolapsos que afloran y por su clara posición estratigráfica dentro del cortejo de facies. En la plataforma de Santanyí se han estudiado en detalle las estructuras de Cala Figuera, por el gran número de afloramientos existentes en la misma, por su relación con el modelo genético, así como por la diversidad de formas y depósitos asociados. En Punta des Savinar, por la singularidad y calidad de los afloramientos y por la variada tipología de los depósitos asociados. En Saragall d'en Pel-lo, Porto-Colom, Punta de Sa Galera y S'Algar, por el interés de la fracturación asociada a los paleocolapsos, así como por su posición estratigráfica y su situación dentro de la plataforma. Y en Cala Murta, por ser un ejemplo donde se conjugan distintos aspectos de interés para la evolución morfoestructural y sedimentaria de estas formas. Además, la buena accesibilidad a los afloramientos en estas localidades ha permitido el muestreo de los depósitos asociados (cementos, arcillas y clastos).

En Cala S'Almunia y Caló des Moro, se han analizado cementos y sedimentos detríticos asociados a una cavidad. También han sido objeto de análisis un paleocauce fosilizado por dunas pleistocenas y una playa fósil existente en Cala S'Almunia. Con ello se ha pretendido acotar la evolución espacio-temporal de las estructuras de paleocolapso kárstico, determinar las fases sucesivas de evolución geomorfológica, particularmente en la plataforma de Santanyí y, finalmente, poder evaluar la posible influencia o no, de las estructuras de paleocolapso en la configuración actual de la costa levantina.

#### 1.2.3.1. La Marina de Llevant

Esta zona de estudio se ubica a lo largo de la costa oriental de la Isla de Mallorca, entre Cala Màrmols y Porto Cristo incluida en los términos municipales de Santanyí, Felanitx y Manacor (figura 4). El análisis en la Marina de Llevant se ha realizado sobre la franja litoral acantilada, donde afloran las estructuras de paleocolapso. Esta se extiende a lo largo de 75 km de contorno litoral. La altura máxima de los acantilados es de 35 m, con una cota media de 30 m aproximadamente.

La Marina de Llevant se caracteriza por una estructura de costa irregular. La erosión litoral, la actividad tectónica post-miocena y el encajamiento de la red fluvial, así como el karst litoral, han configurado una costa recortada y acantilada que se articula en numerosas calas, muchas de ellas coincidentes con desembocaduras de torrentes. La máxima expresión la tenemos en la cala de Porto-Colom con un contorno de 5 km, en las que desembocan los torrentes de Ca n'Alou al norte y Cap Corsso al sur (figura 4), aunque otras como Porto-Petro o Porto-Cristo también alcanzan gran dimensión.

A lo largo de toda la costa y próxima a ésta, existen múltiples sistemas de cavidades (subaéreas y subacuáticas), en algunas de las cuales los procesos espeleogenéticos han dado lugar a depósitos de precipitación química (de composición mineralógica esencialmente calcítica y en menor medida aragonítica) (Ginés, 1994; Ginés, 2000) de una gran diversidad tipológica y fenomenológica (estalagmitas, coladas, espeleotemas epifreáticos y otros).

Los sistemas de dunas del Pleistoceno superior que afloran a lo largo de todo el litoral, solapando parte de la costa acantilada, son otro elemento que configura la zona de estudio (Butzer y Cuerda, 1962; Cuerda, 1975; Clemmensen *et al.*, 1997; Fornós, *et al.*, 2001). Otros procesos como derrumbamientos o deslizamientos de algunos escarpes acantilados o colapsos recientes de cavidades, son también procesos erosivos que modelan la costa oriental de Mallorca.

#### 1.2.3.2. La Marina de Lluçmajor

La Marina de Lluçmajor se sitúa en la costa sur de Mallorca, ocupando la zona de estudio un contorno de aproximadamente 10 km de litoral acantilado (figura 2). Sin embargo, los paleocolapsos únicamente afloran en una pequeña franja, no superior a 1 km, (figura 4) en las localidades de Cabo Blanco y Punta Negra. La Marina de Lluçmajor se caracteriza por presentar una costa acantilada de gran altura (hasta 90 m) y muy poco articulada por calas. Uno de los pocos ejemplos lo encontramos en Cala Pi, con un perímetro de 1 km, o en Cala Beltrán.

### 1.3. Ámbito geológico y cronológico

La costa oriental y meridional de Mallorca, se desarrolla en las plataformas del Mioceno superior (figura 2).

Estas plataformas posttectónicas progradaron sobre los márgenes de dos paleoislas que se originaron después de la fase compresiva del Mioceno medio. La paleoisla septentrional, comprendía el dominio actual de la Serra de Tramuntana y la paleoisla meridional los actuales dominios de las Serres Centrales, Serres de Llevant y archipiélago de Cabrera. Estas dos paleoislas estaban separadas por un estrecho de mar que corresponde a los actuales llanos de Palma-Inca-Sa Pobla-Muro.

Sobre los márgenes de estas paleoislas, y preferentemente en la isla meridional, se depositaron las plataformas carbonáticas que progradaron hacia las cuencas circundantes. Las plataformas más extensas son las de Lluçmajor y Santanyí. En estas plataformas se pueden distinguir varias unidades litoestratigráficas: Calcisiltitas con *Heterostegina*, el Complejo Arrecifal y las Calizas de Santanyí.

El encuadre cronológico se ha realizado a partir de las dataciones isotópicas en sedimentos de la plataforma de Lluçmajor y la secuencia cronológica de las oscilaciones eustáticas definidas a partir del análisis estratigráfico del Complejo Arrecifal (Pomar *et al.*, 1996; Pomar 2001 b). La deposición del Complejo Arrecifal se atribuye al Tortoniense superior-Messiniense (Pomar *et al.*, 1996). Su interpretación se fundamenta en los estudios de Bizon *et al.* (1973) y Álvaro *et al.* (1984), que determinan que las muestras tomadas en la Unidad que posteriormente sería definida como Complejo Arrecifal podrían atribuirse a la biocronozona N17. Esta atribución fue corroborada posteriormente por las dataciones realizadas a partir de isótopos de Sr (Oswald, 1992). Finalmente, las dataciones por el método de K-Ar sobre sanidina y biotita en las capas de bentonitas existentes en Cabo Blanco marcan una edad absoluta de  $7,0\pm 0,2$  Ma para la biotita (7,4% K) y  $6,0\pm 0,2$  Ma para la sanidina (9,75% K) (Pomar *et al.*, 1996). En este sentido, Pomar *et al.* (1996) indica que el estadio final de progradación tuvo lugar durante el Messiniense. A pesar de que los datos se refieren al Complejo Arrecifal, Pomar *et al.* (1996) apuntan a que la Unidad Calizas de Santanyí son cronoestratigráficamente equivalentes a los depósitos de la plataforma de Lluçmajor.

---

## I.4. Objetivos

El objetivo principal de la presente Memoria es el análisis de los paleocolapsos que afloran en las plataformas carbonáticas del Mioceno superior de Lluçmajor y Santanyí y determinar las causas que condicionaron su ocurrencia espacio-temporal. Para la consecución de este trabajo se han establecido varios objetivos concretos:

I. Situar en el espacio y en el tiempo el conjunto de estructuras de paleocolapso objeto de estudio

- a. ¿Dónde se ubican geográficamente?
- b. ¿Cuál es su posición estratigráfica y a qué unidades afectan?
- c. ¿Cuál es su edad?

II. Describir y clasificar tipológicamente los paleocolapsos

- a. ¿Qué formas presentan los paleocolapsos?
- b. ¿Qué formas y productos están asociados a éstas? (tipos de brechas, depósitos detríticos y cementos)

III. Interpretar el modelo genético a partir del análisis, descripción de la arquitectura y distribución de facies, la ubicación de los paleocolapsos, así como su distribución geográfica

IV. Realizar una interpretación paleoclimática y paleoambiental a partir de los análisis isotópicos y de Rayos X de los cementos y depósitos detríticos asociados a las brechas de los paleocolapsos

V. Comparar las estructuras de paleocolapso con otras formas similares situadas en otras zonas del planeta

VI. Establecer las etapas principales en la evolución geomorfológica de la plataforma de Santanyí

## I.5. Metodología de trabajo

### *I.5.1. Recopilación bibliográfica*

La revisión y recopilación bibliográfica ha estado encaminada a reunir y analizar los trabajos ya existentes:

- a) De tipo regional, sobre geología y geomorfología de la Isla de Mallorca en general, y del sur y el levante de Mallorca en particular
- b) Trabajos sobre estructuras paleokársticas, brechas de colapso, depósitos kársticos (detríticos y geoquímicos)
- c) De tipo sedimentológico, relacionados con la arquitectura de facies y las fluctuaciones eustáticas
- d) Sobre el karst y el paleokarst en las plataformas carbonáticas miocenas de Mallorca y otras localidades

- e) Trabajos de tipo conceptual y metodológico, estudios paleoclimáticos puntuales y globales, aplicación de las técnicas mineralógicas e isotópicas para su estudio e interpretación

### *1.5.2. Trabajos de campo*

Los trabajos de campo han estado orientados a:

- Reconocimiento y cartografía de las estructuras de paleocolapso kárstico. La exploración se ha realizado sobre el terreno, a lo largo de la costa acantilada y, puntualmente, mediante una embarcación y una avioneta para su observación y obtención de imágenes desde el mar y desde el aire
- Elaboración de un inventario completo, con fotografías, confección de croquis y esquemas sobre los afloramientos de los paleocolapsos y los elementos que los integran, así como datos geológicos locales relacionados con los mismos
- Levantamiento de columnas estratigráficas tipo en diversos puntos, así como en los propios afloramientos de los paleocolapsos kársticos
- Medidas de la fracturación en diversos puntos de las plataformas carbonáticas, así como en afloramientos de paleocolapsos y cavidades kársticas
- Toma de muestras de la roca encajante, cementos y depósitos detríticos asociados para su análisis mineralógico, de porosidad e isotópicos
- Para algunas muestras duras se han realizado perforaciones con la recuperación de testigo continuo con máquina perforadora tipo STIHL 026 PRO; brocas de sondeo EZ-CUT, con diámetros 5 y 6 cm

### *1.5.3. Métodos de laboratorio*

Se han utilizado, en función de los objetivos y de los tipos de muestras, los métodos y técnicas siguientes:

- Confección de láminas delgadas a partir de muestras seleccionadas para la caracterización de texturas, componentes de las rocas y el análisis de porosidad mediante microscopía óptica
- Obtención de muestras con superficies pulidas para la caracterización de macroporosidades
- Estudio mineralógico de sedimentos detríticos asociados a las brechas de los paleocolapsos por difracción de Rayos X, método de polvo cristalino. Medida en equipo PHILIPS PW 1710. Tubo de cobre, monocromador de grafito y rendija automática (PTE-RX-004). Se ha utilizado el software APD de Philips y la Base de Datos ICDD. Se ha preparado agregado orientado, que se ha sometido a pruebas de hinchamiento con Etilenglicol y de colapsamiento a 550° C (Diagramas A, E y T), con la correspondiente obtención e interpretación de difractogramas. Estos análisis han sido rea-

---

lizados en los laboratorios del Instituto Geológico y Minero de España, Tres Cantos. Madrid

- Análisis de isótopos estables ( $^{13}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}$ ) en muestras de cementos. Los análisis han sido realizados en los laboratorios del Servicio interdepartamental de Investigación (SIDI) de la Universidad Autónoma de Madrid (UAM), con un espectrómetro de masas

#### 1.5.4. Métodos de gabinete

Entre los métodos y técnicas empleados, merecen destacarse:

- Reconocimiento de fotografías aéreas de las zonas objeto de estudio y algunas adyacentes (costa meridional y oriental de Mallorca) de los años 1997, a escala 1: 20.000 y 1:1000, adquiridas a la empresa ESTOP

Nº194024 - Nº194030

Nº194032 - Nº194033

Nº194062 - Nº194066

Nº194069 - Nº194081

- Cartografía de los lineamientos de la costa oriental de Mallorca, a partir de las fotografías aéreas del año 1997
- Tratamiento y representación de datos direccionales obtenidos en el campo y sobre la foto aérea (lineamientos, orientaciones de las fracturas) mediante el programa Rose
- Análisis y representación cartográfica de las estructuras de paleocolapso kárstico a escalas 1:25.000 y 1:5.000 de la zona de estudio
- Conclusiones a partir de los datos de campo y de los resultados de los trabajos de laboratorio

## 1.6. Antecedentes

En una investigación de este tipo, donde se trabaja con información y datos procedentes de diversos campos (Geografía, Geología, Geomorfología, Hidrogeología, Geoquímica y otros), los antecedentes conceptuales, metodológicos y regionales son numerosos. Sin embargo, desde la óptica integrada de esta investigación, existen pocos trabajos realizados con anterioridad en la Isla de Mallorca en particular y en otras regiones en general. Por ese motivo, se citarán en este apartado algunos trabajos generales, que por su representatividad, importancia geológica o cercanía en los temas de investigación aquí abordados se pueden considerar especialmente reseñables. Así mismo, también se abordarán otros trabajos de carácter más específico y estrechamente ligados a esta investigación. Posteriormente, a lo largo de los distintos capítulos se irán detallando más concretamente una serie de trabajos más específicos.

En relación a la estratigrafía y características sedimentológicas de los materiales neógenos destaca el trabajo de Pomar *et al.* (1983), en el que se realiza una síntesis de las principales unidades litoestratigráficas del Terciario de Mallorca. En concreto, en esta publicación se trazan los

primeros esbozos sedimentológicos del Complejo Arrecifal del sur y el levante de Mallorca. Fornós (1983, 1989) en su Tesis de Licenciatura y posteriormente en su Tesis Doctoral realiza un exhaustivo análisis sobre las plataformas carbonáticas miocenas de las Islas Baleares en lo relativo a secuencias estratigráficas y al estudio de sus componentes. Entre ambas memorias de investigación, Fornós y Pomar (1983 a y b, 1984) y posteriormente Fornós (1991), abordan con más detalle en el estudio de las distintas facies y asociaciones de la plataforma carbonática del Mioceno superior del levante de Mallorca, definiendo las Calizas de Santanyí como una nueva unidad litoestratigráfica.

Centrados en el análisis de las secuencias estratigráficas de la plataforma de Lluçmajor, Pomar (1988, 1991, 1993, 2001 a y b, 2002, 2003); Pomar y Ward (1991, 1995, 1999) y Pomar *et al.* (1996, 2002) desarrollan un modelo genético y sedimentológico, para las plataformas miocenas de Mallorca y Menorca, que pone de manifiesto la relación entre las fluctuaciones del nivel del mar y la arquitectura de facies, así como la influencia de factores paleoecológicos y estructurales en el control de la evolución de las plataformas miocenas, especialmente en la plataforma de Lluçmajor, en Mallorca, y en el sur de Menorca.

Dentro de los trabajos regionales centrados en el karst destacan los estudios desarrollados en la Isla de Mallorca en el ámbito de la espeleología por numerosos autores clásicos: Edouard A. Martel, Emil G. Racovitza, Dorothy M.A. Bate, Jacques Maheu, Bartomeu Darder, Marià Faura y Sans Robert de Joly, Francesc Espanyol, Noel Llopis Lladó, Alfred Bögli y Joaquín Montoriol-Pous, son los más significativos (ver A. Ginés, 1995). Sin embargo, y antes de profundizar en la evolución y características de dichos estudios, hay que destacar que tanto la Tesis Doctoral de Ángel Ginés (1999), centrado en temas exokársticos, como la de Joaquín Ginés (2000), sobre el endokarst litoral de levante de Mallorca, marcan un antes y un después en este tipo de estudios.

El explorador francés E.A. Martel marcó el inicio en los estudios kársticos en Mallorca con sus primeras aportaciones sobre karst. Entre sus trabajos destacan las primeras hipótesis sobre el desarrollo genético de Les Coves del Drac (Mallorca). Posteriormente, Rodes (1925) en algunos trabajos sobre el origen de la misma cavidad, matiza y corrige algunas de las ideas sugeridas por Martel. En este sentido, aparecieron diversos autores que incrementaron notoriamente las investigaciones kársticas y profundizaron en nuevos aspectos, como fueron los casos de Oedl (1954), Mensching (1956) o Walter-Levy *et al.* (1968) que se ocuparon de aspectos relacionados con la bioerosión de las costas de Mallorca e Ibiza.

A partir de la década de los 70 surge la espeleología mallorquina con fuerza y entidad propia, la que dará lugar a una gran cantidad de publicaciones y trabajos, consolidando la importancia científica del karst en Mallorca y generando una línea constante de investigación. Ginés y Ginés, (1972, 1974, 1975, 1976, 1977), Ginés *et al.* (1975), así como Pomar (1989) y Pomar *et al.* (1976, 1979, 1983, 1987) establecen una sistematización en cuestiones relacionadas con el karst litoral y el endokarst, complementados por otros estudios como el de Trías *et al.* (1979), Mateu *et al.* (1979) y Kelletat (1980), este último con un trabajo sobre la descripción de la micromorfología de las costas en el noreste de Mallorca.

Recientemente, las publicaciones sobre karst y endokarst llevadas a cabo por Andrews *et al.* (1989), Gascoyne (1992), Ginés y Ginés (1986, 1987 a, 1987 b, 1989 a, 1989 b, 1993 a, 1993 b, 1995 a, 1995 b), Ginés *et al.* (1981 a, 1981 b), Herman *et al.* (1985) Pomar *et al.* (1987), Pomar

---

(1989), Fornós *et al.* (1989), Rodríguez-Perea y Servera (1993), Servera (1995), entre otros, han ampliado sustancialmente la documentación desde enfoques muy diversos, consiguiendo que los paisajes kársticos de las Islas Baleares sean claves para la comprensión de la evolución del relieve.

Las investigaciones sobre estructuras paleokársticas son menos abundantes. Este aspecto, está condicionado principalmente por el escaso número de afloramientos existentes de este tipo de estructuras, su calidad y el hecho de que muchas estructuras paleokársticas están integradas en el registro geológico, lo que hace su estudio más complejo.

Sin embargo, las investigaciones sobre paleokarst en ciertas regiones han avanzado considerablemente desde los años 60 debido, fundamentalmente, a la incidencia de los factores económicos en actividades de prospecciones petroleras, mineras o de ingeniería. Sus aplicaciones en la búsqueda de hidrocarburos o aplicación en problemas de ingeniería han sido fundamentales para potenciar su desarrollo. Esto ha provocado que el conocimiento sobre la distribución regional del paleokarst pueda abordarse con la aplicación de técnicas para el estudio del subsuelo. Hasta el momento, la reconstrucción regional de discordancias estratigráficas con detalle, que permitieran una primera aproximación a episodios kársticos pasados, necesitaba de un gran número de afloramientos y el estudio detallado de los mismos. Con el desarrollo y aplicación de otras técnicas de exploración, como la sísmica de alta resolución, han surgido nuevas vías de acceso para el estudio y diferenciación de discordancias regionales que son clave en los estudios paleokársticos. En este sentido, destacan trabajos como los de Esteban y Klappa (1983), Kerans (1988 y 1990), Budd *et al.* (1990), Wright *et al.* (1991), Candelaria y Reed (1992), Loucks y Handford (1992), Mazzulo y Mazzulo (1992), Lomando *et al.* (1993) Mylroie y Carew (1995, 2000), Palmer, (1995), Harris *et al.* (1996), Loucks (1999) y Loucks *et al.* (2004), entre otros, dentro de programas científicos donde la investigación tiene un carácter claramente aplicado a la exploración de hidrocarburos en sistemas paleokársticos.

Existe otro grupo de publicaciones que presentan una clara y única componente científica editados en forma de monografías, actas de congresos y revistas científicas. Entre estos trabajos destacan los de Bögli (1980) y Donald (1987), con ejemplos descritos en Mississippi Valley (Estados Unidos); Kerans y Donalson, (1987) en el Dismal Lakes Group (Canadá); James y Choquette (1988) y Bosak *et al.* (1989) sobre el paleokarst en general y con algunos ejemplos concretos de distintas regiones del planeta; Pedley (1975), Pedley *et al.* (1990) y Baceta *et al.* (2001) con la descripción de paleocolapsos terciarios y cuaternarios en las islas de Malta y Gozo y en el País Vasco, respectivamente; o Budd *et al.* (1995), sobre la importancia de las discordancias en los estudios de paleokarst.

A pesar de que algunos autores habían dejado constancia de algunas formas antiguas de karst en Mallorca, si nos referimos a estudios realizados exclusivamente sobre estructuras paleokársticas, Esteban y Klappa (1983) realizan la primera mención. Estos autores hacen referencia a los distintos ambientes de exposición y las formas derivadas de los mismos, para lo cual ilustran el caso de una estructura de paleocolapso kárstico del levante de Mallorca como ejemplo más espectacular de dichos fenómenos.

Tanto la Tesis de Licenciatura como la Tesis Doctoral de J. Fornós (1982 y 1987) significaron las primeras menciones de carácter descriptivo de los afloramientos paleokársticos del Mioceno superior de la costa oriental de Mallorca. En ambos trabajos se abordan brevemente

los paleocolapsos desde un punto de vista sedimentológico. Fornós *et al.* (1987) realizan una primera aproximación a las formas y depósitos derivados de procesos paleokársticos en la Serra de Tramuntana de la Isla de Mallorca. Fornós *et al.* (1988) realizan un estudio de las formas paleokársticas del Mioceno superior, describiéndolas y definiendo algunas de las partes de un grupo de paleocolapsos en la costa oriental de Mallorca.

Posteriormente, Fornós *et al.* (1989) describen las distintas partes de un paleocolapso kárstico del Mioceno superior en el levante de Mallorca y plantean una primera hipótesis sobre la génesis de los paleohundimientos. Fornós *et al.* (1991, 1995, 1998) realizan nuevos avances en el estudio de dichas estructuras, ampliando el contexto regional y matizando la morfometría y las clasificaciones previas. Fornós *et al.* (1995) analizan los distintos tipos de paleokarst en Mallorca enmarcados en diversos períodos geológicos y enfatizando tanto las formas miocenas del levante de Mallorca, como los depósitos jurásicos de brechas de la zona de Sa Calobra en la Serra de Tramuntana.

Cabe destacar también la Tesis Doctoral de Ginés (2000), en la cual se analiza el paleokarst del levante de Mallorca. En ella, se presenta la cartografía de una pequeña parte de la costa este de la isla, entre Cala Figuera y Cala Mondragó, señalando la influencia de las estructuras de paleocolapso en la evolución geomorfológica de la costa. Además, se alude a aspectos genéticos, sedimentológicos y estratigráficos. Jiménez *et al.* (2001) aborda la relación entre la fracturación y los paleocolapsos en la plataforma de Santanyí.

Por último, los trabajos más recientes de Robledo y Pomar (2000 a, 2000 b, 2000 c, 2000 d) de Robledo (2001) y de Robledo *et al.* (2001, 2002 y 2003) analizan las estructuras de paleocolapso del Mioceno superior y plantean una nueva hipótesis genética en función de la arquitectura de facies controlada por las fluctuaciones marinas. En la Memoria de Investigación de Robledo (2001), se presentó la primera cartografía del conjunto de estructuras de paleocolapsos en las costas meridional y oriental de Mallorca.

## **1.7. Definiciones y conceptos**

### *1.7.1. Concepto de paleokarst*

El término paleokarst está compuesto por el prefijo paleo (antiguo) y el término karst. La palabra "karst" deriva del vocablo *Krast*, que originalmente es el nombre de la región más septentrional de los Montes Dináricos (antigua Yugoslavia) y que probablemente deriva de la raíz "Ka, Ker" del paleo-indoeuropeo o pre-indoeuropeo (superficie de roca desnuda, acantilado o montaña) (Ginés, 1994). Desde una perspectiva científica, karst se usó por primera vez en el siglo pasado por autores del este europeo para designar áreas geográficas con formas de erosión similares a las regiones carbonáticas de los Montes Dináricos. En la actualidad el término karst se refiere, tanto a paisajes con formas específicas como a regiones caracterizadas por litologías, procesos y relieves singulares. Diversos términos tratan de precisar características diferenciales, bien sea con respecto a su ubicación (exokarst, endokarst, karst litoral, entre otros) o al contexto climático en el que se producen (tropical, mediterráneo, alpino y otros). Aunque inicialmente aplicado a regiones carbonáticas con formas derivadas de procesos de disolución, se han extendido a regiones con distintas litologías, pero con solubilidad manifiesta (yesíferas o salinas), o incluso a rocas insolubles, como es el caso de las áreas volcánicas con cavidades lávicas (pseudokarst).

---

Por el contrario, el término paleokarst hace referencia a la ocurrencia de dichos procesos en épocas pretéritas, donde definir ambientes y climas es en ocasiones muy complejo. Hay numerosas definiciones de paleokarst que presentan algunas diferencias. Walkden (1974) y Wright (1982) lo definen como "un karst antiguo, normalmente enterrado por sedimentos más jóvenes". Laznika (1985) define paleokarst como las "formas producidas por agentes activos de un ambiente kárstico antiguo". Jennings (1971) y Sweeting (1973) diferencian entre el karst relicto (presentando formas que se han producido en el pasado pero que no están enterradas) y karst enterrado (formas kársticas enterradas por sedimentos más recientes). Esta última diferenciación entre tipos de paleokarst ha sido la más común. Finalmente, se han distinguido distintos tipos de paleokarst en función de sus características morfológicas y genéticas (Pedley, 1975; Pedley *et al.*, 1990; Loucks, 1999, 2001; Robledo y Pomar, 2000 a, b y Robledo, 2001).

Históricamente, paleokarst y karst fósil han sido utilizados como términos sinónimos. En la mayoría de los idiomas más frecuentes en la literatura científica, paleokarst es el término más extendido aunque la utilización de karst fósil no es calificada como incorrecta. Gams (1973) diferenció formas kársticas enterradas (denominándolas karst fósil) de otras que en la actualidad afloran (denominándolo paleokarst), teniendo como marco común la inexistencia de fenómenos de disolución activos. Gavrilovic (1989) y Zhang (1989) diferencian las formas paleokársticas como un karst antiguo y el karst fósil como resultado de un proceso más reciente. Sin embargo, no precisan un límite de edad entre ambos que defina un estándar cronológico para su diferenciación. Algunos autores han propuesto el límite entre karst y paleokarst en el Mioceno, a partir del cual los procesos son "neokársticos", es decir, activos o de reciente actividad (Bosak *et al.*, 1989). Sin embargo, en general, en la literatura científica no se aplica dicho criterio y se distinguen formas paleokársticas de edad cuaternaria, como las descritas por Margaret *et al.* (1989) en Florida, Estados Unidos, o por Gavrilovic (1989), a lo largo de la costa del Mar Adriático. Evidentemente, dichos límites son imprecisos, basados en criterios distintos y, en ocasiones, es difícil establecer las diferencias entre un karst activo e inactivo, o simplemente entre formas derivadas de un proceso lo suficientemente antiguo como para denominarlo paleokarst. La problemática reside esencialmente en establecer una límite cronológico. Este aspecto adquiere un especial significado en el ámbito del karst litoral, donde las fluctuaciones del nivel del mar producen variaciones del nivel freático y en consecuencia, ciclos polifásicos de karstificación alternando periodos activos con otros inactivos. La alternancia del proceso, ligada también a los cambios climáticos, de vegetación y actividad edáfica (que implican modificaciones de las presiones parciales de CO<sub>2</sub> en el subsuelo), dificulta, a veces, la interpretación y diferenciación entre formas kársticas y paleokársticas.

### 1.7.2.- Tipos de paleokarst

El análisis de las características de cada uno de los tipos de paleokarst y de cómo se distribuyen en el espacio y en tiempo han sido tratados ampliamente por un gran número de autores desde el inicio de los estudios kársticos. Destacan entre otros los trabajos de Cvijic (1918), Bögli (1953, 1954, 1960, 1961, 1963, 1980), Corbel (1959), White (1969), Jennings (1971), Smart *et al.* (1980), Wright (1982, 1986, 1991), James y Choquette (1984), Williams (1985), Choquette y James (1987, 1988), Ford (1988), Bosak *et al.* (1989) y Ford y Williams (1989), entre otros.

Se puede hacer una primera diferenciación de carácter genérico entre paleokarst superficial (formado durante una exposición subaérea de la roca) y paleokarst subsuperficial (formado por debajo de la antigua superficie de terreno). Existe también un caso especial, como es el karst subyacente, que se refiere a una forma de disolución subsuperficial.

Tipológicamente, Bosak et al. (1989) describió seis formas de paleokarst distintas (figura 5): relicto, enterrado, cubierto, exhumado, interestrato y subyacente .

#### *Karst relicto*

Representa un karst que se ha desarrollado bajo condiciones distintas a las actuales y no ha sido recubierto por materiales suprayacentes (Bosak et al., 1989) (figura 5). Habitualmente este tipo de estructura ha sido relacionada con un karst de edad anterior al Cenozoico, sin embargo es posible encontrar formas más modernas (Wright, 1991).

#### *Karst enterrado*

Es un karst caracterizado por presentar estratos suprayacentes de sedimentos posteriores a los procesos de karstificación (figura 5). Su origen se atribuye a la disolución de la roca bajo condiciones subaéreas por la acción de las aguas meteóricas antes de ser enterrado, por lo que no constituyen parte del paisaje contemporáneo. En el caso de las cavidades, éstas pueden aparecer rellenas de sedimento. Los sedimentos que cubren dicho paleokarst son normalmente impermeables y por tanto, está aislado de las condiciones subaéreas (Bosak et al., 1989).

#### *Karst cubierto*

La definición de este término se basa en distintos criterios según Bosak et al. (1989):

- 1- continuidad del material que lo cubre
- 2- naturaleza del material que lo cubre
- 3- relación entre el tipo del material que lo cubre y la karstificación

Para algunos autores, como Monroe (1970), karst cubierto es sinónimo de karst enterrado. Jennings (1971) afirma que un karst cubierto es aquel que está parcialmente enterrado. Guozdetsky (1972), Panôs (1978) y Ford (1988) realizan una apreciación genética, matizando que el karst cubierto se formó una vez el material había enterrado la roca, teniendo que ser dicho recubrimiento de tipo edáfico. Tsykin (1980) difiere de la definición anterior, indicando que la karstificación se produjo durante el enterramiento, independientemente del tipo de material.

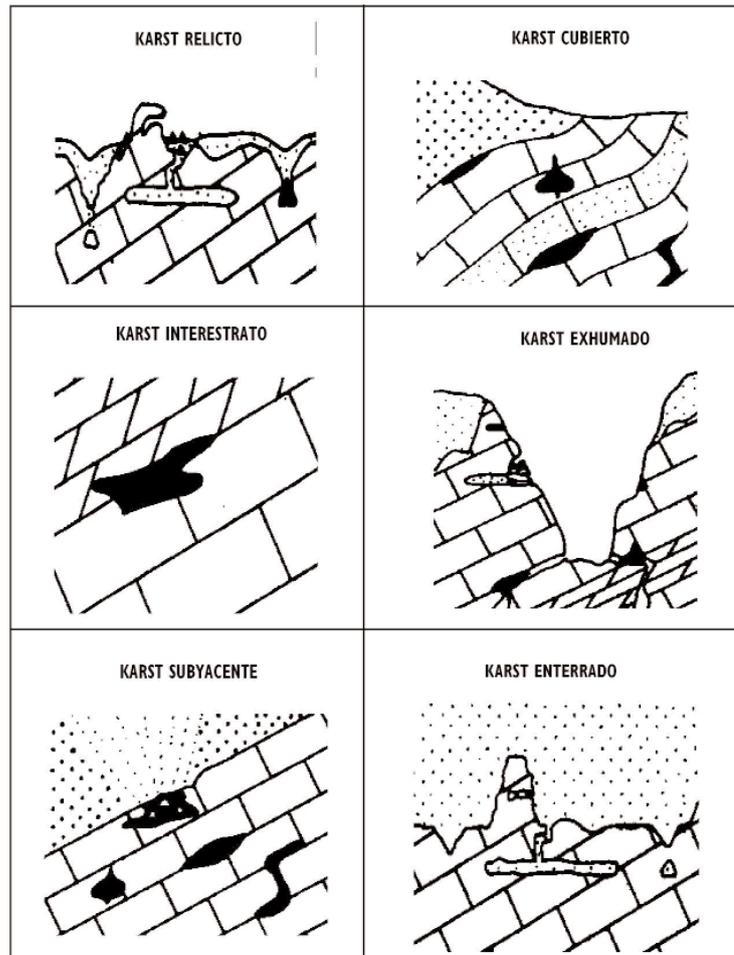


Figura 5. Tipos de paleokarst (Bosak et al., 1989)

---

El término paleokarst cubierto es ambiguo y no demasiado distinto de otros, como paleokarst enterrado, o subyacente. Es problemático establecer un criterio claro de diferenciación y sería posible clasificar un karst cubierto, como cualquiera de alguno de los tipos descritos con anterioridad. Actualmente, para la mayoría de los autores la expresión karst cubierto designa un tipo de karst, no de paleokarst. Hace referencia a una superficie exokárstica cubierta de material edáfico o alterado (figura 5). Por tanto, este concepto debería ser usado estableciendo claramente cual es el matiz que lo distingue del resto; si los procesos de karstificación se mantienen activos (y por tanto, no estaríamos hablando de un paleokarst) o si la cubierta impide el desarrollo normal del proceso kárstico.

#### *Karst exhumado*

Se refiere a un tipo de paleokarst que durante un período determinado de tiempo ha estado enterrado por sedimentos impermeables impidiendo el proceso de karstificación. Posteriormente, se pierde la cubierta sedimentaria (por procesos erosivos, en ocasiones relacionados con fenómenos tectónicos) y es expuesto de nuevo en condiciones subaéreas, dando lugar a un nuevo proceso de karstificación (figura 5) que puede producir la combinación de formas kársticas antiguas y más recientes. Según Gams (1973), las macroformas suelen ser formas relictas producidas en fases anteriores y las microformas son las más recientes, por tanto, producidas a partir del nuevo proceso de karstificación. Panôs (1978) agrupó diversos términos usados para definir este proceso polifásico de karstificación, como por ejemplo: karst cicatrizado, karst desbloqueado, karst mineralizado, karst reactivado o karst rejuvenecido. Llopis (1972) realizó una clasificación donde describía un karst holofósil completo, karst holofósil incompleto y karst merofósil. D'Argenio (1978) distingue entre paleokarstificación y neokarstificación.

#### *El karst subyacente*

Se trata de formas desarrolladas por debajo de una capa suprayacente permeable que normalmente se asocia a depósitos siliciclásticos. El caso más simple se enmarca en una disposición geológica con sedimentos porosos suprayacentes (gravas o arenas) y un conjunto infrayacente de carbonatos o evaporitas (Wright, 1991). El agua se infiltra a través de la capa suprayacente y alcanza la parte superior de la unidad infrayacente, iniciando el proceso de karstificación. En algunos casos, el proceso da como resultado la formación de cavidades en el contacto, seguido por un colapso de la capa suprayacente que normalmente rellena dichos huecos (figura 5).

Bosak *et al.* (1989) alude a dos modelos principales de dicho tipo de karst: el primero, basado en Martin (1965), Jennings (1971) y Sweeting (1972), designa subsuperficies kársticas desarrolladas bajo rocas no karstificables. El segundo tipo, basado en Gams (1973) y Panôs (1978), es un karst semienterrado. Comprende formas superficiales y subsuperficiales bajo capas de sedimentos permeables (no solubles) y/o impermeables. Estas últimas, cubren la mayoría del relieve karstificado e impide nuevos procesos de karstificación.

El karst interestrato y el karst subyacente, dan como resultado formas similares a las superficies paleokársticas. La disolución subyacente puede provocar el colapso de las capas suprayacentes, las cuales pueden ser un indicador para diferenciar los límites entre litologías y procesos (Wright, 1991).

### *El karst interestrato*

Tradicionalmente, se refiere al desarrollo de formas de disolución en una roca soluble que está aislada por material impermeable (usualmente siliciclásticos). El término ha sido usado como sinónimo de karst subyacente. Pueden darse confusiones con la terminología, puesto que el término interestrato también se acuña en estudios diagenéticos para referirse a alguna subsuperficie de disolución. Tal y como proponen Bosak *et al.* (1989) en su clasificación, la disolución de la roca se produce a favor de planos de estratificación que separan distintas litologías (figura 5).

#### *1.7.3. Arrecifes y karst*

Las plataformas arrecifales son formaciones carbonáticas dominadas por acumulaciones de esqueletos coralinos, algas calcáreas, moluscos y multitud de otros restos esqueléticos, que se desarrollan en condiciones de aguas poco profundas bajo clima tropical y en medio marino de salinidad normal y régimen oligotrófico (Purdy, 1974; Hopley; 1982 Palmer, 1991; Wood, 1999). Pueden llegar a ocupar grandes extensiones de litoral como es el caso de la *Great Barrier Reef* en Australia con una longitud de 2000 km y alrededor de 320 km de ancho (Ariel, 1979).

Estas formaciones carbonáticas se caracterizan por una abundancia de restos de esqueletos de naturaleza aragonítica, cuya inestabilidad durante los procesos diagenéticos tempranos hace que estas rocas puedan presentar porosidades y permeabilidades muy elevadas, lo que las hace particularmente susceptibles a los procesos kársticos (Purdy, 1974; Hopley, 1982). Este hecho ya fue analizado por Purdy (1974), mediante análisis con ducha ácida a partir de la cual describía la denudación de rocas arrecifales en laboratorios.

Estos procesos se producen fundamentalmente durante la emersión ligada a los niveles del mar bajos, generando relieves que en ocasiones pueden ser confundidos con los propios del crecimiento orgánico del arrecife durante las fases del nivel del mar alto (Hopley, 1982). Dichas formas antecedentes, producto de la erosión subaérea, actúan en la nucleación de los arrecifes subsiguientes. El registro de procesos kársticos, de formas o productos, suele ser muy amplio y diverso y, en consecuencia, la exposición subaérea polifásica de estas estructuras dificulta la interpretación geocronológica de formas y productos kársticos (Purdy, 1974; Wright, 1991). El relieve arrecifal, irregular y heterogéneo, se presenta como una dificultad para distinguir formas adicionales producidas por la karstificación. Además, las superficies arrecifales pueden experimentar otro tipo de procesos erosivos distintos a los procesos de disolución, que hacen su análisis todavía más complejo. Este aspecto puede confundir la lectura del registro geológico (Purdy, 1974).

Esta susceptibilidad erosiva junto con su potencial de crecimiento hasta la superficie hace que los sistemas arrecifales sean unos excelentes indicadores de las fluctuaciones del nivel del mar. La geometría de la evolución de plataforma arrecifal es también un indicador de las fluctuaciones eustáticas. Podemos distinguir en función de este criterio los procesos de agradación (durante las subidas del nivel de mar) y progradación (durante las estabilizaciones y bajadas del nivel de mar), así como el avance o el retroceso de otros cinturones de facies asociados. Cada uno de estos ciclos puede estar relacionado con una exposición subaérea y, por tanto, con procesos tempranos de karstificación.

En la gran mayoría de plataformas arrecifales, dada su ubicación, se producen importan-

---

tes cambios hidrológicos e hidrogeológicos asociados a los fenómenos eustáticos (Palmer, 1991; Wright, 1991). Este último aspecto es importante, ya que puede producirse una migración de la cuña de agua dulce freática, asociada a la fluctuación eustática. Ello puede generar procesos de disolución por mezcla de aguas o por la infiltración de agua superficial, generando grandes volúmenes de porosidad secundaria (con desarrollo de sistemas endokársticos) y altos porcentajes de permeabilidad (Purdy, 1974; Purdy y Walt, 1999). En ocasiones, la evolución de estos procesos genera un fenómeno inverso, ocluyendo la porosidad, debido a procesos de precipitación química de carbonato en el interior de los poros (cementos), el relleno detrítico por sedimentos endo y exokársticos o bien por procesos de colapso en el interior de cavidades. Sin embargo, dado que la topografía suele ser poco importante y las áreas de almacenamiento limitadas, el proceso de karstificación en muchas ocasiones se reduce a la zona vadosa y la zona de mezcla, creándose una estructura de pasajes y cavidades muy irregulares, de distribución caótica, con conductos de poco desarrollo longitudinal y dominancia de porosidad de agujeros (*vuggy*), tipo esponja (*spongework*) y "queso suizo" (Ford y Williams, 1989; Beach, 1995, Palmer, 1995).

#### 1.7.4. Concepto de paleocolapso kárstico

En los capítulos posteriores se analizan con detalle aquellos factores y fenómenos que intervienen en la formación de los afloramientos paleokársticos objeto del presente estudio. No obstante, consideramos importante tratar el marco conceptual del objeto que centra esta investigación, con el propósito de que cuando se utilice determinada terminología, sea posible su comprensión.

Desde que Davis (1949) aplicó el nombre de *cave breakdown* al fenómeno de hundimiento de cavidades, numerosos autores han ido ampliando el vocabulario y modificando el concepto de estos procesos y las formas resultantes. En este sentido, Davis (1949) enfatizaba el proceso mecánico de rotura y hundimiento en una cavidad, sin apuntar otros aspectos de carácter morfológico o sedimentológico asociados. Posteriormente, White y White (1969) utilizan la misma terminología, *cave breakdown*, pero abordan otros aspectos, fundamentalmente estructurales y mecánicos, definiendo formas producidas por el reajuste mecánico de los materiales afectados y adentrándose sensiblemente en el campo de la sedimentología, a partir de la diferencia de depósitos consecuencia del colapso. Bögli (1980) es el que acuña el primer término, morfológicamente específico, definiendo algunas estructuras de colapso en cavidades como "*V incation structures*", según la descripción de la sección de un hundimiento en una cavidad. Sin embargo, la utilización de este término ha sido poco empleada en general y se ha optado más por el fenómeno genérico de *cave breakdown*.

La mayor parte de los trabajos sobre formas o depósitos asociados a paleocolapsos responden a estudios realizados a partir de sondeos, sísmica y diagráfias (Loucks, 1999). Algunos autores que han estudiado estas formas paleokársticas abordan aspectos muy concretos de las mismas, tratando la estructura por partes y no en su conjunto y, por tanto, obviando la interrelación morfosedimentaria y morfoestructural que tienen estas formas de hundimiento (Bosak et al., 1989). Es común, en la literatura científica, que los autores se centren en el análisis de estas estructuras desde el punto de vista genético del hundimiento (Pedley, 1975; Baceta et al., 2001). Su relación con procesos y ambientes de disolución que generaron las cavidades sobre las que colapsaron las capas suprayacentes, la tipología de cavidades y pasajes, y su relación con el ambiente de disolución, rellenos sedimentarios o procesos y consecuencias mecánicas del hundimiento también han sido objeto principal de análisis (Loucks, 1999). Se han abordado aspectos

que relacionan el paleokarst con la tectónica y la fracturación (Pedley, 1975; Jiménez *et al.*, 2001), así como con el estudio de los rellenos sedimentarios como modelos de reservorios de hidrocarburos (Loucks, 1999; Loucks *et al.*, 2004). En este sentido, los análisis del tipo y distribución de porosidades y permeabilidades, litologías o depósitos geoquímicos han sido ampliamente abordados (Kerans, 1988; Kerans, 1990; Candelaria y Reed, 1992; Loucks y Handford 1992; Mazzullo y Mazzullo, 1992; Loucks y Mescher, 1996; Loucks, 1999; Lucia, 1999; Baceta *et al.*, 2001).

En la presente Memoria el estudio de las estructuras de paleocolapso kárstico se abordará desde un enfoque integral, atendiendo a sus aspectos morfosedimentarios, petrográficos, estratigráficos y estructurales, tanto desde una perspectiva local, ya sea a partir del estudio detallado de afloramientos, como desde una perspectiva regional, enmarcada en el desarrollo de las plataformas carbonáticas y en los posteriores agentes y procesos que las han afectado. Finalmente todos estos aspectos se integran en la interpretación y elaboración de un modelo genético. Por ello, el concepto de paleocolapso no se limita aquí a la definición de una forma resultante de uno o varios fenómenos, sino como parte del registro geológico regional.

---

## CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO

En este capítulo se describen de forma genérica los principales rasgos geológicos de las Islas Baleares y, de manera más concreta, de Mallorca. También se ofrece una visión general y particular de las características estructurales, que condicionan el desarrollo de algunos accidentes geográficos y la evolución de los sistemas kársticos desde el Mioceno superior.

### 2.1. Geología de las Islas Baleares

Las Islas Baleares (Mallorca, Menorca, Ibiza, Formentera, Cabrera e islas menores) corresponden a la parte emergida del Promontorio Balear que ha sido interpretado como la prolongación hacia el NE de la Zona Externa de la Cordillera Bética (Gelabert, 1998). El Promontorio Balear está limitado por la Cuenca Liguro-Provenzal al NE, por las fallas normales activas al SE, consecuencia de la formación de la Cuenca Argelo-Balear, y hacia el NO por el Surco de Valencia, donde la corteza continental en esta zona está adelgazada (Roca, 1992).

El Surco de Valencia está dividido en dos dominios morfoestructurales: El Bético-Balear, que es la citada prolongación hacia el NE de las partes orientales externas de la Cordillera Bética, que fue afectado por una tectónica extensiva durante el Mioceno superior; y el dominio Catalán-Valenciano, cabalgado por el anterior durante el Mioceno medio y cuya tectónica extensiva se prolonga durante todo el Neógeno (Roca, 1992).

#### 2.1.1. Geología de Mallorca

La Isla de Mallorca está constituida por diversas unidades morfoestructurales, que se corresponden con un conjunto alternativo de *horsts* y *grabens*, asociados fisiográficamente los primeros a las sierras y los segundos a los llanos. Las zonas elevadas son: la Serra de Tramuntana al NE, les Serres de Llevant al SE, y las Serres Centrals, en la zona central de la isla. Las zonas deprimidas se disponen entre los relieves principales: la Cuenca de Campos y las cubetas de Palma-Inca-Sa Pobla-Muro. Estas unidades son el resultado de la compartimentación por fallas normales lístricas, con desplazamientos kilométricos, de edad Mioceno superior, con una orientación NE-SO, consecuencia de la distinta posición estructural de los bloques limitados por fallas, de su composición litológica y de su exposición en el modelado del relieve (Gelabert, 1998). Litoestratigráfica la rocas que conforman Mallorca abarcan un período desde el Paleozoico hasta el Cuaternario.

Los bloques elevados de las Serres de Tramuntana y Llevant corresponden a *horsts* con orientación NE-SO (Gelabert, 1998). La estructura interna de estas sierras muestra una imbricación tectónica, vergente al NO, aunque con estructuras de rampa lateral en las Serres de

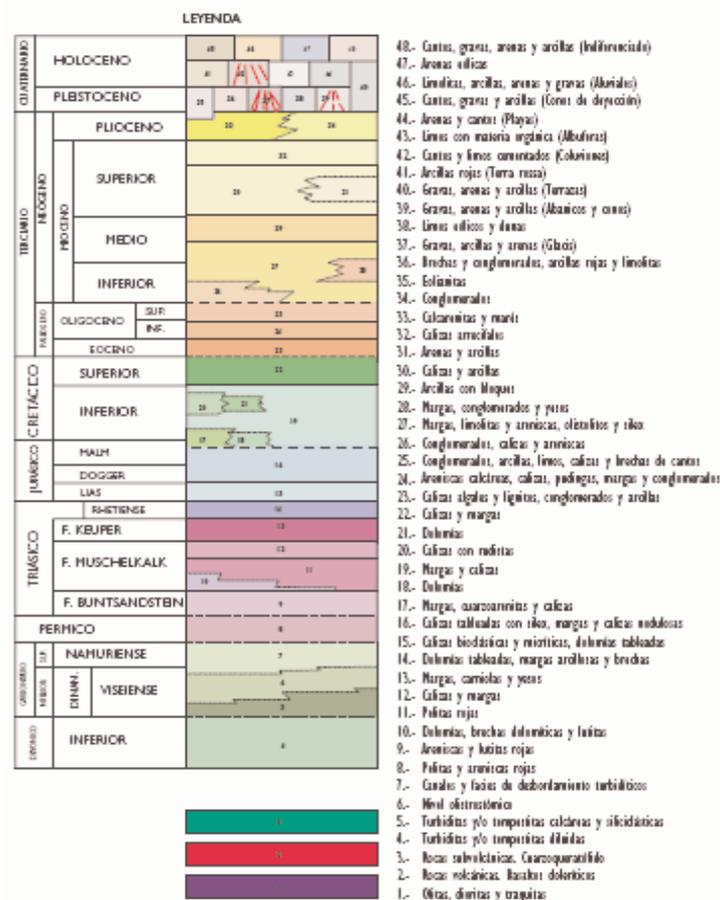
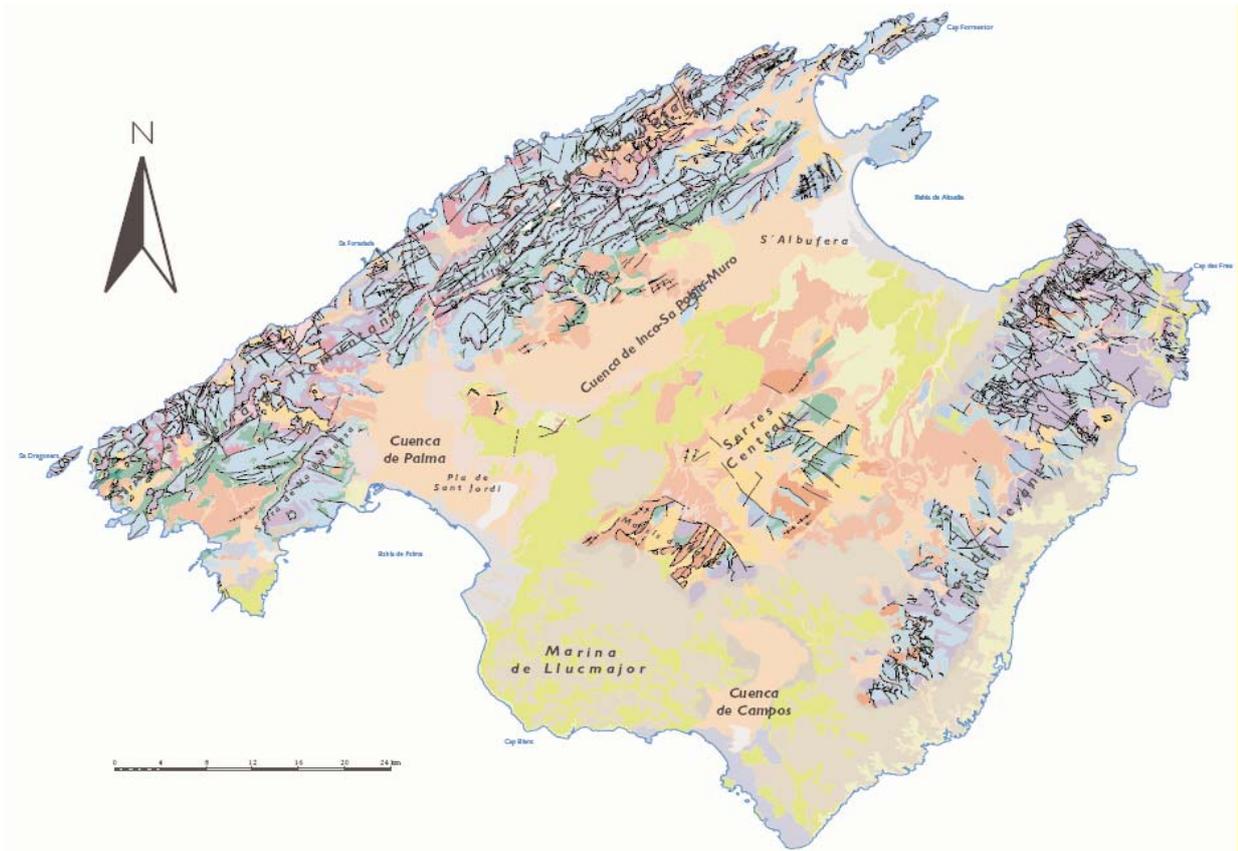


Figura 6. Mapa geológico de Mallorca. De SE a NO se distinguen las Serras de Llevant, las Serres Centrals y la Serra de Tramuntana. Las cuencas constituyen las áreas subsidentes rellenas por sedimentos del Mioceno y Cuaternario. En la zona basal de las cubetas, los pliegues y cabalgamientos tienen su continuidad en los que afloran en las sierras

---

Llevant (Sabat, 1986), producto de la fase compresiva ocurrida durante el Mioceno medio (Fallot, 1922; Colom, 1975; Sabat, 1986). Las serie estratigráficas que las componen incluyen sedimentos paleozoicos, triásicos, mesozoicos y terciarios. Entre el Cretácico superior y el Paleógeno inferior aparece un hiato. Las calcarenitas marinas y los conglomerados aluviales del Eoceno superior y Oligoceno muestran importantes variaciones de espesor. Los depósitos del Mioceno inferior y medio se superponen en discordancia angular sobre los materiales anteriormente descritos y, todos ellos, se hallan implicados en las estructuras compresivas.

Las cubetas neógenas corresponden a áreas actualmente deprimidas, identificadas como cuencas subsidentes (*semi-grabens*), cuyo relleno sedimentario abarca el Mioceno superior, el Plioceno y el Cuaternario (Gelabert, 1998), a excepción de la cuenca de Campos, que está formada únicamente por materiales de la plataforma carbonática miocena.

Las plataformas del Mioceno superior que solapan los márgenes de los *horsts*, sobre los cuales progradan desde el *horst* de la zona central. Hacia el S, se sitúa la plataforma de Lluçmajor que se extiende al SE en la actual cuenca de Campos y hacia el NO, en forma de estrecha plataforma, rodeada de la cuenca de Campos por Marratxí, Porto-Pi, Palma-Nova hasta Portals Vells-Cala Figuera. Desde el *horst* de las Serres de Llevant estas plataformas progradaran hacia el SE, formando la actual plataforma de Santanyí, cuya prolongación hacia el SO pudo bordear los paleorreliques que, hundidos, hoy conforman el archipiélago de Cabrera (Pomar y Ward, 1991; Pomar et al., 1996).

#### 2.1.1.1.- Rasgos estructurales y tectónicos de Mallorca

Relacionados con el estudio estructural y de las distintas unidades morfoestructurales de Mallorca destacan los trabajos sobre las Cuencas Terciarias de Darder, (1925), Escandell y Colm (1962), Fuster (1973), Bourrouilh (1983), Pomar et al. (1983), Benedicto (1993), Gelabert (1998) y Sabat (1986 y 1998); sobre las Serres de Llevant los de Fallot y Darder (1925), Álvaro y del Olmo (1984), Anglada (1985), Anglada y Serra Kiel, (1986) Anglada et al. (1986), Álvaro (1987), Marco (1995) y Gelaber (1997); Sobre las Serres Centrales; Fallot (1922), Ramos-Guerrero et al. (1989) Sabat et al. (1990) Gelabert et al. (1992) y Gelabert, (1998); y sobre la Serra de Tramuntana, los de Fallot (1922), Pomar et al. (1983), Álvaro y del Olmo, (1984) y Gelabert (1998).

#### *Las Cuencas Terciarias*

Entre las cuencas correspondientes a este grupo se diferencian las cubetas de la Marineta, Campos, Palma e Inca-Sa Pobla-Muro. Están rellenas por materiales miocenos (medio-superior) y pliocuaternarios. Presentan espesores variables, desde los 300 m en la cuenca de Campos (Fuster, 1973), hasta los 1000 m en la cuenca de Inca (Benedicto, 1991). La estructura global interna de los sedimentos sincrónicos con fallas normales existentes es de abanico abierto hacia las fallas y se puede observar en los perfiles sísmicos de reflexión en la cuenca de Inca, así como en algunos cortes geológicos (Gelabert, 1998).

La cuenca de Inca ha sido estudiada en detalle a partir de las interpretaciones sobre las campañas de sísmica de reflexión que llevó a cabo G.E.S.A. De la interpretación de la sísmica se deduce que el sustrato de la cuenca se hunde hacia el SE, controlado por la presencia en la misma dirección de la falla en tijera de Sencelles. Los cabalgamientos descritos en las sierras se inter-

pretan como la continuidad de los deducibles en el sustrato de las cuencas (Gelabert, 1998).

Los estudios de Fuster (1973), a partir del mapa de isobatas de los materiales postburdigalienses y de Pomar *et al.* (1983), a partir de la información de cortes geológicos deducidos de testigos de sondeos, permiten interpretar que las cuencas de Palma y Sa Pobra presentan un sustrato que se hunde hacia el NO. Sobre el terreno, en el margen SE de la cuenca de Sa Pobra, se observa un buzamiento global que supera los 15° de los sedimentos del Mioceno superior, los cuales muestran numerosas fallas normales sinsedimentarias. En el margen NO de la cuenca de Palma, el buzamiento general de las sucesiones sedimentarias del Mioceno superior es también hacia el NO (Gelabert, 1998).

### *Las Serres Centrals*

Se trata de relieves de dimensiones moderadas situados en la zona central de Mallorca. Presentan un conjunto plegado y cabalgado con una orientación principal NE-SO y vergentes sensiblemente hacia el NO. La edad de los sedimentos afectados parecen indicar que el nivel de despegue principal de los cabalgamientos tuvo su inicio en el Keuper (Gelabert, 1998). Los pliegues y cabalgamientos afectan a sedimentos jurásicos y cretácicos, calizos, margo calizos y pelágicos, de indica batimetrías más profundas que en las Serres de Llevant (Álvaro *et al.*, 1984) y una serie paleógena de considerable potencia (superior a 800 m), formada por calcarenitas, lutitas y conglomerados litorales (Ramos-Guerrero, 1988).

Este conjunto de relieves se caracteriza estructuralmente por presentar marcadas diferencias con respecto a las dos sierras principales (Tramuntana y Llevant), tanto respecto al espesor de las series estratigráficas implicadas como a los materiales afectados por los cabalgamientos, donde aparecen niveles diferentes de despegue. Éstos son más tardíos y distintos que en el resto que las sierras ya que se superponen materiales paleógenos sobre sedimentos del Mioceno inferior, algunos con dirección SE y otros orientados hacia el NO (Fallot y Darder, 1925; Anglada, 1985; Anglada y Serra Kiel, 1986; Anglada *et al.*, 1986; Marco, 1985).

Su estructura más detallada está caracterizada por una serie de cabalgamientos y retrocabalgamientos con un despegue estratigráficamente superior, definidos por la vergencia hacia el NO de los pliegues que afectan a materiales mesozoicos y la distinta vergencia hacia el NO y el SE de los pliegues que afectan a sedimentos paleógenos. Este hecho diferencia fundamentalmente la estructura de estos macizos con respecto a las Serres de Llevant y, en menor medida, a la Serra de Tramuntana, ya que en las primeras se repiten pliegues de inflexión de falla vergente al NO, y distinta a la estructura en cuña con cabalgamientos profundos relacionados con cabalgamientos más superficiales y vergencia tanto hacia el SE como al NO (Gelabert, 1998).

La deformación compresiva que da lugar al estilo estructural de las Serres Centrals comprende dos períodos: Oligoceno superior y Mioceno medio, dado que los pliegues vergentes hacia el NO están fosilizados por calcarenitas (de edad Oligoceno superior-Aquitaniense) (Anglada y Serra Kiel, 1986) y las turbiditas que se encuentran en el bloque inferior de algunos cabalgamientos del Burdigaliense (Mioceno inferior) (Gelabert, 1998).

### *La Serra de Tramuntana*

Es el horst más extenso y con las cotas más altas de Mallorca. En su zona central y septentrional,

corresponde a un sistema imbricado de cabalgamientos con dirección NO. Regionalmente, el nivel de despegue es el Keuper. No obstante, tanto el paleozoico, como el Buntsandstein y el Muschelkalk están localmente cortados por superficies de cabalgamiento (Gelabert, 1998). En el sector meridional, la estructura geológica está constituida por dos unidades principales (Unidades I y II; Fallot, 1922), cuyo desplazamiento de la unidad superior sobre la inferior es mínimo hacia el NO.

Hacia el SE, las láminas cabalgantes presentan una serie más potente. Los cabalgamientos noroccidentales lo componen las dolomías del Rethiense, los materiales carbonáticos del Liásico y las calcarenitas y turbiditas del Mioceno inferior. En los márgenes de las cubetas centrales, las láminas cabalgantes están compuestas por materiales del Dogger, Malm y Cretácico inferior, las rocas carbonáticas lacustres del Eoceno y los conglomerados de origen litoral del Oligoceno, de lo que se deduce un basculamiento global premioceno hacia el SE (Sàbat *et al.*, 1990). Según Ramos-Guerrero *et al.* (1989), el grupo de cabalgamientos más tardíos sitúan su despegue en el Langhiense, aunque en zonas puntuales parece que el acortamiento pudo comenzar durante el Oligoceno superior (Álvaro y del Olmo, 1984). En cuanto a los cabalgamientos más tempranos se estima su edad en Langhiense, aunque su acortamiento empezó probablemente durante el Oligoceno (Fallot, 1922; Pomar *et al.*, 1983; Álvaro y del Olmo, 1984).

#### Las Serres de Llevant

El sistema estructural de las Serres de Llevant está formado por dos unidades estructurales principales: el septentrional y el meridional, que se diferencian por la distinta orientación en las direcciones de cabalgamiento y pliegues. En las dos unidades ha sido definido por Sàbat (1986) un conjunto de cabalgamientos que individualizan siete unidades cabalgantes imbricadas: tres están asociadas a la unidad meridional y el resto a la unidad septentrional. Como en la Serra de Tramuntana, este sistema de cabalgamientos presenta su nivel de despegue en el Keuper con vergencia hacia el NO. La estratigrafía de las unidades cabalgantes siguen una serie que en su base está compuesta por yesos, arcillas, y rocas volcanoclásticas del Keuper, seguida por las calizas y

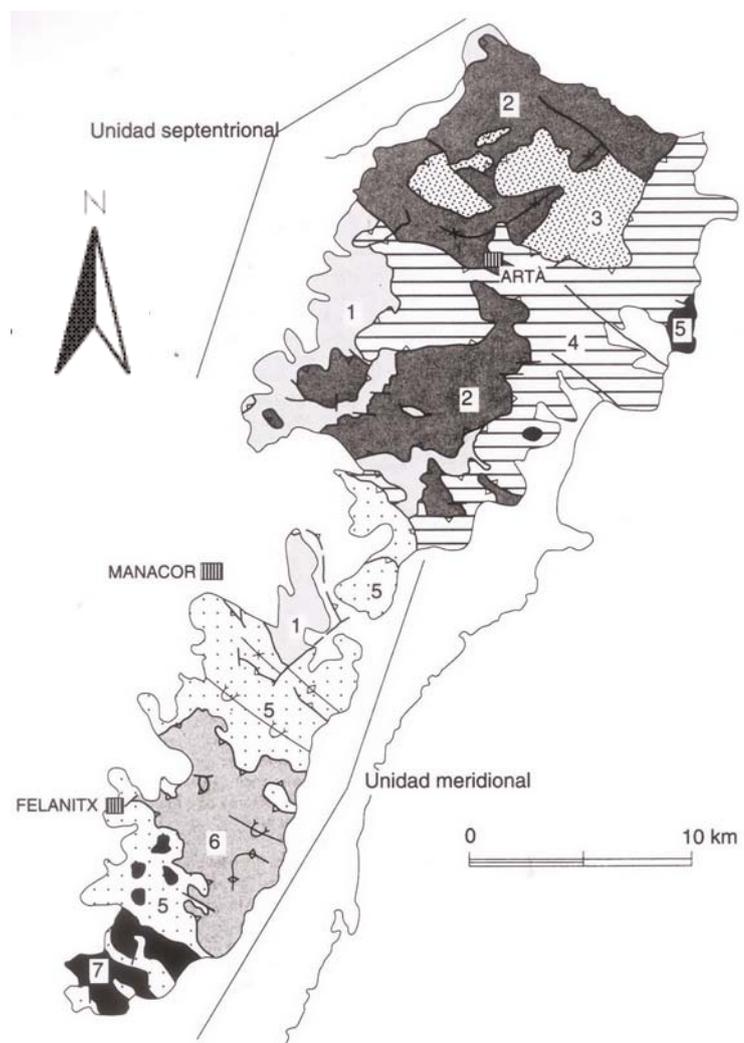


Figura 7.- Esquema estructural de las Serres de Llevant (Sàbat, 1986). Los números corresponden a las distintas unidades cabalgantes

dolomías del Lías, margocalizas del Dogger, Malm y Cretácico inferior, y a techo, las calcarenitas eocenas. Las turbiditas y calcarenitas del Mioceno inferior son sincrónicas al emplazamiento de los cabalgamientos (Sàbat, 1986; Ramos-Guerrero, 1988).

Según Sàbat (1986), la zona septentrional se caracteriza por la presencia de pliegues con orientación NE-SO, cabalgamientos orientados NE-SO y NO-SE y fallas *tear* y *drop*, (subverticales) orientadas NO-SE. La geometría escalonada de los cabalgamientos controla la génesis y estructura de los pliegues. Ambos parecen presentar una dirección de transporte hacia el NO, dada la dirección ascendente de la serie estratigráfica en las zonas de rampa. Tanto las fallas *tear* como las *drop*, permiten deducir que la dirección de transporte de los cabalgamientos está comprendida entre N 310° y N 315° E (Gelabert, 1998).

Por el contrario, los cabalgamientos y pliegues de la zona meridional marcan una orientación N 120° E que forman un ángulo de 10° aproximadamente con la dirección de transporte, la cual se orienta N 312° E (Sàbat, 1986). La magnetización remanente de las rocas mesozoicas permite interpretar que estas estructuras no han sufrido rotación, lo cual indica que se han originado contra una rampa lateral ligeramente oblicua a la dirección de transporte. El acortamiento interno, perpendicular a la dirección de transporte global de la zona meridional, caracteriza los pliegues transversales NO-SE (Gelabert, 1998).

Los cabalgamientos de las Serres de Llevant, tanto en su zona septentrional como en la meridional, son post-eocenos finalizando en el Mioceno medio (Serravaliense). Sin embargo, algunos han sido interpretados como anteriores al Oligoceno superior-Mioceno inferior y otros, posteriores al Mioceno inferior (Aquitaniense-Burdigaliense) (Sàbat, 1986). La mayoría de las fallas distensivas menores estudiadas son tardías y posteriores a los cabalgamientos.

Algunos de los cabalgamientos en las Serres de Llevant están afectados por depresiones y culminaciones. Este hecho pone de manifiesto, especialmente con respecto a los inferiores, que se han formado en una secuencia *piggy-back* (Sàbat, 1986). En algunas zonas concretas de la Sierra, la relación entre materiales sinorogénicos del Mioceno y determinados cabalgamientos, evidencian que han sufrido reajustes fuera de secuencia, ocupando la mayoría de éstos una posición elevada en el complejo estructural (Gelabert, 1998).

#### 2.1.1.2.- Litoestratigrafía de la isla de Mallorca

La estratigrafía de la isla de Mallorca en su conjunto abarca materiales desde el Carbonífero hasta el Holoceno (figura 7 A). Litológicamente, las unidades que conforman Mallorca se caracterizan por el dominio de materiales carbonáticos, fundamentalmente calizas y dolomías, con menor presencia de sedimentos siliciclásticos, representados fundamentalmente por margas y arcillas. Los ambientes de deposición son diversos, desde facies de tipo eólico y lacustre, pelágicas, pasando por facies de plataforma abierta y talud (distal y proximal). Esta diversidad está estrechamente relacionada con episodios tectónicos que junto que los medios sedimentarios dieron lugar a la diversidad litoestratigráfica presente en la isla.

#### *Paleozoico*

Los materiales están representado por rocas carboníferas (facies Culm), que afloran escasamen-

---

te (unos 200 m<sup>2</sup>) en la costa del Port des Canonge, en forma de pequeñas láminas imbricadas entre los materiales triásicos. Están formados por pelitas grises con intercalaciones de areniscas y cuarzoarenitas, entre los que se hallan fragmentos de crinoideos. Presentan un grado bajo de metamorfismo (metapelitas) relacionado con la orogenia varisca. Su atribución al Carbonífero se deduce de la similitud con el Carbonífero de Menorca. (Ramos-Guerrero y Rodríguez-Perea, 1985).

#### *Mesozoico*

Los materiales mesozoicos se dividen en varios ciclos, que a grandes rasgos coinciden con los diferenciados en la Cordillera Bética.

#### *Triásico*

Los materiales que componen este episodio han sido descritos por Darder (1914), Fallot (1922), Bourrouilh (1973), Colom (1975), Mataillet y Pechoux (1978), IGME (1984) Ramos-Guerrero y Rodríguez-Perea (1985) y Rodríguez-Perea *et al.* (1987).

El Pérmico-Triásico en Mallorca constituye la parte basal de las unidades estructurales de la Serra de Tramuntana. En el tramo inferior es más potente, mientras que en su tramo superior, únicamente se conserva el Triásico superior margoso. Este período se inicia con una secuencia clástica basal en facies Bundsandstein, de edad permo-triásica (Rodríguez-Perea *et al.*, 1987).

En este período se han diferenciado cuatro grupos de facies con connotaciones cronoestratigráficas diferentes: Bundsandstein, Muschelkalk, Keuper y Rethiense. Los sedimentos del Bundsandstein (Triásico inferior) están compuestos en su nivel basal por yesos y pelitas de color rojo. A continuación, una sucesión de areniscas rojas y lutitas que, en algunos casos, presentan mineralizaciones de cobre y fragmentos de carbón. En los niveles superiores se ha observado la presencia de fósiles, entre los que destacan artrópodos, heminópteros, peces y restos de vegetales e icnitas de reptiles atribuidas al *Chiroterium* (Colom, 1975). El ambiente de deposición se corresponde con sistemas fluviales (en algunos casos meandriformes) y llanuras supramareales. Afloran en la zona nororiental de la Serra de Tramuntana (desde el sur de Estallencs hasta Deià) con potencias que oscilan entre los 60 m y los 215 m.

El Muschelkalk (Triásico medio) presenta un espesor variable, alcanzando los 200 m (Fontboté *et al.*, 1986). Aflora fundamentalmente en la Serra de Tramuntana y su edad es Ansiense superior-Ladiniense (Colom, 1975). Se trata de rocas carbonáticas marinas epicontinentales que se subdivide en tres unidades (Rodríguez-Perea *et al.*, 1987): un nivel inferior formado por dolomías masivas y evaporitas que alcanza alrededor de 100 m de espesor. Le sucede un tramo intermedio formado por lutitas, dolomías y brechas de disolución. Y, por último, un nivel superior, el más potente, con 150 m de espesor, compuesto por dolomías, calizas estromatolíticas y brechas dolomíticas (Martín, 1980). A techo, se distingue una unidad de escasa potencia (20 m) formada por margas, dolomías y yesos (Álvaro *et al.*, 1992).

El Keuper (Triásico superior) aflora en la gran mayoría de zonas afectadas por la tectóni-

ca alpina. Su potencia es variable, llegando a alcanzar los 300 m (Rodríguez-Perea *et al.*, 1987). Esta unidad está compuesta por una serie lutítico-margosa, entre la que se intercalan niveles de evaporitas (Rodríguez-Perea *et al.*, 1987). En su tramo superior aparecen niveles dolomíticos, margas y brechas, con intercalación de materiales volcánicos (Fallot, 1922). Esta unidad refleja el tránsito desde condiciones supramareales a más continentales, y en su tramo final a condiciones marinas, dando paso al Jurásico (IGME, 1984).

### *Jurásico*

Los depósitos de tránsito hacia el Jurásico constituyen una unidad litoestratigráfica continua, que abarca desde el Rhethiense al Hettangiense inferior (Fornós, 1998), denominadas Suprakeuper o Infralías (Gelabert, 1998).

El Jurásico está constituido por depósitos marinos, dolomías y margocalizas en los que se distinguen dos macrociclos (Fontboté *et al.*, 1986) que se subdividen en tres unidades importantes: el primero, del Lías (Jurásico inferior), está compuesto por depósitos carbonáticos de aguas someras y con una espesor máximo de 450 m. Este ciclo es muy homogéneo en todas las Baleares, representando un ambiente de plataforma somera que evoluciona a facies margosas de ambientes pelágicos y plataforma abierta; el segundo macrociclo, Dogger y Malm (Jurásico superior), está constituido esencialmente por facies pelágicas que alcanzan los 700 m de espesor. Afloran tanto en la Serra de Tramuntana como en las Serres de Llevant, aunque los niveles del Lías forman los relieves más importantes de la Serra de Tramuntana. En éste segundo ciclo, donde las facies del Dogger son la que tienen mayor presencia, domina la sedimentación pelágica (Fontboté *et al.*, 1986).

La serie jurásica se inicia con la denominada Formación Mal Pas, constituida por brechas y dolomías masivas sin fauna, con niveles estromatolíticos (Álvaro *et al.*, 1989). De forma concordante se dispone la Formación Sóller, compuesta por calizas estratificadas atribuidas a secuencias someras (Álvaro *et al.*, 1989). Están recubiertas por depósitos de margas y margocalizas ocres que verticalmente pasan a cuarzoarenitas y microconglomerados con mayor presencia en la Serra de Tramuntana y que afloran escasamente en las Serres de Llevant, cerca de la localidad de Son Moixa.

De forma concordante con esta unidad se dispone la Formación Cosconar, constituida por calizas (Álvaro *et al.*, 1989), con abundante presencia de belemnites y crinoideos (Colom, 1975). Aflora mayoritariamente en la Serra de Tramuntana y apenas es observable en las Serres de Llevant. Su techo, es un *hardground* que, de forma puntal, se dispone sobre los niveles de cuarzoarenitas. Recubriendo el *hardground* se dispone la Formación Gorg Blau, con un nivel basal de capas ferruginosas y abundante fauna (IGME, 1984). De forma suprayacente se dispone la Formación Cúber, de poca potencia (50 m), y formada por la alternancia de calizas y margas, y que aflora en gran parte de la isla (Álvaro *et al.*, 1989). Sobre la unidad anterior, se dispone la Formación Puig d'en Paré, dividida en dos niveles: el inferior compuesto por calizas grises nodulosas cuyo nivel guía se denomina *Ammonitico Rosso Intermedio* y a techo, el nivel superior formado por calizas laminadas y margocalizas (Álvaro *et al.*, 1985). Equivalente a la misma edad Fornós *et al.* (1984) y Sabat (1986) definieron la Formación Cutri, en las Serres de Llevant constituida por calizas oolíticas y margas hemipelágicas.

Una discontinuidad regional separa las formaciones anteriormente citadas de la

---

Formación de Alfabia, formada por calizas nodulosas correspondientes al *Ammonítico Rosso* y que a techo culmina con calizas nodulosas grises y conglomerados (Colom, 1975). Aflora en la Serra de Tramuntana. Las facies de edad equivalente a estos niveles en las Serres de Llevant descritos por Álvaro *et al.* (1989) (Formación Puig de ses Fites), son distintas; destaca la presencia de depósitos margosos muy bioturbados, calizas oolíticas y dolomías (Fornós *et al.*, 1989). De forma suprayacente, se dispone la Formación de Aumedrà, compuesta por calizas tableadas con intercalaciones de margas. Aflora fundamentalmente en la Serra de Tramuntana, ya que en las Serres de Llevant los niveles cronoestratigráficamente equivalentes están compuestos por calizas con foraminíferos bentónicos y moluscos (Formación Carboneras) (Álvaro *et al.*, 1989). Sobre un contacto erosivo se dispone la Formación Puig d'en Borràs, formada por hemipelagitas carbonáticas y conglomerados, que a techo culminan con depósitos de margas que únicamente afloran en las Serres de Llevant (Álvaro *et al.*, 1989). No obstante, en la Serra de Tramuntana esta unidad tiene su equivalente en la Formación de Son Torrelles, formada por calizas nodulosas rojas (*Ammonítico Rosso Superior*) con presencia de abundante fauna (Álvaro *et al.*, 1989).

### *Cretácico*

El Cretácico es un piso geológico con escasa representación en Mallorca. La mayor parte de los afloramientos descritos son del Cretácico inferior y afloran en la Serra de Tramuntana, con espesores de hasta 300 m en las unidades cabalgantes superiores y limitados por una superficie de erosión (IGME, 1984). Durante la primera fase del Cretácico, la sedimentación pelágica es continua con una sucesión sedimentaria de margas y margocalizas blancas bien estratificadas con nódulos de sílex (Facies maiólica), y abundante fauna planctónica y ammonites (IGME, 1984). El Cretácico medio aflora también en la Serra de Tramuntana y se caracteriza por la presencia de margas grises, consecuencia de episodios anóxicos alternando con facies de margocalizas con fauna nerítica, de clara influencia terrígena (IGME, 1984). El Cretácico superior se ha reconocido a partir de pequeños afloramientos en el sector occidental de la Serra de Tramuntana con una potencia máxima de 200 m (Colom, 1975). Se inicia con una serie de niveles margosos que culminan con depósitos de calizas bien estratificadas alternadas con margocalizas. La fauna característica de este periodo es planctónica (Colom, 1975), lo que indica la continuidad en ambientes pelágicos.

### *Cenozoico*

El Terciario en Mallorca se dispone discordante sobre un sustrato mesozoico, y únicamente está solamente representado a partir del Luteciense (Eoceno medio), no habiéndose reconocido sedimentos atribuibles al Paleoceno ni al Eoceno inferior.

### *Paleógeno*

El Eoceno medio está compuesto por sedimentos marinos y continentales separados por una zona de sedimentación en la parte central de Mallorca (Ramos-Guerrero *et al.*, 1985 y Ramos-Guerrero, 1988). Se distinguen en este periodo dos unidades importantes: La Formación Calcarenitas de S'Envestida y la Formación Calizas de Paguera (Ramos-Guerrero, 1988). La primera, discordante sobre el Mesozoico, aflora en las Serres de Llevant y presenta una espesor que alcanza los 200 m. Está formada por calizas estratificadas, que a techo pasan a calizas masivas bioclásticas, con abundante fauna marina y continental, lo que indica una sedimentación de plataforma marina somera (Ramos-Guerrero, 1988). La segunda Unidad se dispone discordante

sobre el Cretácico inferior y aflora en la Serra de Tramuntana, con un espesor máximo de 140 m. Está compuesta por calizas micríticas laminadas que, en ocasiones, pasan a calizas masivas (Ramos-Guerrero, 1988). Estos depósitos carbonáticos se asocian a una sedimentación lacustre y palustre que finalizan en una fase de colmatación (Ramos-Guerrero *et al.*, 2001).

Las rocas del Eoceno superior-Oligoceno están asociadas a un ciclo transgresivo-regresivo formado por depósitos marinos y continentales. Se presenta concordante a través de un límite erosivo sobre el Eoceno medio o el Mesozoico (Ramos-Guerrero, 1988). Está formado por cinco unidades litoestratigráficas: la Formación de Calcarenitas de Alaró, compuesta por rocas conglomeráticas que pasan a calcarenitas con fauna marina en su tramo superior (Colom, 1975; Ramos-Guerrero, 1988). Esta unidad pasa lateralmente a la Formación de Margas del Calvari, que aflora en las Serres Centrals y las Serres de Llevant. La forman depósitos de margas con intercalaciones de conglomerados y calizas, consecuencia de una sedimentación de plataforma marina abierta. De forma suprayacente se dispone la Formación Calizas del Puig de Galdent. En las Serres Centrals está compuesta por calizas masivas y al sur pasan a calcarenitas bioclásticas bien estratificadas. Su sedimentación está ligada a un ambiente marino somero (Ramos-Guerrero, 1988). Sin una relación aparente con las unidades anteriores, en las Serres Centrals se ha descrito la Formación Areniscas y Lutitas de Son Sastre (Ramos-Guerrero, 1988). Está formada por la alternancia de lutitas y areniscas. Su espesor no supera los 130 m y se han reconocido numerosos organismos fósiles (gasterópodos, vegetales y otros) que indican un ambiente de formación marino somero, con aportes terrígenos continentales (Ramos-Guerrero, 1988).

Por último y reconocida como la equivalente cronoestratigráfica de la formación anterior se ha descrito la Formación Detrítica de Cala Blanca (Ramos-Guerrero, 1988 y Marzo, 1989) que aflora en la Serra de Tramuntana y en las Serres Centrals. Presenta una potencia de 200 m y está representada por conglomerados, areniscas y lutitas con carbón. El ambiente de deposición se corresponde con sistemas aluviales y deltaicos para los conglomerados, y sistemas fluviales y lacustres para los depósitos detríticos finos (Ramos-Guerrero *et al.*, 2001).

### *Mioceno*

Los depósitos miocenos de Mallorca se pueden dividir en dos grandes grupos: los depósitos sinorogénicos y los postorogénicos.

#### *Depósitos sinorogénicos*

Los sedimentos miocenos sinorogénicos de Mallorca se disponen discordantes sobre el Mesozoico o el Paleógeno. En este primer grupo se distinguen seis unidades diferentes. La Formación Calcarenítica de Sant Elm está compuesta por calizas bioclásticas, depósitos conglomeráticos, calizas arrecifales y niveles de paleosuelos (Pomar *et al.*, 1986). Presenta un espesor de 40 m y aflora en la zona más meridional de la Serra de Tramuntana. Su sedimentación se atribuye a un ambiente de plataforma somera y en medios litorales, con pequeños aportes de sedimentos terrígenos. La presencia de rocas volcánicas, descritas por Wadsworth y Adams (1989), ha permitido datar esta unidad como del Burdigaliense (Mioceno inferior). La Formación Turbidítica de Banyalbufar y la Unidad Calizas de Randa se disponen discordantes sobre la anterior o sobre el sustrato mesozoico y paleógeno (Pomar y Rodríguez-Perea, 1983; Rodríguez-Perea, 1984). Están compuestas por margas grises con fauna planctónica, situando estas unida-

---

des entre el Burdigaliense superior-Langhiense (González-Donoso *et al.*, 1982). Presentan una estratificación muy definida, con intercalación de niveles de conglomerados, calcarenitas y brechas. En las Serres Centrals pasan a techo a calcarenitas con algas rojas, dispuestas en varios ciclos turbidíticos de grano grueso (Pomar *et al.*, 1986). En la zona de Tramuntana alcanzan espesores de 450 m, en los surcos de antepaís relacionados con el emplazamiento de los cabalgamientos, los cuales truncan el límite superior de esta secuencia. En su conjunto se interpretan como turbiditas depositadas durante el emplazamiento de los cabalgamientos (Gelabert, 1988).

El Complejo Terrígeno Marginal, La Margas de Pina y Las Calizas de Son Verdera registran los últimos pulsos de compresión miocena (Ramos-Guerrero *et al.*, 2000). Están dispuestos de forma discordante sobre las unidades anteriores y afloran en la zona central de la isla con espesores muy variables. El Complejo Terrígeno Marginal está formado por conglomerados y limos rojos en los márgenes de las cuencas. Localmente se observan paleosuelos que se interdigitan con las Margas de Pina. Esta unidad aflora en la zona central de Mallorca aunque en sondeos se han descrito espesores superiores a los 500 m. Presenta una serie formada por margas grises con niveles de areniscas, carbón y yesos atribuidos al Serravaliense (Mioceno medio) (Oliveros *et al.*, 1960). Su ambiente de deposición se interpreta como depósitos de llanura fangosa evaporítica y períodos lacustres de aguas salobres poco profundas. Concordante sobre esta unidad se disponen las Calizas de Son Verdera, formadas por calizas algales e intercaladas con margas grises ferruginosas formadas en ambientes palustres y lacustres de aguas salobres (Ramos-Guerrero *et al.*, 2000).

#### *Depósitos postorogénicos*

Están divididos en diversas unidades de ambientes distintos, algunas de las cuales se disponen en cuencas subsidentes entre las sierras y otros como plataformas carbonáticas arrecifales.

La Unidad Calcisistitas con *Heterostegina* se dispone discordante sobre el basamento y puntualmente aflora en el sector meridional de Mallorca, aunque en sondeos han sido descritos depósitos de 200 m de espesor (Pomar, 1979; Pomar *et al.*, 1986). Está formada por calcarenitas y calcisistitas con foraminíferos, equínidos y algas rojas, muy bioturbados. Se interpretan como depósitos de rampa carbonática (Pomar *et al.*, 1996; Pomar, 2001).

Recubriendo esta unidad de forma concordante o sobre el basamento se dispone el Complejo Arrecifal. Se trata de una plataforma arrecifal progradante que aflora en los acantilados de la costa sur de Mallorca (Marina de Lluçmajor). La constituyen cuatro asociaciones de facies características de este tipo de plataformas: facies de plataforma abierta o cuenca poco profunda, facies de talud arrecifal, facies de *lagoon* y facies de frente arrecifal (Pomar, 1988, 1991, 1993, 2001a y b; Pomar y Ward, 1994, 1995, 1999; Pomar *et al.*, 1996). Su edad se ha estimado a partir de dataciones absolutas de sanidina y biotita en torno al Tortoniense superior-Messiniense (Mioceno superior) (Pomar *et al.*, 1996).

Equivalentes a esta unidad se han descrito las unidades Calizas de Santanyí, Margas de la Bonanova y Calizas del Pont d'Inca. Las Calizas de Santanyí están formadas por depósitos submareales y supramareales (Fornós y Pomar, 1983). Las Margas de la Bonanova se corresponden con abanicos deltaicos compuesto por margas con fauna litoral que pasan a techo a limos rojos y conglomerados (Fornós y Pomar, 1983) (para más información, ver parte II).

### Plioceno

Este periodo aflora escasamente en los márgenes de las cuencas de Palma e Inca-Sa Pobra. Su espesor máximo observado es de 370 m en las zonas centrales de las cuencas. Se disponen sobre los materiales miocenos y destacan las Formaciones de Calcisititas de Son Mir y las Calcarenitas de Sant Jordi (Barón y Pomar, 1985). Las calcisistitas se asocian a depósitos marinos someros constituidos, como su nombre indica, por calcisistitas azuladas de edad Zanclicense (Colom, 1985). Las calcarenitas, con espesores en torno a los 70 m, están compuestas por calizas bioclásticas correspondientes a ambientes litorales de dunas y playas. Afloran en el margen sureste de la cuenca de Palma, cerca de la localidad de Algaida, entre Palma y Lluçmajor.

### Cuaternario

Este periodo ha sido estudiado desde el siglo pasado por diversos autores, en su mayoría paleontólogos. La Marmora (1834) es el primero que cita un depósito cuaternario describiendo la planicie aluvial del centro de la isla; asocia a este periodo las formaciones de arenisca (marés), comparándolas con rocas similares observadas en Italia. Haime (1885) y Hermite (1879) hacen referencia tanto a los depósitos marinos y lacustres cuaternarios situadas en las Cuevas de Artá y en Palma, respectivamente. Posteriormente, Lonazano (1884), Hoernes (1905), Collet (1909) y Gignoux (1913) identifican depósitos litorales eólicos y submareales (dunas y playas). Andrews (1915) es el primero que describe detalladamente los restos de un *Myotragus balearicus* (Cuerda, 1975). Sin embargo, fue Fallot (1922) quién se refirió de forma más rigurosa a los depósitos cuaternarios de Palma, distinguiendo dos tipos de aluviones que asocia a la prolongación de Mallorca hacia el NO durante algún momento del Pleistoceno.

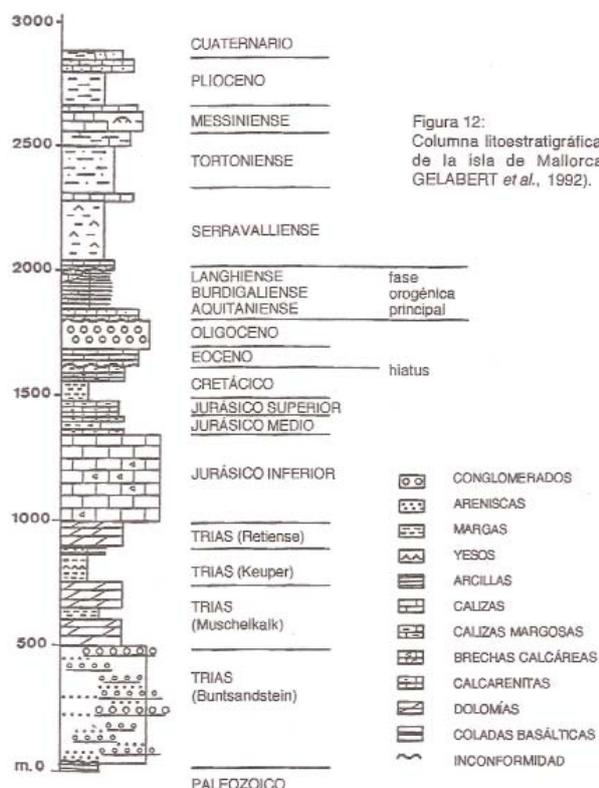


Figura 12: Columna litoestratigráfica sintética de la isla de Mallorca (según GELABERT et al., 1992).

Desde entonces hasta la actualidad, los estudios sobre el Cuaternario ya sea desde la paleontología, la estratigrafía o los análisis integrados en un marco paleogeográfico, han sido múltiples. Entre todos ellos, destaca Butzer y Cuerda (1962) y Cuerda (1975); este último, en la monografía "Los tiempos cuaternarios en Baleares" describe detalladamente desde el tránsito Pliocuatnario hasta el Pleistoceno superior, a partir de depósitos litorales, eólicos y marinos, relacionando fósiles marinos y continentales. El Pleistoceno de Mallorca está caracterizado por los numerosos cambios climáticos, asociados a etapas glaciares (frías) e interglaciales (templado y cálido). La ciclicidad de estas etapas provocó

Figura 7 A. Columna sintética litoestratigráfica de Mallorca (Gelabert et al., 1992)

---

numerosas fluctuaciones eustáticas, con las consiguientes implicaciones en el registro sedimentario, destacando tanto depósitos litorales colgados en acantilados (con cotas desde 90 m atribuidos al Plioceno superior-Pleistoceno inferior, hasta otros entre 1 y 4 m s.n.m y datados como Pleistoceno superior) (Cuerda, 1975), además de otros que posiblemente estén bajo el nivel del mar actual. El Pleistoceno destaca por la alternancia de dichos depósitos con formaciones eólicas dunares que recubren las zonas adyacentes a la Bahía de Palma, Alcudia, Pollença y gran parte de la costa oriental de Mallorca. Los depósitos litorales o playas fósiles han sido asignadas, según su fauna y su cota, a etapas interglaciares, desde el Plioceno superior-Pleistoceno inferior hasta el Pleistoceno superior (Cuerda, 1975; Clemmensen *et al.*, 1997; Fornós *et al.*, 2002). Las épocas frías, asociadas a periodos glaciares, se relacionan con depósitos eólicos (dunas) y rasas de abrasión a lo largo de las costas mallorquinas (Cuerda, 1975).

Butzer (1975) dividió las eolianitas en seis ciclos, cada uno de ellos compuesto por sedimentos marinos litorales (playas asociados a niveles del mar altos) y sedimentos eólicos continentales (dunas y depósitos coluviales relacionadas con bajos niveles del mar). Estos ciclos están, obviamente, ligados a las oscilaciones globales del nivel del mar durante los periodos glaciares e interglaciares.

Los depósitos pleistocenos están caracterizados en su mayoría por disponerse de forma discordante sobre el Mioceno superior (Cuerda, 1975). Están formados generalmente por arenas gruesas de playa, limos arenosos rojos y, a techo, dunas fósiles de grano medio-grueso. Las playas presentan abundante fauna marina, como demuestran los ejemplos descritos por Cuerda (1975) en el Pas d'en Verro y Cap arenol (Bahía de Palma) o C'an Xarpa (sur de Mallorca), entre otros. Los fósiles más característicos son: *Strombus coronatus* y *Purpura plessisi*, para las playas atribuidas al Plioceno superior-Pleistoceno inferior; *Conus mediterraneus* para el Pleistoceno medio y *Strombus bubonius* para el Pleistoceno superior (Cuerda, 1975, 1989). Además, se han clasificado distintas especies de *Myotragus* desde el Plioceno inferior (*Myotragus peponellae*) hasta el Pleistoceno superior (*Myotragus balearicus*), pasando por especies como *Myotragus anticus* y *Myotragus kopperi* (del Plioceno superior y Pleistoceno inferior respectivamente) o *Myotragus batei* en el tránsito del Pleistoceno medio-superior.

En los depósitos eólicos se ha estimado su edad a partir de dataciones absolutas mediante  $^{14}\text{C}$  en las dunas fósiles del Levante de Mallorca (Clemmensen *et al.*, 1997; Fornós *et al.*, 2002). Éstos últimos estiman la edad de los sistemas dunares de S'Estret des Temps y Cala Salmunia, Santanyí, Mallorca) entre  $28.980 \pm 855$  B.P. y  $40.450 \pm 1650$  B.P. (Pleistoceno superior; estadio isotópico y asociado al último período glacial, estando el nivel del mar unos 50 m por debajo del actual).

## 2.2. Marco hidrogeológico

Las aguas subterráneas son el recurso hídrico principal del archipiélago balear, constituyendo más del 90% de las aguas de abastecimiento según los datos del Plan Hidrológico de las Islas Baleares (2002). Mallorca se divide en 21 Unidades Hidrogeológicas. La diversidad litológica de los materiales presentes, el tipo de acuífero, su ubicación geográfica y la dinámica hidráulica justifican esta diferenciación. En las sierras de Tramuntana y Llevant, la estructura es el factor de control más importante sobre la hidrogeología. Los numerosos pliegues y fallas desarrollados principalmente a partir de materiales mesozoicos en los que el Keuper, los depósitos margosos del Jurásico

medio, superior y Cretácico inferior actúan como barrera impermeable, configuran un abanico amplio de acuíferos. Son unidades kársticas o fisuradas, con permeabilidades y porosidades muy variables. La recarga se produce en su mayor parte directamente por las precipitaciones, y la descarga a favor de manantiales naturales o de forma subterránea hacia acuíferos adyacentes o el mar.

Los llanos centrales presentan una distribución hidrogeológica compleja, debido a la heterogeneidad litológica lateral y vertical de los materiales que rellenan las cubetas. Los límites de las diferentes Unidades Hidrogeológicas no son casi siempre impermeables, lo que permite la transferencia de aguas procedentes de otras acuíferos adyacentes. La descarga natural se produce básicamente en las zonas litorales, de forma subterránea hacia acuíferos adyacentes o, en el caso de acuíferos colgados, a través de manantiales naturales.

### 2.2.1. Hidrogeología en las plataformas carbonáticas del sur y el levante de Mallorca

Las Marinas del sur y el levante de Mallorca se corresponden con las Unidades Hidrogeológicas 18.20 (U.H. de Lluçmajor-Campos) y 18.21 (U.H. de La Marina de Llevant), respectivamente (figura 8) (Plan Hidrológico de las Islas Baleares, 2002).

La Marina de Llevant comprende una extensión total de 128 km<sup>2</sup> y limita al E con el mar a lo largo de 90,3 km de línea de costa. El acuífero está constituido por las calizas arrecifales y la Unidad Calizas de Santanyí del Mioceno superior, dando lugar a un acuífero kárstico de régimen libre que localmente está conectado con las dolomías liásicas limítrofes las unidades de Manacor y Felanitx. La recarga del sistema se produce mayoritariamente por las precipitaciones infiltradas directamente sobre la superficie, así como por retornos de riego, pérdidas en la red de abastecimiento y recarga subterránea desde otras unidades. Ésta se estima en 221,9 hm<sup>3</sup> anuales (IGME, 2003). La descarga se produce directamente al mar dando lugar a una importante mezcla de agua dulce-agua salada que se prolonga en todo el litoral, como demuestra la elevada concentración de ión cloruro, con tendencia al incremento por la acusada explotación de los acuíferos (IGME, 2003).

La Marina de Lluçmajor está ubicada en el extremo meridional de Mallorca y ocupa un área de 638 km<sup>2</sup>, limitando al sur con el mar a lo largo de 80,2 km de costa acantilada. La plataforma de Lluçmajor está compuesta por calizas arrecifales que constituyen un acuífero libre en su mayoría. La gran permeabilidad está determinada por la conectividad de la elevada porosidad móldica durante la fase de dolomitización (Pomar y Ward, 1999). Esta permeabilidad es mayor en las facies de talud y *lagoon* externo. En las facies de *lagoon* interno porosidad y permeabilidad de la roca matriz son comúnmente bajas a excepción de la derivada de la fracturación y karstificación. En las facies de talud y cuenca, aunque con porosidades elevadas, la permeabilidad es baja debido a la escasa conectividad de la porosidad móldica. La recarga natural se produce por infiltración de las precipitaciones. La recarga artificial constituyen otra fuente importante, estimada en 52,4 hm<sup>3</sup>/año (IGME, 2003). La descarga se produce directamente al mar, generando una zona de mezcla entre agua dulce y agua salada. Los niveles piezométricos presentan cotas inferiores a 5 m s.n.m. Entre la Colonia de Sant Jordi, Ses Salines y Campos, los niveles piezométricos están en torno a 1 m s.n.m. Al norte de la localidad de Campos, los niveles oscilan entre los 10 y 30 m s.n.m. Este hecho está controlado por la presencia de un umbral hidrogeológico que separa todo el sector de Felanitx-Porreres del Llano de Campos.

---

## CAPÍTULO 3. EL KARST EN LAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS DEL MIOCENO SUPERIOR

En la zona de estudio, que comprende la costa acantilada de las Marinas de Lluçmajor y Llevant, los fenómenos endokársticos dominan claramente sobre los exokársticos.

Los sistemas de cavidades de la costa oriental de Mallorca puede pensarse que bien podrían estar relacionados con los paleocolapsos objeto de estudio. Dado que estas cavidades se desarrollan en algunos casos en las facies donde se ubican las paleocavidades del Mioceno superior asociadas a los paleocolapsos, permiten analizar su estructura en planta, así como los cementos y depósitos detríticos endokársticos. En este sentido, el análisis de la génesis (desarrolladas a favor de fracturas o condicionada por su litología) puede posibilitar la interpretación genética del sistema paleoendokárstico objeto de estudio. Además, es posible que algunos ejemplos, como la Cueva del Drac de Santanyí, se haya producido en la misma ubicación en la que ya existía una estructura de colapso kárstico miocena, lo que permite analizar aspectos como la relación del hundimiento con las dimensiones de la cavidad. También, la distribución de estas cavidades puede aportar información sustancial al estudio de los paleocolapsos.

### 3.1. Endokarst

Las plataformas carbonáticas de Lluçmajor y Santanyí se pueden considerar como las áreas con mayor densidad de cavidades en la Isla de Mallorca, teniendo por tanto, un gran interés espeleológico. Ginés y Ginés (1987 a) estiman que en la zona del Llevant se han reconocido un 10% del total de las cavidades inventariadas en Mallorca. Sin embargo, la revisión del inventario espeleológico de las Islas Baleares realizado por Encinas (1997) se catalogaron en más de 300 cuevas en esta zona. No obstante, y tras la revisión del inventario citado, algunas de las cavidades catalogadas no se encuadraban dentro de la plataforma carbonáticas, por lo que la cifra final se estima aproximadamente en 240. Las cavidades que se desarrollan en las rocas miocenas se distribuyen de la siguiente forma:

- 72 en el término municipal de Santanyí
- 77 en el término municipal de Felanitx
- 135 en el término municipal de Manacor

Con respecto a las dimensiones, es en el Migjorn donde se ubican las cavidades con mayor desarrollo horizontal de la isla, teniendo constancia de seis cuevas que superan los 2000 m (Ginés, 2000). En este sentido, destaca la Cova des Coll, en Felanitx, con 4900 m. Sin embargo, como es habitual de cavidades litorales, presentan un desnivel poco pronunciado, que no supera los 50 m, logica-

mente, este valor se incrementa a medida que nos alejamos de la línea de costa, donde la cota topográfica con respecto al nivel del mar es mayor.

Genéticamente, el endokarst del levante de Mallorca está claramente condicionado por las oscilaciones eustáticas desde el Mioceno superior. Durante el Plioceno y el Cuaternario, el clima alternó entre períodos cálidos y fríos, secos y húmedos, debido a la alternancia de etapas glaciares e interglaciares (Pomar *et al.*, 1979; Ginés *et al.*, 1981a; Pomar *et al.*, 1987; Cuerda y Sacarés, 1992; Ginés 2000; Vesica *et al.*, 2000). Por tanto, el nivel freático, controlado por el nivel de base, fluctuó, provocando la alternancia de la exposición de la roca. Esta ciclicidad de la fluctuación de dominios vadosos y freáticos de aguas dulces y saladas, provocó tanto la disolución diferencial de la roca, según la distribución litológica y la fracturación, como la precipitación de carbonato cálcico que quedó patente en cristalizaciones y paleoniveles definidos por espeleotemas freáticos (Pomar *et al.*, 1979; Ginés *et al.*, 1981a; Pomar *et al.*, 1987; Ginés 2000; Vesica *et al.*, 2000) que posteriormente han sido analizados con métodos de isótopos estables y geocronológicos indicando un claro contenido salino del agua (Ginés 2000; Vesica *et al.*, 2000).

La estructura de los pasajes de cavidades generados en la zona de mezcla del levante de Mallorca se describe como un conjunto de geometrías caóticas de distribución aleatoria de conductos. Sus salas se comunican de forma aparentemente anárquica por conductos sinuosos. En muchos casos, se observan depósitos detríticos (brechas), provocados por el colapso de las paredes y los techos de las cavidades. También son frecuentes otros depósitos detríticos de escaso volumen, relacionados con flujos hídricos endokársticos laminados o difusos. La mayoría de cavidades descritas presenta mayoritariamente porosidad de agujeros (*vuggy*), *spongework* y *queso suizo*, donde se observa una intensa fracturación.

---

## **PARTE II**

# **ARQUITECTURA DE FACIES, MODELOS DEPOSICIONALES Y FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR EN LAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS DEL MIOCENO SUPERIOR DEL SUR Y EL LEVANTE DE MALLORCA**

El análisis estratigráfico en plataformas carbonáticas progradantes bien expuestas, como el ejemplo de Mallorca, muestra peculiaridades muy definidas. Las plataformas carbonáticas de Mallorca presentan un registro sedimentario muy completo en relación a las fluctuaciones del nivel del mar. Pueden reconocerse dos fases, dentro de cada uno de los ciclos sedimentarios principales, en respuesta a las oscilaciones marinas: uno inferior, caracterizado por la agradación de todos los cinturones de facies que se forman durante las fases de ascenso del nivel del mar y durante el nivel del mar alto; otro superior, caracterizado por la progradación de los cinturones de facies formados durante las fases de descenso del nivel del mar y con el nivel del mar bajo.

La plataforma de Lluçmajor está compuesta por dos unidades estratigráficas: el Complejo Arrecifal y las calcisititas con *Hetrostegina*, aunque únicamente aflora la primera. En el Complejo Arrecifal se distinguen cuatro cinturones de facies, una zonación del arrecife, planos de estratificación, discontinuidades y superficies de erosión. El análisis de la arquitectura de facies, definiendo ciclos de acreción sedimentaria, ha permitido identificar las fluctuaciones eustáticas desde ciclos de 3er orden hasta ciclos de 7º orden (Pomar y Ward, 1994; Pomar, et al., 1996).

En la plataforma de Santanyí afloran dos unidades estratigráficas: el Complejo Arrecifal y la Unidad Calizas de Santanyí, ésta última dispuesta sobre una superficie de erosión a techo del Complejo Arrecifal. Aquí, el Complejo Arrecifal es similar a que en la plataforma de Lluçmajor. La Unidad Calizas de Santanyí está compuesta por cuatro grupos de litofacies: el Complejo Manglar, la Unidad estromatolítica inferior, la Unidad oolítica y la Unidad estromatolítica superior (Fornós, 1983; Fornós y Pomar, 1983). Sin embargo, su correlación cronoestratigráfica con las facies del Complejo Arrecifal está todavía en discusión (Pomar et al., 1996).

En el presente apartado se analiza el sello eustático en los elementos que caracterizan la arquitectura de facies de las plataformas arrecifales progradantes del Mioceno superior de Lluçmajor y Santanyí. En este sentido, se discuten las analogías y diferencias entre las propias plataformas, las secuencias deposicionales de alta frecuencia y su relación con los paleocolapsos kársticos.

## CAPÍTULO 4. INTRODUCCIÓN

El Neógeno en las Islas Baleares se divide en tres grandes secuencias en relación a la orogenia principal: secuencias preorogénicas, sinorogénicas y postorogénicas. Los depósitos que conforman las secuencias pre y sinorogénicas afloran en los relieves principales de la isla de Mallorca e Ibiza (Fornós *et al.*, 1991) (Ver capítulo 2). La secuencia postorogénica aflora en todas las islas.

Con respecto a los depósitos postorogénicos de las Islas Baleares atribuidos al Mioceno superior, se han identificado tres unidades sedimentarias principales, consideradas por Pomar *et al.*, (1996) como secuencias deposicionales de tercer orden (figura 8). La secuencia inferior en Mallorca corresponde a las Calcisiltitas con *Heterostegina* (Pomar *et al.*, 1983) previamente definida por García-Yagüe y Muntaner (1968) como Margas con *Heterostegina*. Ha sido atribuida al Tortoniense inferior (Pomar *et al.*, 1996). Su potencia es variable, con un máximo de 204 m en la zona de Santa Eugenia (García-Yagüe y Muntaner, 1968). Está formada por calcisiltitas bioclásticas con *Heterostegina* y abundante fauna marina que pasan hacia los bordes de la cuenca a facies margosas y depósitos conglomeráticos de clara influencia continental. La secuencia intermedia está compuesta por la progradación de plataformas arrecifales en todas las islas (Complejo Arrecifal), atribuido al Tortoniense superior (Bizon *et al.*, 1973; Álvaro *et al.*, 1984) y al Tortoniense superior-Messiniense (Pomar *et al.*, 1983 b, 1996). La secuencia superior, Unidad Calizas de Santayí, aflora en los acantilados costeros del SE de Mallorca y se atribuye al Messiniense (Fornós, 1983; Fornós y Pomar, 1983, 1984).

En Menorca, la secuencia inferior (Tortoniense inferior) definida como la Unidad inferior de barras (Obrado, 1983), cronológicamente equivalente a la Unidad Calcisiltitas con *Heterostegina* de Mallorca, está formada por la progradación de una rampa carbonática (Pomar

SERIES	STAGES	CICLES (3RD ORDER)	PLANKTONIC FORAMS BIOCHRONOLOGIES	STRATIGRAPHIC UNITS		
				MALLORCA	MENORCA	IBIZA and FORMENTERA
HOLOCENE						
PLEISTOCENE		3.10	N23	Palma Silts		
		3.9	N22			
PLIOCENE	3.5	3.8	N21			
		3.7				
		3.6	N20			
		3.5	N19			
		3.4				
UPPER MIOCENE	MESSINIAN	5.2	N18	Sant Jordi Calcarenites Son Mir Calcisiltites		Terminal Complex
		6.3	N17	Santanyi Limestones Bonanova Marls		
	TORTONIAN	3.2	N16	Reef Complex Unit	Reefal Unit	Reef Complex
		3.1	N15	Heterostegina Calcisiltites Unit	Lower Bar Unit	

Figura 8. Esquema de las unidades postorogénicas descritas en las Islas Baleares (Obrador y Pomar, 2004)

2001b; Pomar *et al.*, 2002). Aflora en el margen sur de la isla y en ellas se distinguen diferentes cinturones de facies (Pomar *et al.*, 2002). La secuencia intermedia, Unidad Arrecifal, aflora puntualmente en diferentes localidades al SE, SO y NE de la isla, aunque sus afloramientos no son tan notables como en Mallorca, debido tanto a la menor altura de los acantilados como a una importante erosión postmiocena (Obrador y Pomar, 2004).

En Ibiza y Formentera sólo afloran la Unidad intermedia y superior (figura 8). La primera, definida como Unidad Arrecifal, y la segunda como Complejo Terminal, equivalente cronológicamente a las Calizas de Santanyí, Margas de la Bonanova, y Yesos y Margas grises (Pomar *et al.*, 1996)

Los arrecifes del Mioceno superior de las Islas Baleares (figura 9 B) se desarrollan cerca del límite norte de crecimiento arrecifal del Mediterráneo occidental (figura 9 C). Durante el Mioceno superior los complejos arrecifales se desarrollaron en aguas poco profundas alrededor del Archipiélago Balear, con mayor desarrollo en el margen sur (figura 9 B). La progradación de las plataformas carbonáticas arrecifales de Mallorca se produjo alrededor de dos paleoislas. Se disponen discordantes tanto sobre la Unidad Calcisiltitas con *Heterostegina* como sobre otros depósitos terciarios. La plataforma de Lluçmajor se ubica al sur de Mallorca, es la más extensa de las Baleares y en la que aflora mejor el Complejo Arrecifal. La plataforma de Santanyí está situada al SE de la isla (figura 9A), los afloramientos del Complejo Arrecifal son más limitados y de peor calidad, aunque la Unidad Calizas de Santanyí aflora extensamente a lo largo de gran parte de la costa acantilada. Se han descrito otros afloramientos arrecifales de menor dimensión

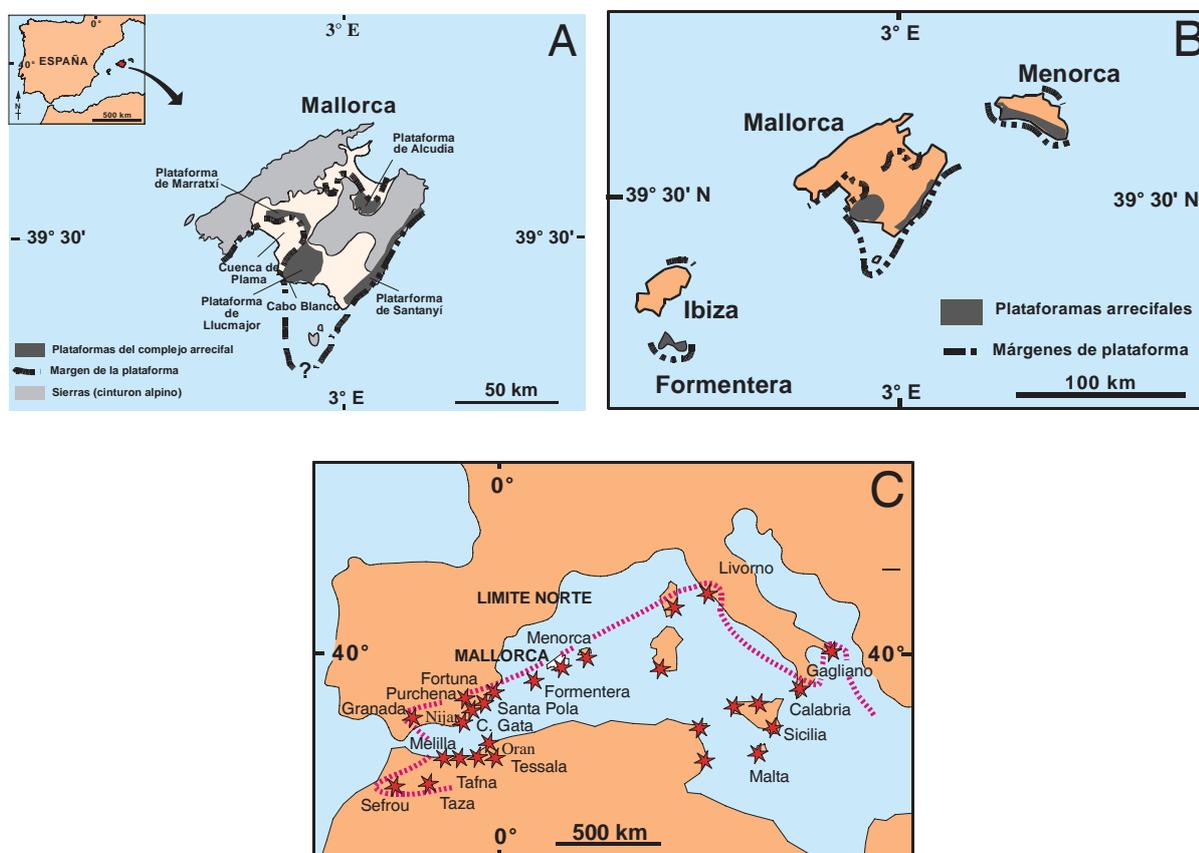


Figura 9. (A) plataformas carbonáticas del Mioceno superior en Mallorca, (B) en las Islas Baleares y (C) en el Mar Mediterráneo. La figura C muestra la localización de los arrecifes atribuidos al Mioceno superior y el límite norte de afloramientos arrecifales en el Mediterráneo occidental (Pomar *et al.*, 1996)

---

en la plataforma de Marratxí, la cuenca de Palma o la plataforma de Alcudia.

#### 4.1. Problemas de correlación

Según Pomar *et al.* (1996) la correlación estratigráfica entre las unidades sedimentarias atribuidas al Messiniense de Mallorca, "Yesos y Margas grises" de la cuenca de Palma, las "Margas de la Bonanova" y las "Calizas de Santanyí", es todavía incierta. Este problema deriva de la falta de datos cronoestratigráficos y la incierta correlación entre las Margas de la Bonanova, aflorantes al N de la bahía de Palma, y las Calizas de Santanyí, que afloran en la costa oriental de Mallorca (Pomar *et al.*, 1996). La Unidad de Yesos y Margas Grises representa depósitos de un ambiente restringido de aguas poco profundas, recubriendo los depósitos de aguas más profundas del Complejo Arrecifal. Este aspecto se puede interpretar como una bajada relativa del nivel del mar después de la deposición del Complejo Arrecifal (posiblemente esta caída del nivel del mar esté relacionada con la crisis de salinidad del Messiniense). Esta hipótesis apunta a que la Unidad de Yesos y Margas Grises podría ser equivalente en el tiempo a los depósitos superiores aluviales de las Margas de la Bonanova. No obstante, no existen datos suficientes para afirmar que la Unidad de Yesos y Margas Grises fue depositada durante dicha caída del nivel del mar o la subsiguiente subida del mismo.

La superficie de erosión en el techo del Complejo Arrecifal y recubierta por las Calizas de Santanyí, podría representar un periodo de erosión durante la bajada relativa del nivel del mar cuando la Unidad de Yesos y Margas Grises, y posiblemente, los sedimentos superiores de las Margas de la Bonanova se depositaron. Si esta discordancia es equivalente en el tiempo a la mayor caída del nivel del mar al final del Messiniense, probablemente las Calizas de Santanyí se depositaron sobre la superficie de erosión después de los extensos depósitos evaporíticos del este del Mediterráneo, como apuntan algunos autores. Sin embargo, no han sido reconocidas plataformas más profundas ni depósitos basales equivalentes a las Calizas de Santanyí, lo cual impide establecer con consistencia una correlación cronoestratigráfica (Pomar *et al.*, 1996).

#### 4.2. Plataforma de Lluçmajor

La plataforma de Lluçmajor, coincidente con el dominio geomorfológico de la Marina de Lluçmajor, es uno de los mejores ejemplos de plataforma arrecifal progradante y aflora en los acantilados costeros del sur de Mallorca (figura 9 C y 10). Su perímetro de costa es de 20 km aproximadamente, con alturas de hasta 90 m (figura 10). Las rocas que afloran en la plataforma de Lluçmajor corresponden a una unidad litoestratigráfica: El Complejo Arrecifal, recubierta discontinuamente por eolianitas del Pleistoceno. Entre estos acantilados, afloran en tres dimensiones, la arquitectura de facies del Complejo Arrecifal (Pomar y Ward, 1991; Pomar *et al.*, 1996). Su posición cronoestratigráfica, atribuida al Tortoniense-



Figura 10. Vista aérea de la plataforma de Lluçmajor (Pomar, 1991)

Messiniense, se ha determinado en base a estudios de foraminíferos e isotópicos cerca de Cabo Blanco (Bizon *et al.*, 1973; Colom, 1980, 1985; Álvaro *et al.*, 1984; Pomar *et al.*, 1996).

#### 4.2.1 El Complejo Arrecifal: descripción y distribución de las facies

El modelo general para las facies arrecifales del Mioceno superior fue inicialmente establecido para el Mediterráneo occidental por Esteban *et al.* (1977, 1978) y Esteban (1980). Sin embargo fueron Pomar *et al.* (1983 a, 1985) quienes establecieron un modelo de facies para el Complejo Arrecifal de Mallorca en la plataforma de Llucmajor; y posteriormente, Pomar (1991) y Pomar *et al.* (1996) describen detalladamente las facies y su arquitectura. Los afloramientos estudiados, a partir de los cuales se describen e interpretan las facies, se ubican entre las localidades de Cabo Blanco y Cala Pi, por su mejor exposición. El Complejo Arrecifal está formado por cuatro cinturones de facies principales (figura 11) que representan distintos ambientes de deposición asociados al crecimiento arrecifal:

- facies de plataforma abierta (cuenca poco profunda)
- facies de talud arrecifal
- facies de frente arrecifal
- facies de *lagoon*

Las facies están definidas por su litología, componentes, estratificación e interrelación geométrica. Los cinturones de facies del Complejo Arrecifal presentan características litológicas y espesores diferentes (figura 12).

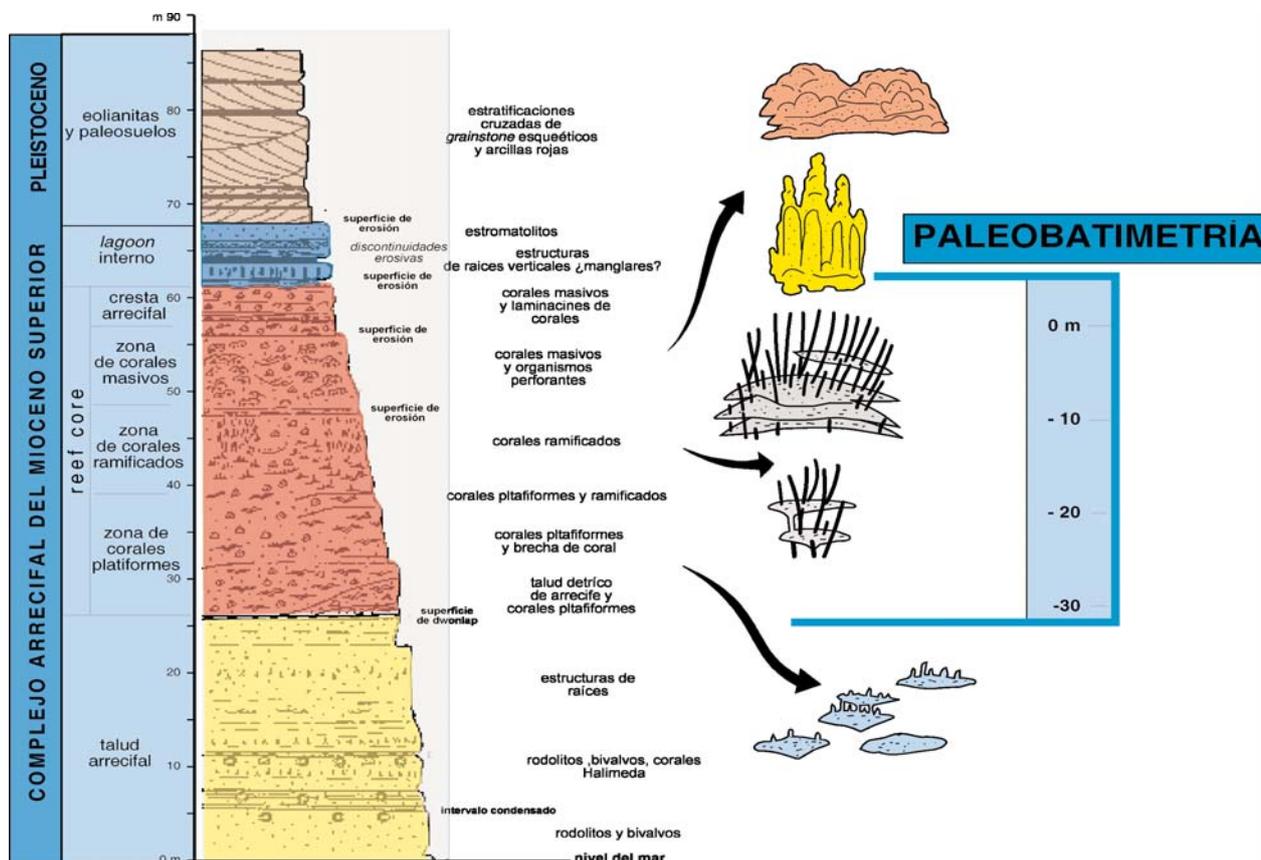


Figura 11. Columna estratigráfica en Cabo Blanco (modificada de Pomar *et al.*, 1996)

I.- La facies de plataforma abierta se disponen en la base de las facies de talud arrecifal y están muy bioturbadas, por lo que presentan una estratificación difusa. Están compuestas por dos tipos diferentes: (1) litofacies de algas rojas, formadas por *grainstones-packstones* de grano

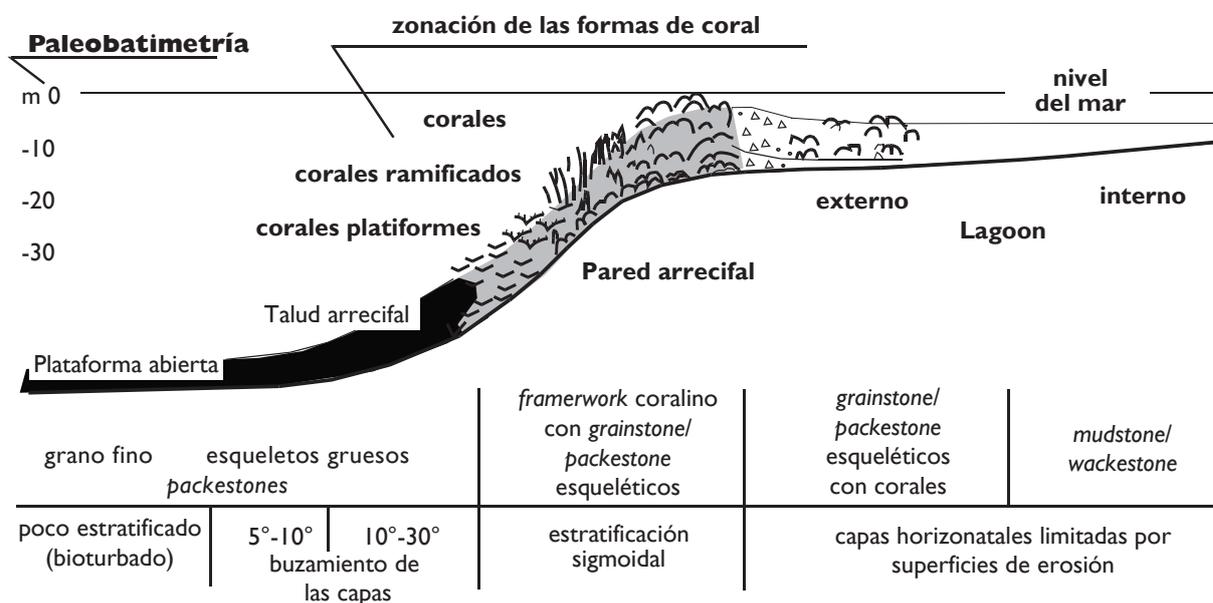


Figura 12. Modelo deposicional y cinturones de facies del Complejo Arrecifal del Mioceno superior en la plataforma de Lluçmajor (Pomar, et al., 1996)

grueso con abundantes algas rojas y *rudstones-floatstones* de rodolitos; (2) Litofacies de grano fino, formadas por *packstones-wackestones* de grano fino, ricos en foraminíferos planctónicos con una estratificación poco definida. El primero aflora en la base de los acantilados a lo largo del margen meridional de la plataforma de Lluçmajor. También han sido descritas, a partir de testigos de sondeo en la zona central, suroeste y oeste de la plataforma de Lluçmajor (Pomar y Ward, 1995; Pomar et al., 1996). Este conjunto está compuesto por facies depositadas en una cuenca poco profunda. El segundo tipo de litofacies de plataforma abierta aflora a lo largo del sureste de la plataforma. También se han descrito a partir de testigos de sondeo en la zona central de la plataforma de Lluçmajor. Dichas litofacies se disponen sobre las facies ricas en algas rojas a lo largo de la costa oeste de la plataforma de Lluçmajor.

II.- Las facies de talud arrecifal solapan y se interdigitan con las facies de plataforma abierta y se componen principalmente por *grainstones* esqueléticos dolomitizados, *packstones* y *wackestones*. La extensión lateral y el espesor de la facies de talud es muy variable, dependiendo de la configuración del arrecife, así como del porcentaje de producción de sedimento de éste. El espesor máximo del talud medido en afloramientos o en testigos de sondeo es de 70 m. Afloran en el margen oeste y sureste de la plataforma de Lluçmajor. El conjunto de estas litofacies se pueden subdividir en dos grandes grupos: facies de talud distal y talud proximal.

#### Facies de talud distal

Son las depositadas más cerca de las facies de plataforma abierta; apenas presentan estratificación y el buzamiento original es muy suave, inferior a 10°. Los depósitos se caracterizan por presentar texturas *dolopackstone* y *dolowackestone*. Los componentes más frecuentes son fragmentos de algas rojas y moluscos. Los megafósiles más característicos en estas facies son bivalvos y ostreidos.

### *Facies de talud proximal*

En la plataforma de Lluçmajor, el talud proximal presenta una pendiente original más pronunciada que el talud distal ( $10^{\circ}$ - $30^{\circ}$ ), con capas que se interdigitan hacia la cresta arrecifal con corales del arrecife. También son comunes capas lenticulares de derrubios de coral y depósitos esqueléticos consecuencia de flujos de derrubio. En las capas superiores afloran bloques de rocas arrecifales con diámetros que a veces superan los 80 cm. Los fósiles más característicos del talud proximal son fragmentos de algas rojas, fragmentos de coral, bivalvos, gasterópodos, equínidos, briozoos y algas verdes (*Halimeda*). Las texturas varían entre *grainstone*, *packstone*, *rudstone* y *floatstone*.

III.- Las facies de frente arrecifal están constituidas por *frameworks* de corales masivos, recubriendo e interdigitando hacia cuenca los depósitos de talud. El edificio arrecifal está formado sólo por tres géneros de coral: *Porites*, *Tarbellastraea* y *Siderastraea*. De forma secundaria aparecen incrustaciones de algas, foraminíferos, briozoos, gasterópodos, verméticos y costras microcristalinas formadas por cianobacterias. Localmente, se observan facies asociadas compuestas por *rudstone* y *floatstone*.

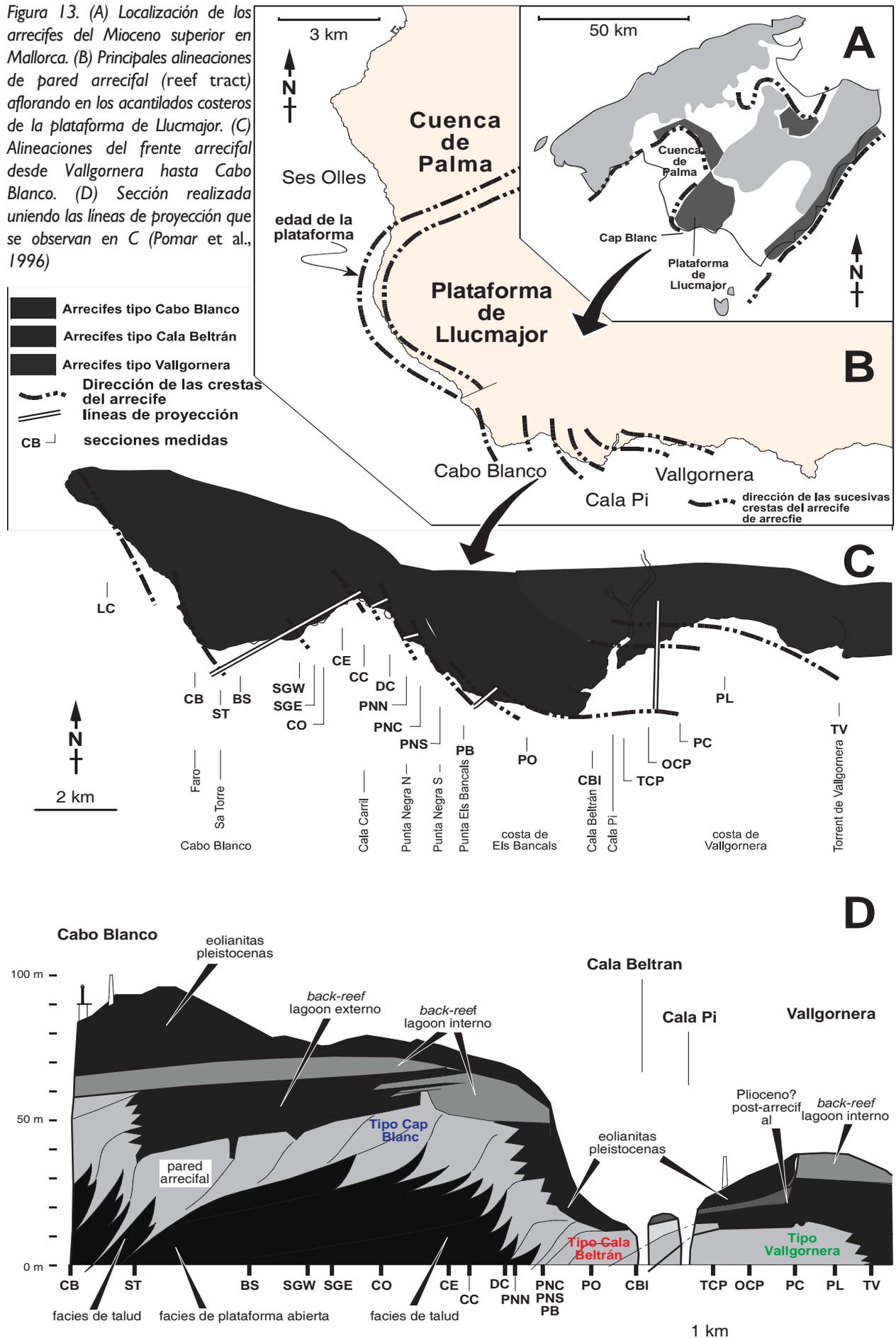
Las colonias de coral presentan una zonación vertical de acuerdo con el gradiente de profundidad que controla su forma de crecimiento. En la zona inferior, los corales son platiformes, pasando en la vertical a formas digitadas y ramificadas en una zona intermedia (con alturas de hasta 4 m) (figura 11 y 12). La zona superior está distribuida heterogéneamente y no siempre aflora. Está formada por colonias masivas hemisféricas y/o columnares, con abundantes restos de organismos incrustantes y perforantes. Los perforaciones de esponjas, así como las incrustaciones de algas rojas y cianobacterias, son más abundantes en esta zona superior de la pared arrecifal. Los espacios intercoralinos están rellenos normalmente por depósitos esqueléticos de organismos con textura *grainstone-packstone* y/o *wackestone*.

A partir de los afloramientos en los acantilados costeros en diferentes localidades, se distinguen tres tipos en función de los componentes coralinos principales (figura 12): (1) arrecifes de Vallgornera, discontinuos, de tipo monticular, con *Porites* y *Tarbellastraea*. Afloran entre Vallgornera y Cala Pi; (2) los arrecifes de Cala Beltrán, de pared arrecifal continua, formados por *Porites* y *Tarberastraea*, y *Siderastraea* de forma accesoria. Afloran entre Cala Pi y Els Bancals; (3) los arrecifes de Cabo Blanco, con pared arrecifal continua, formados casi exclusivamente por *Porites*. Afloran entre Els Bancals y Cabo Blanco. Los depósitos más recientes de la plataforma de Lluçmajor afloran a lo largo del margen este de Ses Olles y están constituidos por los géneros *Porites* y *Tarbellastraea* (Pomar et al., 1996).

Los arrecifes de *Vallgornera* son los más antiguos de los afloramientos costeros del Complejo Arrecifal y se extienden entre el Torrente de Vallgornera y Cala Pi (figura 13 C y 13 D). La base de estas construcciones arrecifales está en la actualidad por debajo del nivel del mar. Las estructuras de corales que afloran en esta zona, están constituidas por colonias masivas y columnares de *Tarbellastraea* y *Porites* y, en menor medida, por *Siderastraea* y forma montículos individuales que no llegan a constituir una pared arrecifal continua.

Los arrecifes de *Cala Beltrán-Els Bancals* se extienden desde Cala Pi-Cala Beltrán hasta la mitad de la costa de Els Bancals (figura 13 C). También están compuestos por *Tarbellastraea* y *Porites*. Sin embargo, se diferencian de los arrecifes de Vallgornera en que no forman montículos, sino un frente arrecifal continuo cortado por pequeñas depresiones canaliformes (*grooves*).

Figura 13. (A) Localización de los arrecifes del Mioceno superior en Mallorca. (B) Principales alineaciones de pared arrecifal (reef tract) aflorando en los acantilados costeros de la plataforma de Lluçmajor. (C) Alineaciones del frente arrecifal desde Vallgornera hasta Cabo Blanco. (D) Sección realizada uniendo las líneas de proyección que se observan en C (Pomar et al., 1996)



En esta área tampoco aflora la base del arrecife, que permanece por debajo del nivel del mar.

Los arrecifes de *Cabo Blanco* se extienden desde Els Bancals (figura 13 C) hasta Punta Rotja, al N de Cabo Blanco. El edificio arrecifal está formado esencialmente por *Porites* con menor presencia de *Tarbellastraea* y *Siderastraea*. Gran parte de las rocas arrecifales desde Els Bancals hasta Cabo Blanco están dolomitizadas, excepto al norte de la localidad de Punta Negra (figura 13 C), donde sólo han sido observados pequeños parches dolomitizados. La perfecta exposición del arrecife a lo largo de este tramo de costa, permite observar con claridad la zonación vertical de la colonias coralinas de *Porites* (Pomar *et al.*, 1983 a, 1985; 1996 y Pomar, 1991). La secuencia vertical más completa de este tipo de arrecife aflora en la zona superior de la costa acantilada de Cabo Blanco, donde el arrecife forma parte de una secuencia de agradación. En este punto se han descrito tres zonas según las formas de las colonias coralinas: (1) la base de la pared arrecifal está formada por corales platformes, (2) en la zona intermedia aparecen corales ramificados y (3) en la parte superior los corales masivos son predominantes (figura 11).

Los afloramientos estudiados nos permiten aproximar la profundidad del agua en cada zona del arrecife. En este sentido, se estima que la zona de corales platformes se hallaba entre los 20 y 30 m de profundidad, los corales ramiformes entre los 10 y 20 m y, por último, la zona de corales masivos a profundidades inferiores a los 10 m. Esta zonación es un herramienta muy importante para determinar la relación entre la arquitectura de facies y las fluctuaciones relativas del nivel del mar, así como para el análisis de la secuencia estratigráfica (Pomar, 1991).

IV.- Las facies de *lagoon* recubren las facies del frente arrecifal. Están formadas por estratos horizontales, limitados por superficies de erosión planas. La extensión y espesor de estas facies es variable en el Complejo Arrecifal, en función de los cambios relativos del nivel del mar que controlan cada episodio del edificio arrecifal. Los *lagoons* presentaban una extensión kilométrica durante las subidas del nivel del mar, mientras que eran muy reducidos durante los descensos del nivel del mar. Los espesores máximos de las facies de *lagoon* que afloran en los acantilados costeros es de 30 m aproximadamente. Se pueden diferenciar tres litofacies: *lagoon* externo, *lagoon* medio y *lagoon* interno.

#### *Lagoon externo*

Aflora en Cabo Blanco y, entre dicha localidad y Cala Beltrán. Son facies donde dominan las capas horizontales de *grainstones* esqueléticos y *packstones*, con parches de corales y depósitos de brechas de coral, rodolitos y moluscos. En algunos lugares estas rocas están parcialmente o completamente dolomitizadas. Algunas capas de esta unidad presentan una intensa bioturbación. Los parches coralinos son muy comunes en el *lagoon* externo. El tamaño de éstos oscila entre los 5 y 10 m de diámetro entre zonas interarrecifales. Están compuestos por colonias coralinas en forma de domo o columnares, de hasta 2 m de diámetro y entre 0,5-1,5 m de alto. Los géneros de coral con mayor presencia en los parches son *Porites* y *Tarbellastraea*, en los arrecifes de Vallgornera, mientras que en los de Cabo Blanco, *Porites* es casi el único coral, con escasa presencia de *Siderastraea*.

#### *Lagoon medio*

Aflora entre Cabo Blanco, Vallgornera y Cala Carril. Sus facies están caracterizadas por texturas *packstone* y *grainstone*, así como por la presencia de corales de pequeño tamaño. Sus componen-

---

tes principales son algas rojas, foraminíferos bentónicos, *Halimeda*, moluscos y equínidos entre otros. Pomar et al. (1996) señalan un cambio en la abundancia relativa de componentes esqueléticos con la distancia a la cresta arrecifal. Cerca de Cabo Blanco el *lagoon* medio está prácticamente dolomitizado, en Cala Carril sólo parcialmente y en Vallgornera son rocas calcíticas.

#### *Lagoon interno*

Aflora mayoritariamente entre Cabo Blanco y Punta Negra y sólo localmente en Vallgornera. Estas facies presentan textura *grainstone*, *packstone*, *wackestone* y *mudstones*. Los componentes principales son miliólidos, bivalvos y gasterópodos entre otros. En menor medida, se observan ostrácodos, equínidos y algas rojas, y más comúnmente pellets y peloides. En la zona de Cabo Blanco algunas de estas facies se atribuyen a depósitos de manglares y de estromatolitos (Pomar, 1991). También, en dicha localidad gran parte del *lagoon* interno aparece dolomitizado contrariamente de lo que sucede en Vallgornera, donde el *lagoon* interno sólo presenta pequeños parches de dolomitización.

#### 4.2.2. Modelo deposicional, arquitectura de facies y cambios del nivel del mar

La sucesión vertical de depósitos de plataforma abierta (cuenca poco profunda), facies de talud, facies de frente arrecifal y facies de *lagoon*, es típica en una plataforma arrecifal progradante (figura 14). Sin embargo, esta simple sucesión de facies presenta, en el Complejo Arrecifal, una complejidad estratigráfica debido al empaquetamiento de unidades acrecionales de alta frecuencia, que refleja la alta frecuencia relativa de fluctuación marina (Pomar, 1988, 1991; Pomar y Ward, 1994 y 1995; Pomar et al., 1996). Se ha descrito el orden jerárquico de cuatro magnitudes diferentes de unidades acrecionales reconocidas a partir del estudio de las facies que componen el Complejo Arrecifal (figura 11 y 14) y de la jerarquía establecida entre superficies de erosión (límites de secuencia) (Pomar, 1991). Este análisis, también permite la estimación de la amplitud de las oscilaciones marinas en el Mediterráneo durante el Mioceno superior. La amplitud de los ciclos del nivel del mar estimados a partir de la interpretación de la arquitectura del Complejo Arrecifal en la plataforma de Lluçmajor, de menor a mayor orden es de 15 m, 20-30 m, 60-70 m y unos 100 m para los ciclos de 7º, 6º, 5º y 4º orden, respectivamente. Si el Complejo Arrecifal de la plataforma de Lluçmajor corresponde a un ciclo deposicional de 3º orden, los ciclos deposicionales de alta frecuencia dentro de esta unidad pueden representar secuencias deposicionales de 4º, 5º, 6º y 7º orden (Pomar, 1991).

La unidad acrecional básica en el Complejo Arrecifal es el "sigmoide" (Pomar, 1991). Comprende una capa de *lagoon* que pasa horizontalmente, hacia cuenca, a pared arrecifal superior. La parte inferior de la pared arrecifal pasa, y se apoya, sobre una clinocapa de talud arrecifal que a su vez, pasa a facies de plataforma abierta (figura 15). Debido a la relación entre el crecimiento del arrecife y la fluctuación del nivel del mar, el sigmoide se interpreta como el resultado de la acreción sedimentaria de los cuatro sistemas deposicionales (*lagoon*, arrecife, talud y cuenca) durante un ascenso del nivel del mar y la truncación erosiva durante el subsiguiente descenso. El sigmoide registra un ciclo de 7º orden, que representa el ciclo de fluctuación del mar de más alta frecuencia (y en un intervalo más corto de tiempo) descrito en el Complejo Arrecifal de la plataforma de Lluçmajor (Pomar, 1991). A mayores escalas se integra en unidades acrecionales de "sets", "cosets" y "megasetts" de sigmoides (figura 15). Dichas unidades, representan a su vez frecuencias menores de fluctua-

ción marina (6°, 5°, y 4° orden respectivamente). Todas estas unidades han sido caracterizadas en términos de geometrías de los estratos, superficies de estratificación, distribución de facies y arquitectura de los estratos, en relación con las oscilaciones del nivel del mar. Estos son: (1) formas sigmoidales; (2) composición de un cinturón interno de estratos horizontales de *lagoon*, un cinturón medio de sigmoides con facies de frente arrecifal y un cinturón externo con facies de talud y plataforma abierta; y (3) límites de secuencia: son superficies erosivas sobre el *lagoon* y el frente arrecifal que pasan hacia cuenca a conformidades correlativas; Todos ellos integran las secuencias deposicionales.

A partir del apilamiento de sigmoides conformando el de set de sigmoides y del apilamiento de sets en cosets de *sigmoides* se pueden definir cuatro cortejos sedimentarios: 1) "sistema progradante de bajo nivel"; 2) "cortejo agradante"; 3) "cortejo progradante de alto nivel" y 4) "cortejo de *offlap*" (figura 16 y 17).

1) El cortejo progradante de bajo nivel se forma durante la fase del nivel del mar bajo dentro de los ciclos eustáticos. Están caracterizados por una relativa progradación de las facies de frente arrecifal y con un desarrollo pobre o ausente de las facies de *lagoon* mientras que las facies de talud y plataforma abierta están poco desarrolladas y se acuñan hacia cuenca.

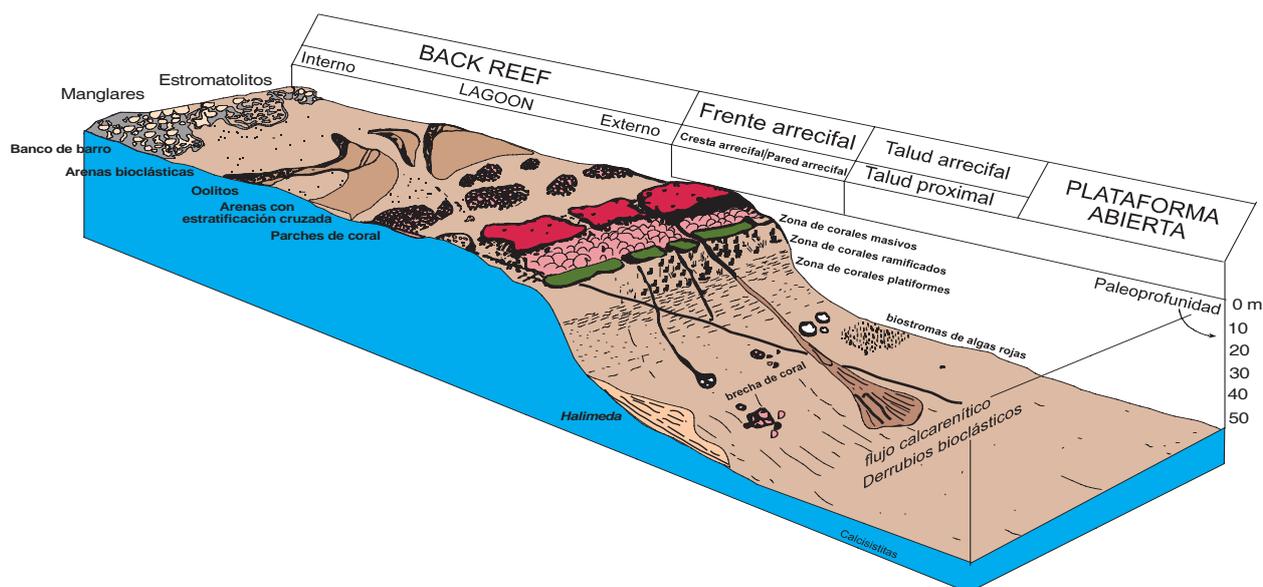


Figura 14. Modelo deposicional de facies en el Complejo Arrecifal (Modificada de Pomar, 1991)

2) El cortejo agradante se caracteriza por un desarrollo importante de todos los cinturones de facies, desde el *lagoon* hasta las facies de plataforma abierta. Los depósitos de *lagoon* solapan expansivamente el sistema de bajo nivel y/o la superficie de erosión sobre la unidad acrecional precedente. Se forma durante la fase de ascenso del nivel del mar.

3) El cortejo de alto nivel se forma durante la fase de nivel del mar alto. Recubre hacia cuenca el sistema agradante y están caracterizados por una sensible progradación del frente arrecifal (truncados a techo por una superficie de erosión), facies de talud acuñándose hacia cuenca y una condensación volumétrica de las facies de plataforma abierta. Las facies de talud son relativamente delgadas durante este episodio y las facies de *lagoon* normalmente no se conservan.

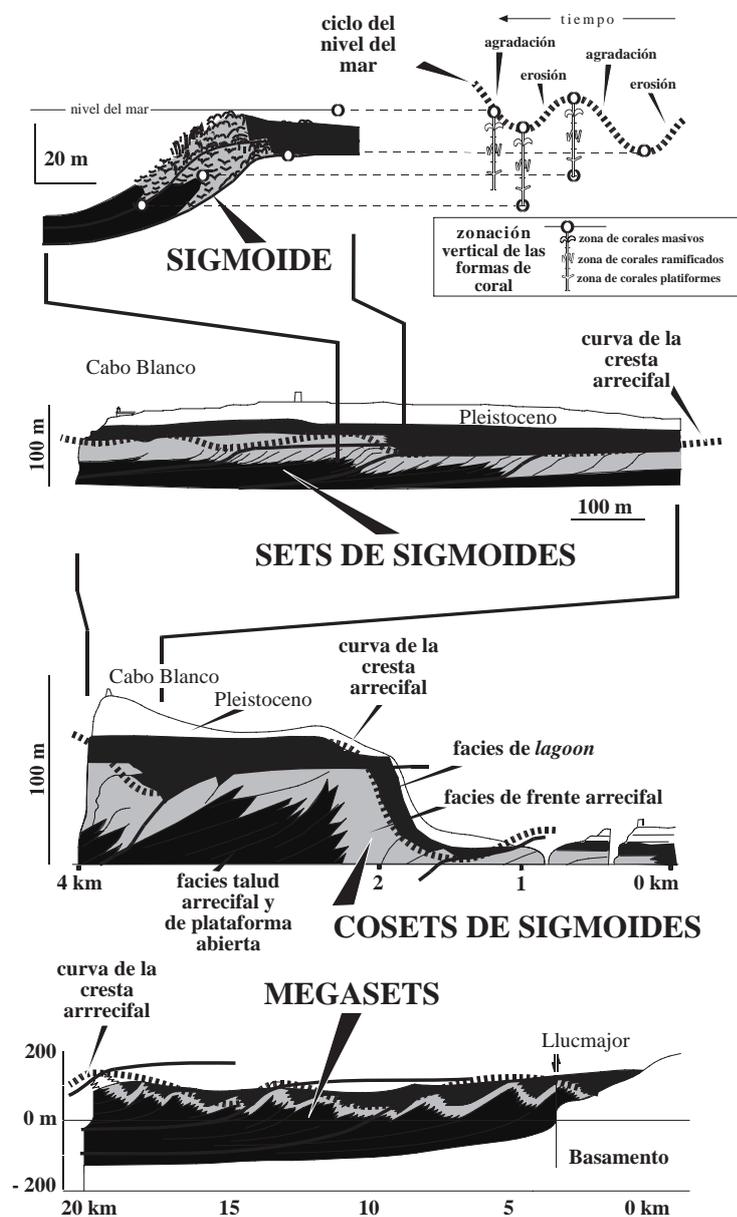


Figura 15. Secuencias deposicionales de alta frecuencia establecidas a partir de los afloramientos en los acantilados del sur de la plataforma de Lluçmajor, así como datos de sondeo. La secuencia básica, el sigmoide, se formó durante el ciclo de 7º orden del nivel del mar. La curva de la cresta arrecifal está definida por la sucesiva posición de la propia cresta del arrecife. Las unidades básicas acrecionales están apiladas en diferentes magnitudes de unidades acrecionales de mayor escala: sets, cosets y megasetes. La curva de la cresta arrecifal refleja la magnitud relativa de la fluctuación del nivel del mar durante la progradación (Pomar, et al., 1996)

4) El cortejo de *offlap* se forma durante la caída del nivel del mar. Se caracteriza por una progradación del frente arrecifal sobre las facies de talud del sistema progradante anterior. Durante este episodio no se depositan sedimentos de *lagoon* y las facies de plataforma abierta están volumétricamente muy condensadas. La base del sistema es una superficie de *downlap* y su techo una superficie de erosión.

La progradación del Complejo Arrecifal, a lo largo de unos 20 km en la plataforma de Lluçmajor, refleja un marco deposicional postectónico, que se pone de manifiesto por la dimensión de la plataforma, que apenas ha sufrido subsidencia (Pomar, 1991). En este contexto, la progradación de la plataforma de Lluçmajor fue más extensa hacia el SO donde dominaban condiciones de aguas poco profundas. Por el contrario, en el margen de la cuenca de Palma, la progradación no superó los 2 km, debido a que las condiciones de sedimentación se produjeron en aguas más profundas y sobre un basamento con más pendiente. La progradación del Complejo Arrecifal fue más extensa durante las caídas del nivel del mar en aquellas zonas donde el perfil deposicional presentaba una pendiente suave (Pomar y Ward, 1995).

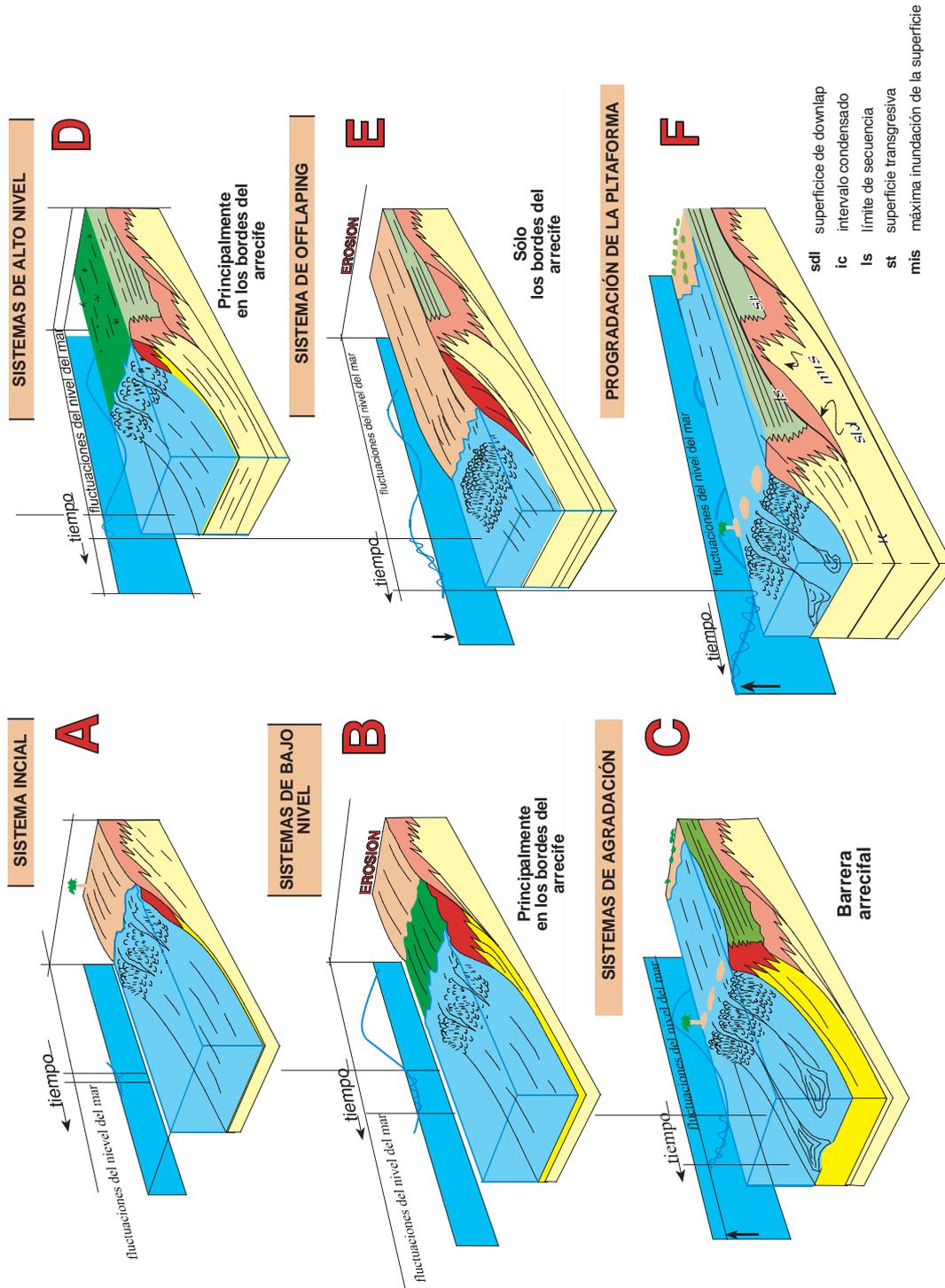


Figura 16. Bloque diagrama de los sistemas de empaquetamiento jerárquico de facies según el modelo de unidades acrecionales dentro de los set y cosets en respuestas a los ciclos del nivel del mar (Pomar y Ward, 1994)

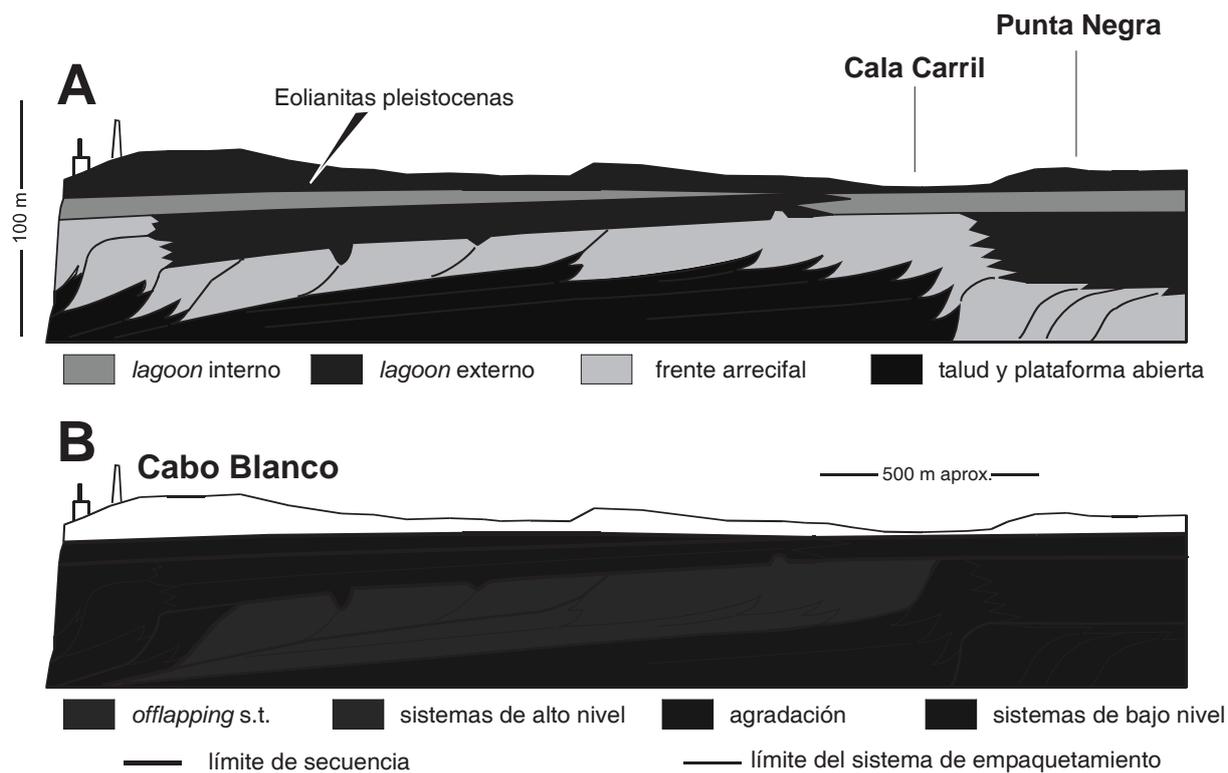


Figura 17. Corte mostrando el empaquetamiento de las facies y los límites que definen los sets de sigmoides y cosets de sigmoides (A y B), trazado a partir de un fotomosaico de los acantilados desde Punta Negra hasta Cabo Blanco (Pomar et al., 1996)

### 4.3. Plataforma de Santanyí

La plataforma de Santanyí, coincidente con el dominio geomorfológico de la Marina de Llevant, es el segundo ejemplo objeto de estudio (figura 18). Aflora en los acantilados costeros del SE de Mallorca (figura 9 B), entre las localidades de Sa Creta y Punta de N'Amer. Su perímetro de costa es de 85 km aproximadamente con alturas de hasta 35 m cerca de Cala Murta (figura 19). En la



Figura 18. Vista aérea de la plataforma de Santanyí en la zona de Llobards, Santanyí, Mallorca

zona costera de la Marina de Santanyí se pueden distinguir 4 sectores en función de las facies que conforman los acantilados desde su zona más occidental a la más septentrional. 1) Esta disposición de facies está determinada fundamentalmente por la tectónica postmiocena. La plataforma

de Santanyí está formada por dos unidades litoestratigráficas: El Complejo Arrecifal y la Unidad Calizas de Santanyí. Entre estos acantilados, se puede abordar con gran detalle las facies que componen las Calizas de Santanyí. Sin embargo, no se puede observar, como sucedía en la plataforma de Lluçmajor, la arquitectura de facies del Complejo Arrecifal, ya que éste aflora discontinuamente en la costa y escasamente hacia el interior (figura 28). Ello es, en parte, debido a la existencia de un cierto paleorrelieve a techo del Complejo Arrecifal, así como a un basculamiento posterior de la plataforma de Santanyí, como ya pusieron de manifiesto Fornós (1983) y Fornós et al. (1991).



Figura 19. Vista panorámica de la plataforma carbonática de Santanyí desde la localidad de Cala Salmunia en dirección al SO, Santanyí, Mallorca

Entre Cap de Ses Salinas y Sa Creta, los acantilados están formados sobre eolianitas pleistocenas (estudiadas por Butzer y Cuerda, 1962); 2) desde Sa Creta hasta S'Algar, facies de *lagoon* del Complejo Arrecifal y Calizas de Santanyí; 3) desde S'Algar hasta Na Magrana, facies de talud del Complejo Arrecifal; y 4) desde Na Magrana hasta Porto-Cristo, facies de *lagoon* del Complejo Arrecifal y, a techo, Calizas de Santanyí (figura 20).

#### 4.3.1. El Complejo Arrecifal: descripción y distribución de las facies

Las facies del Complejo Arrecifal en la plataforma de Santanyí afloran de forma discontinua entre Sa Creta y Porto-Cristo (figura 28). Se han diferenciado tres asociaciones de facies similares a las correspondientes a la plataforma de Lluçmajor: 1) *lagoon* (externo y medio), 2) talud arrecifal (distal y proximal) y 3) frente arrecifal (figura 28).

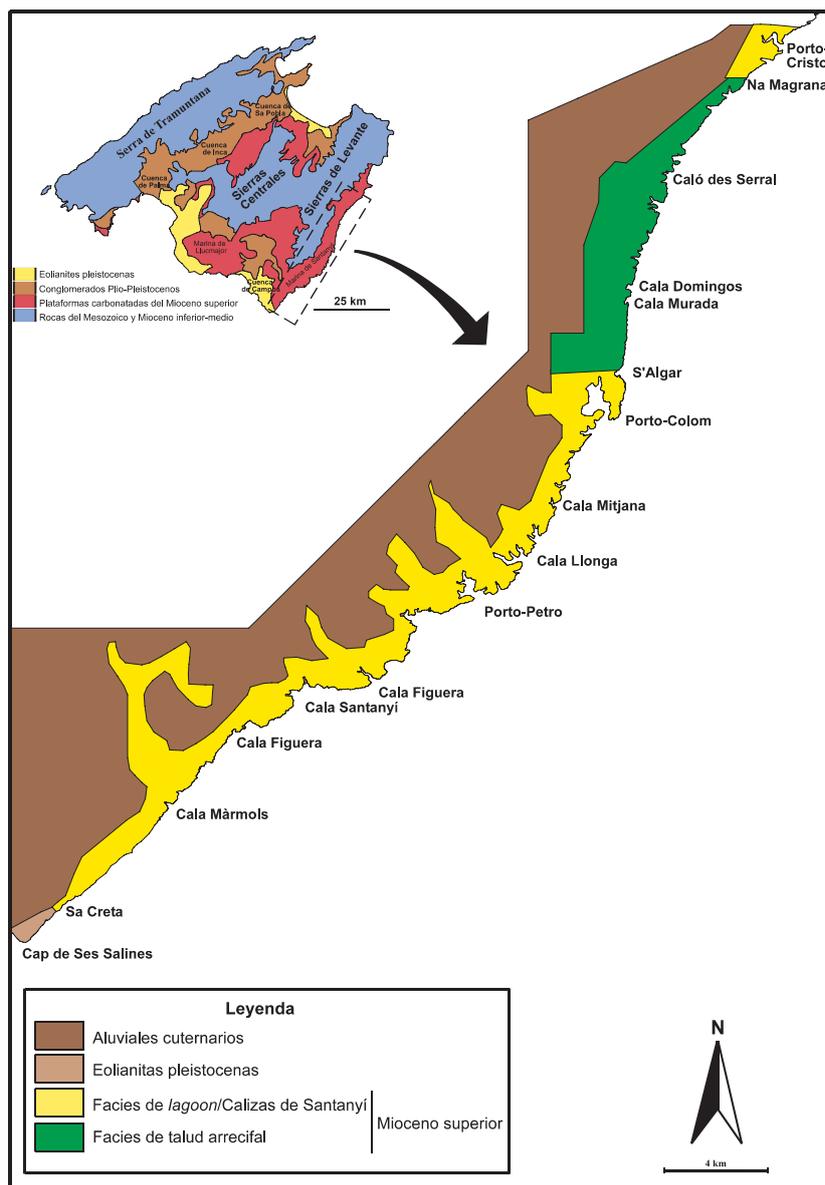


Figura 20. Mapa geológico de la plataforma de Santanyi

### Las facies de lagoon

Están constituidas por estratos horizontales limitados por superficies de erosión. El espesor de los afloramientos de *lagoon* varía entre 3 m y 25 m. Pueden diferenciarse en esta plataforma facies de: *lagoon* externo y *lagoon* medio. En la plataforma de Santanyi, el *lagoon* externo se dispone por detrás del frente arrecifal (figura 28). El *lagoon* medio ocupa un área intermedia hacia tierra por detrás del *lagoon* externo (figura 28). Localmente es posible observarlo en las paredes verticales de determinadas calas entre S'Amarador y Porto-Colom. No se han observado aquí facies de *lagoon* interno. Ello es probablemente debido a la ausencia de afloramientos continuos y suficientemente extensos en la dirección de polaridad sedimentaria (*depositional dip*). Por el contrario, casi la totalidad de los afloramientos costeros, a excepción de las incisiones de las calas, son perpendiculares a la dirección de polaridad sedimentaria (*depositional strike*) y la mala calidad de los afloramientos existentes en los márgenes de los cauces de los torrentes no permite su observación y análisis.

### *Lagoon externo*

Estas facies son similares a las de la plataforma de Lluçmajor, con estratos horizontales limitados por superficies de erosión (figura 21). Afloran entre Sa Creta y S'Algar y desde Na Magrana hasta Porto-Cristo (figura 28). Son facies donde dominan las capas de *grainstones* esqueléticos y *packstones* que típicamente contienen parches de corales cuya dimensión horizontal varía en los afloramientos costeros de 2 a 10 m y su altura entre 0,5 y 7 m (figura 21 y 23). Las colonias coralinas están en posición de vida y pertenecen a dos géneros: *Tarbellastraea* y *Porites*. *Siderastraea* no ha sido observada (común en las facies de *lagoon* externo de Cala Pi). Adyacentes a los parches de coral se han observado pequeños taludes formados por *grainstone-packstones*, con brechas de coral (*rudstone-floatstones*). Estos sedimentos pueden presentar estratificación interna cuando la bioturbación es débil.

Entre las localidades de Cala Màrmols y es Cala Salmunia, las facies de *lagoon* externo afloran pocos metros por encima del nivel del mar (figura 28), a excepción de un tramo entre es Calò des Moro y Caló d'en Ferrà. Están formadas por *grainstone-packstones* y localmente *rudstones*. Los componentes principales son fragmentos de moluscos, bivalvos, gasterópodos, corales (*Porites*) y algas rojas. En la Punta de N'Agustinello se han observado parches de coral entre 2 y 10 m de



Figura 21. Detalle de las capas de *lagoon* externo

diámetro y 5 y 7 m de altura. El núcleo está formado por colonias coralinas en posición de vida, con pequeños taludes asociados formados por *grainstone-packstones*. Los flancos de los parches presentan fragmentos de corales (*rudstone-floatstone*). En estas bioconstrucciones el género dominante es *Porites*.

Desde Caló des Moro hasta el Caló d'en Ferrà el *lagoon* se extiende 1,2 km, alcanzando 12 m de espesor visible (sobre el nivel del mar), en la localidad de Calò des Moro (figura 22 y 28). Está formado por *grainstones* y *packstones* (y localmente *rudstones*). Los componentes principales son algas rojas, equinidos, bivalvos, gasterópodos, foraminíferos bentónicos, *Halimeda* y fragmentos de coral, entre otros (figura 22). Se observaron a techo de la secuencia del *lagoon*, parches coralinos en forma de domo, con diámetros entre 3 y 4 m y una altura de 3

m (figura 23). En los flancos de los parches de coral se han desarrollado taludes formados por *grainstone-packstones*. El coral dominante es *Porites*.

Desde el Caló d'en Ferrà hasta Cala Figuera, las facies de *lagoon* externo afloran escasamente,

llegando a desaparecer por debajo del nivel del mar en algunos tramos debido al basculamiento de la plataforma y al paleorrelieve (figura 28). El espesor medio de afloramiento del *lagoon* en esta zona es de 2 a 3 m. En Cala Figuera, estas facies afloran en el perímetro de la misma entre 4 y 6 m por encima del nivel del mar. La presencia de parches arrecifales en el *lagoon* conteniendo corales puede deducirse de la abundante presencia de los clastos de corales existentes en las brechas de los paleocolapsos.

Desde Cala Figuera hasta Porto-Colom, las facies de *lagoon externo* varían de potencia, desapareciendo en algunos tramos. El espesor medio de afloramiento en esta zona es de entre 2 y 5 m, aproximadamente. Están compuesta por capas de *grainstones* y *rudstones*, donde los componentes principales son foraminíferos, algas rojas, equínidos, moluscos, bivalvos y fragmentos de coral (figura 24). Se han observado localmente parches de coral con dominio del género *Porites*.

Desde Porto-Colom hasta S'Algar el *lagoon externo* aflora extensamente (figura 28), alcanzando en Porto-Colom 21 m de potencia visible. En esta localidad se distinguen dos tramos claramente diferenciados. El primero, con 15 m de espesor, está compuesto por capas de *grainstones* con laminación paralela que, verticalmente, pasa a capas de *rudstones*. En este nivel los estratos presentan abundante fauna, representada principalmente por bivalvos, aunque localmente se observan algas rojas y fragmentos de coral.

Gradualmente, a través de unos niveles laminados muy bioturbados se pasa al nivel superior, de 6 m de espesor. Este tramo presenta una estratificación muy difusa debido a procesos de karstificación. Está compuesto por fragmentos de coral, esencialmente *Porites*, y, en menor medida, *Tarbellastraea*, aunque Fornós (1983) cita la presencia de *Montastraea*.

En S'Algar, los afloramientos de las facies de *lagoon*, que se observan en su parte meridional, quedan interrumpidos bruscamente, de forma que en los acantilados al N de S'Algar afloran facies de talud arrecifal (figura 28). El contacto entre estas dos facies se halla cubierto por depósitos calcareníticos pleistocenos y aluviales cuaternarios. Sin embargo, el estudio de la fracturación asociada ha permi-

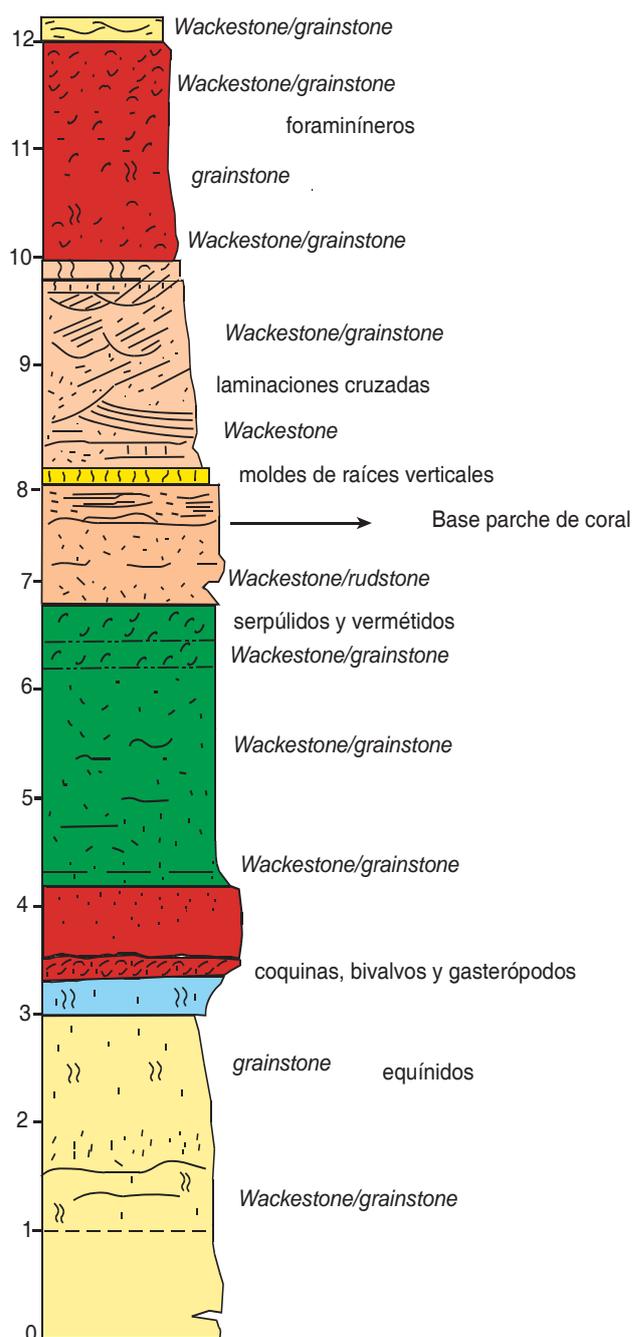


Figura 22. Columna del *lagoon externo* en es Caló des Moro, Santanyi, Mallorca

tido establecer que dicho contacto corresponde a una falla, en dirección N 95° E (figura 28) (ver parte III).

Entre S'Algar y Na Magrana (figura 28) los acantilados se han desarrollado sobre facies de talud arrecifal, localidades con sus correspondientes facies de frente arrecifal afloran en el talud de la carretera PM-4014 cerca de Porto-Cristo (figura 28)



Figura 23. Parches de coral en las facies de lagoon externo del Complejo Arrecifal en es Caló des Moro, Santanyí, Mallorca



Desde Na Magrana hasta Cala-Murta, las facies de lagoon afloran con espesores visibles que varían desde 2 m hasta 25 m en las proximidades de Porto-Cristo (figura 28). Están compuestas generalmente por *grainstones* y *rudstones*, donde aparecen como componentes principales miliólidos, foraminíferos, algas rojas, equínidos, gasterópodos, moluscos y fragmentos de coral.



Figura 24. Corales (género *Tarberastraea*) en los parches coralinos de las facies de lagoon externo de Porto-Colom

Adicionalmente, se ha observado un afloramiento de *lagoon* externo sobre facies del frente arrecifal en una trinchera cercana a la localidad de Cala Romántica. El espesor no supera 1 m. Está compuesto por capas de *grainstones* con laminación. Los componentes observados son algas rojas, gasterópodos y bivalvos.



Figura 25. Facies de talud distal subyacentes a las facies de talud proximal. Cala Antena, Felanitx, Mallorca

### *Lagoon medio*

Estas facies han sido reconocidas en el interior de algunas calas y también de algunos caminos rurales entre S'Amarador y Porto-Colom (figura 28). Se caracterizan por una estratificación difusa y compuestas por *packstones* y *grainstones* bioclásticos. Los componentes principales observados son algas rojas, foraminíferos bentónicos, *Halimeda* y moluscos. No se han observado colonias arrecifales.

### *Las facies de talud arrecifal-plataforma abierta*

En la plataforma de Santanyí afloran en los acantilados costeros a lo largo de 16 km entre S'Algar y Na Magrana, y en la trinchera de un camino rural asfaltado (cerca de Cala Romántica) (figura 28). Presentan un espesor visible en el afloramiento de hasta 10 m de potencia. Se han diferenciado facies de talud distal y proximal.

### *Facies de talud distal*

Muy bioturbadas, presentan estratificación difusa y sus buzamientos originales no superan los 10° (figura 25). Están constituidas por *packstones* de grano fino con fragmentos de algas rojas y moluscos. Los megafósiles más característicos en estas facies son rodolitos y ostreidos. Presentan espesores de entre 1 y 8 m. Han sido observadas en los acantilados de Cala Antena (figura 28).

### *Facies de talud proximal*

Las capas de talud proximal presentan un buzamiento entre 10° y 30°. Están formadas por *grainstones* y *packstones* de grano grueso y *rudstones/floastones*. Los fósiles más característicos son fragmentos de algas rojas, corales, bivalvos, gasterópodos, equínidos y *Halimedas*. En los acantilados del margen meridional de S'Algar y Cala Antena (figura 25 y 26) pueden observarse facies de talud proximal compuestas por *packstones/grainstones* de grano grueso y *floatstones* de moluscos, por encima de las facies de talud distal de grano muy fino (figura 28). Presentan espesores de entre 3 y 10 m.



Figura 26. Facies de talud proximal en el margen NE de S'Algar

### *Facies de frente arrecifal*

Las facies de frente arrecifal se han observado de forma puntual en afloramientos de escaso espesor y poca extensión; 1) en la trinchera de la carretera PM-4014, cerca de la localidad de Porto Cristo (figura 27 II-A), 2) cerca de Cala Varques 3) en una sección de carretera rural entre Cala Murada y Cala Mendia, y 4) en la punta SE de Cala Figuera (figura 28). Todos los afloramientos observados están formados por colonias masivas hemisféricas y/o columnares, donde están presentes los géneros de coral, *Porites* (en Cala Figuera), *Porites* y *Tarbellastraea* (entre Cala Murada y Cala Antena) y únicamente *Tarbellastraea*, cerca de las localidades de Cala Varques y Porto-Cristo (figura 27, A, B,C). Presentan abundantes restos de organismos incrustantes y perforantes (esponjas, algas rojas y cianobacterias). Los espacios intercorales están rellenos normalmente por depósitos esqueléticos de organismos con textura *grainstone-packstone* y/o *wackestone*.

En Cala Figuera, se observa un cambio lateral de facies bien estratificadas (*lagoon* externo) a facies sin estratificación, compuestas por corales de frente arrecifal donde únicamente ha sido observado el género *Porites*. Este cambio de facies es similar al que se produce en Cala Pi (figura 29-1).

#### 4.3.1.1.- Distribución de las facies

La disposición espacial de los cinturones de frente arrecifal, *lagoon* externo y talud (distal y proximal) en la plataforma de Santanyí, puede interpretarse en base al modelo de la arquitectura de



Figura 27. (A) Facies de frente arrecifal en la trincher de la carretera PM-4014, cerca de la localidad de Porto Cristo. (B y C) detalle de corales en posición de vida género *Tarbellastraea*

facies para la plataforma de Lluçmajor. Sin embargo, la progradación del Complejo Arrecifal, con sus correspondientes ascensos y descensos del frente arrecifal, no puede observarse en la plataforma de Santanyí ya que no existe ningún afloramiento que muestre la arquitectura de facies en dirección paralela a la progradación (dirección de la polaridad sedimentaria). No obstante, el análisis de los afloramientos existentes permite, de acuerdo con el modelo del Complejo Arrecifal en la plataforma de Lluçmajor, interpretar la distribución de los cinturones de facies. De esta interpretación se han diferenciado dos dominios separados por dos fallas en dirección que parecen tener una componente vertical:

En S'Algar, el contacto entre las facies de *lagoon* externo, en su margen meridional, a talud, en el margen oriental, está controlado por una falla en dirección N 95° E (ver parte III, figura 54). Las facies de talud se extienden hasta Na Magrana (figura 28).

En Na Magrana, el contacto entre las facies de talud, en su margen meridional, y de *lagoon* externo, en el margen oriental, está controlado por una falla N 90° E (ver parte III, figura 58). Las facies de *lagoon* externo se extienden al N de Porto-Cristo (figura 28).

En el dominio I, el frente arrecifal aflora en la punta meridional de Cala Figuera, entre

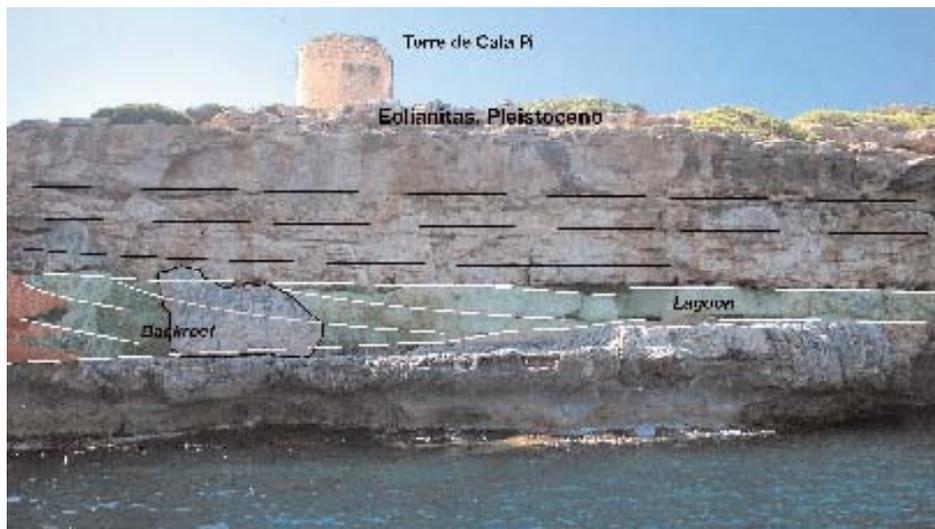
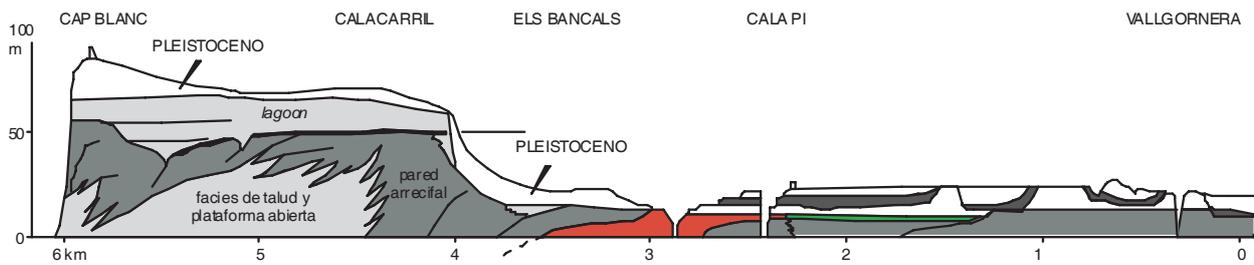


Figura 29-1. Cambio lateral de facies de lagoon externo a facies de frente arrecifal en Cala Pi, similar a la que se observa en la punta de Cala Figuera

Cala Domingos y Cala Antena, en Cala Varques y cercana a la localidad de Porto-Cristo, a partir del cual los depósitos de talud/cuenca se disponen hacia la costa (figura 28).

En el dominio 2 únicamente aparecen facies de lagoon externo con parches de coral entre Cala Màrmols y S'Algar, y Na Magrana y Porto-Cristo (figura 28).

#### 4.3.2. Calizas de Santanyí: descripción y distribución de las facies

La unidad litoestratigráfica superior (Formación Calizas de Santanyí; Fornós y Pomar, 1984),

ha sido atribuida al Messiniense (Fornós *et al.*, 1989) y contiene diversidad de facies, incluidas calizas oolíticas y estromatolíticas. Su límite inferior lo constituye una superficie de erosión a techo del Complejo Arrecifal, mientras que el límite superior está caracterizado por una rasa de abrasión que se extiende por gran parte de la Marina de Llevant, localmente recubierta por depósitos litorales pleistocenos. El espesor de esta unidad es variable, pero no supera los 30 m de potencia. Aflora en los acantilados costeros desde Cala Màrmols hasta Porto-Colom y desde Na Magrana hasta Porto-Cristo. Aunque facies similares a las calizas oolíticas y estromatolíticas se atribuyen al Messiniense como una unidad estratigráfica independiente en otras cuencas mediterráneas (Complejo Terminal Messiniense), en Mallorca esta atribución es más problemática (Fornós *et al.*, 1989; Pomar *et al.*, 1996). Ello se debe, a que la progradación de la plataforma arrecifal termina con una caída importante del nivel del mar y en posición de cuenca los depósitos coetáneos de los últimos episodios arrecifales se hallan recubiertos por depósitos dolomíticos de fauna salobre, sin que se conozcan por encima depósitos atribuibles a una trasgresión posterior Messiniense (Pomar *et al.*, 1996).

Las distintas facies que forman la Unidad Calizas de Santanyí fueron descritas por Fornós (1983, 1987) y Fornós y Pomar (1983 a y b, 1984) y en ella se han distinguido cuatro asociaciones de facies (figura 29):

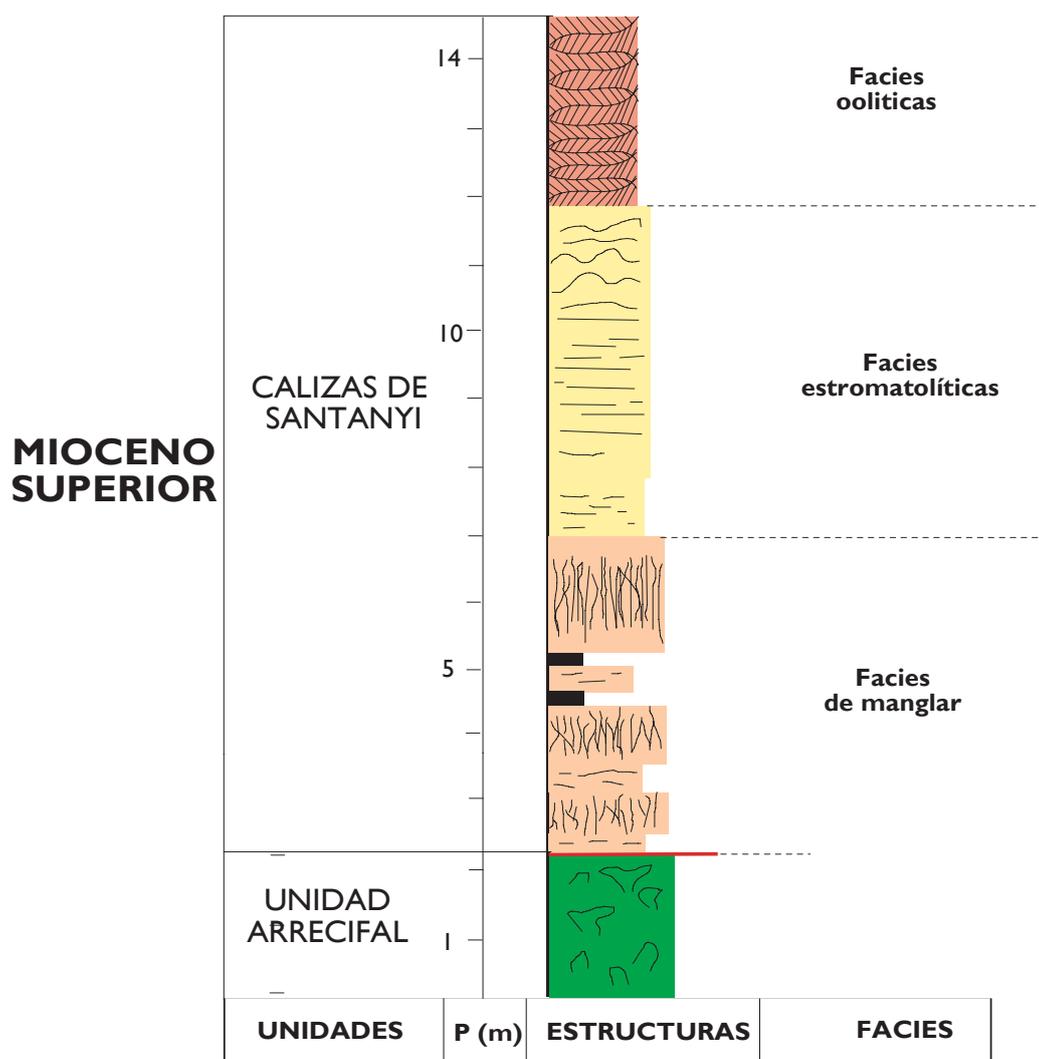


Figura 29. Columna sintética de la Unidad Calizas de Santanyí (Fornós y Pomar, 1983)

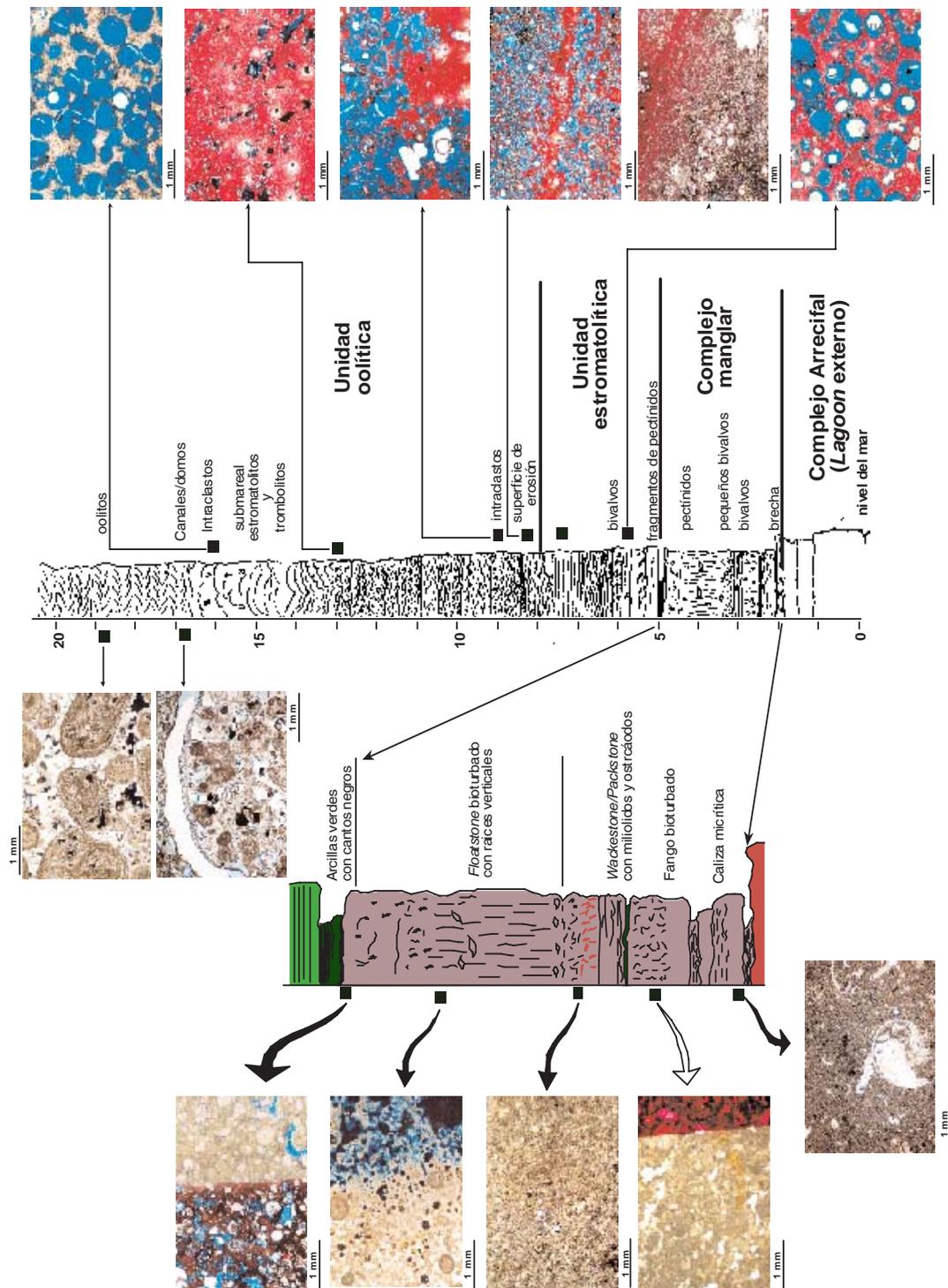


Figura 30. Columna estratigráfica y láminas delgadas realizadas en una sección en el Mirador des Pontàs, Santanyi, Mallorca

- 
- El Complejo Manglar
  - La Unidad estromatolítica inferior
  - La Unidad oolítica
  - La Unidad estromatolítica superior

Lateralmente, estas facies presentan gran continuidad, aunque en ocasiones se acuñan y algunos niveles no afloran. En el Mirador des Pontàs se ha levantado una columna tipo, en la que se han realizado láminas delgadas para el análisis de componentes y litologías (figura 30).

### *El Complejo Manglar*

En la plataforma de Santanyí, el Complejo Manglar está formado por diversos niveles calcareníticos de *grainstones*, *packstones*, *wackestones* y *mudstones*, con presencia abundante de organismos de aguas poco profundas (figura 30 y 31 A y B). El espesor de esta asociación de facies es irregular a lo largo de la costa, oscilando entre los 2,3 m en el Caló den Perdiu hasta los 8,4 m en el Caló des Burxill (Fornós, 1983). La superposición de diferentes niveles da lugar a distintas secuencias, que se pueden agrupar en tres ciclos progradantes y expansivos (Fornós y Pomar, 1983 a). En esta Unidad se distinguen cuatro subfacies descritas por Fornós y Pomar (1983 a):

*Nivel calcarenítico con bioturbación vertical:* el espesor de este nivel varía entre 1 y 1,7 m. Está compuesto por calcarenitas (*packstone-grainstones*) que presentan como componentes principales miliólidos y más excepcionalmente pectínidos y ostreidos. Estos últimos también se hallan en la base de estas facies.

*Nivel de fango carbonático bioturbado:* presenta un espesor total entre 1 y 2 m, con una estratificación horizontal fina. Los contactos a base y techo son graduales si pasan a niveles calcareníticos, o netos, si se ponen en contacto con el nivel de arcillas verdes. Está formado por micrita (*wackstone*), en el que los componentes esqueléticos más importantes son los miliólidos y algunos texturálidos.

*Niveles calcareníticos bioclásticos:* constituidos por capas calcareníticas bioclásticas de *grainstones*, que lateralmente pasan a niveles bioturbados. Su espesor varía entre 0,5 y 3 m. El contacto de la base con los niveles de arcillas verdes suele ser erosivo. Los principales componentes son fragmentos de gasterópodos y bivalvos, con abundancia de foraminíferos.

*Niveles de arcillas verdes con cantos negros:* presentan fauna marina donde destacan componentes como *Elphidium crispum* (Linneo), *Valvulineria bradyana* (Fornassini), mezclados con ostrácodos y gasterópodos continentales embrionarios.

En el Mirador des Pontàs, el Complejo Manglar se dispone sobre una superficie de erosión a techo del Complejo Arrecifal (figura 30 y 31B). Presenta un espesor de 3 m y en la base presenta un tramo de caliza micrítica que evoluciona a niveles calizos con presencia de moluscos y ostrácodos (figura 30). Por encima, se observa un nivel muy noduloso bioturbado que pasa gradualmente a depósitos *packstone-wackestones* con presencia de miliólidos y ostrácodos. De forma suprayacente se dispone un nivel de *floatstones* con pectínidos y gasterópodos con estructuras de raíces dispuestas verticalmente (figura 30 y 31 A y B). De forma suprayacente se dispone un nivel de arcillas verdes con cantos negros de unos 30 cm de espesor, con fragmentos de moluscos. Los resultados del análisis de Rayos X sobre muestras de arcillas, revela una compo-

sición predominante de esmectita e illita con presencia de cuarzo y calcita, esta última consecuencia de la disgregación de la roca encajanet o algún fósil.

#### *La Unidad estromatolítica inferior*

Por encima del Complejo Manglar y del nivel de arcillas verdes aparece la denominada Unidad estromatolítica inferior. Presenta un espesor entre 2 y 3 m, según las localidades. En el Mirador des Pontàs, en la base se observa un nivel oolítico con *grainstones*, que pasan gradualmente a estructuras de *ripples* de oscilación con bivalvos. Estas capas pasan gradualmente a niveles laminados estromatolíticos, y a techo, a domos estromatolíticos de hasta 2 m de diámetro y 20 cm de altura (figura 30 y 32 A y B).

#### *La Unidad Oolítica*

Por encima de las facies estromatolíticas, y mediante un contacto erosivo se dispone la Unidad Oolítica, con un espesor entre 5 y 20 m según las localidades (Fornós, 1983). En el Mirador des Pontàs, a base de la unidad se observa un nivel de intraclastos con alternancia de niveles oolíticos con estratificación y que pasa a niveles de *grainstones* oolíticos con estratificación cruzada y *ripples* de oscilación, alternado con niveles de *grainstone* con bivalvos de laminación muy fina (figura 30 y 33). Los niveles de *grainstones* oolíticos (*trough cross stratification*) se alternan niveles ricos en intraclastos y también grandes domos con estructuras estromatolíticas y trombolíticas (figura 30). Este nivel evoluciona a otro de *grainstones* oolíticos con fragmentos de moluscos que presentan estratificación cruzada (figura 30 y 33).



Figura 31 A y B.- Detalles de las facies del Complejo Manglar de la Unidad Calizas de Santanyí. Mirador des Pontàs, Santanyí, Mallorca

#### *La Unidad estromatolítica superior*

Como último intervalo y sobre las unidades descritas anteriormente se sitúa la Unidad estromatolítica superior, con un espesor entre 1 y 6 m. Aflora puntualmente en localidades como Punta d'es Bous y Cala Salmunia (Fornós, 1983). Se trata de niveles formados por laminaciones estromatolíticas de tipo columnar, que llegan a formar domos de hasta 2 m de diámetro en la base. Presenta características diagenéticas muy particulares, que parecen indicar una secuencia regresiva (Fornós, 1983). En el Mirador des Pontàs este nivel no aflora.



Figura 32. Detalles del nivel estromatolítico inferior de la Unidad Calizas de Santanyí. A) Formaciones de domos estromatolíticas. B) Laminaciones estromatolíticas. Mirador d'es Pontàs, Santanyí, Mallorca

#### 4.3.2.1. Modelo deposicional, arquitectura de facies y cambios del nivel del mar

Las facies de la Caliza de Santanyí presenta notables diferencias con respecto al del modelo descrito para el Complejo Arrecifal. La sucesión de facies que presenta el Complejo Arrecifal es un modelo deposicional donde las unidades acrecionales se empaquetan de forma agradante y progradante y reflejan la alta frecuencia relativa de fluctuación marina. Por el contrario, en la Caliza de Santayí, los cinturones de facies se disponen solamente en



Figura 33.- Nivel oolítico de la Unidad Calizas de Santanyí. Detalle de las estratificaciones cruzadas de tipo trough y ripples de oscilación, Mirador de es Pontàs, Santanyí, Mallorca

una sucesión agradante. Consecuentemente, lo mismo que las facies de lagoon arrecifal, tan solo pueden agrandar durante las fases de ascenso del nivel del mar si éste sumerge la plataforma previa. Por el contrario, durante las fases de descenso del nivel del mar, la plataforma puede emerger y ser expuesta a procesos de exposición subaérea. Se han descrito dos magnitudes diferente de unidades acrecionales, reconocidas a partir del estudio de las facies que componen la Caliza de Santayí (Fornós, 1983), aunque no es posible realizar una estimación de la amplitud de las oscilaciones marinas.

Asociado al empaquetamiento agradante, se ha observado el carácter expansivo y pulsante de la secuencia de la Caliza de Santayí, que se caracteriza tanto a partir de la naturaleza de las facies como por su relación con los truncamientos erosivos. Existe una clara evolución vertical desde facies intermareales con facies de manglar, estromatolitos a intercalaciones de arcillas, a depósitos submareales, donde dominan la deposición de oolitos, que intercalan grandes domos estromatolíticos-trombolíticos submareales (figura 29 y 34).

I. La superposición de diferentes niveles en el Complejo Manglar, que da origen a varias secuencias, en algunas localidades hasta tres ciclos, responde a una propagación lateral sucesiva (*onlap*) sobre una superficie de erosión a techo del arrecifal debido a un ascenso del nivel del mar e inundación de la superficie de exposición subaérea previa (figura 34) (Fornós, 1983).

2 La Unidad Estromatolítica inferior, supone un nuevo pulso de ascenso del nivel del mar

3. La deposición de facies oolíticas con evolución de condiciones intermareales a submareales es de nuevo un pulso de ascenso del nivel del mar

4. La Unidad Estromatolítica superior, intermareal, es probablemente la colmatación de la plataforma y/o inicio de la regresión marina

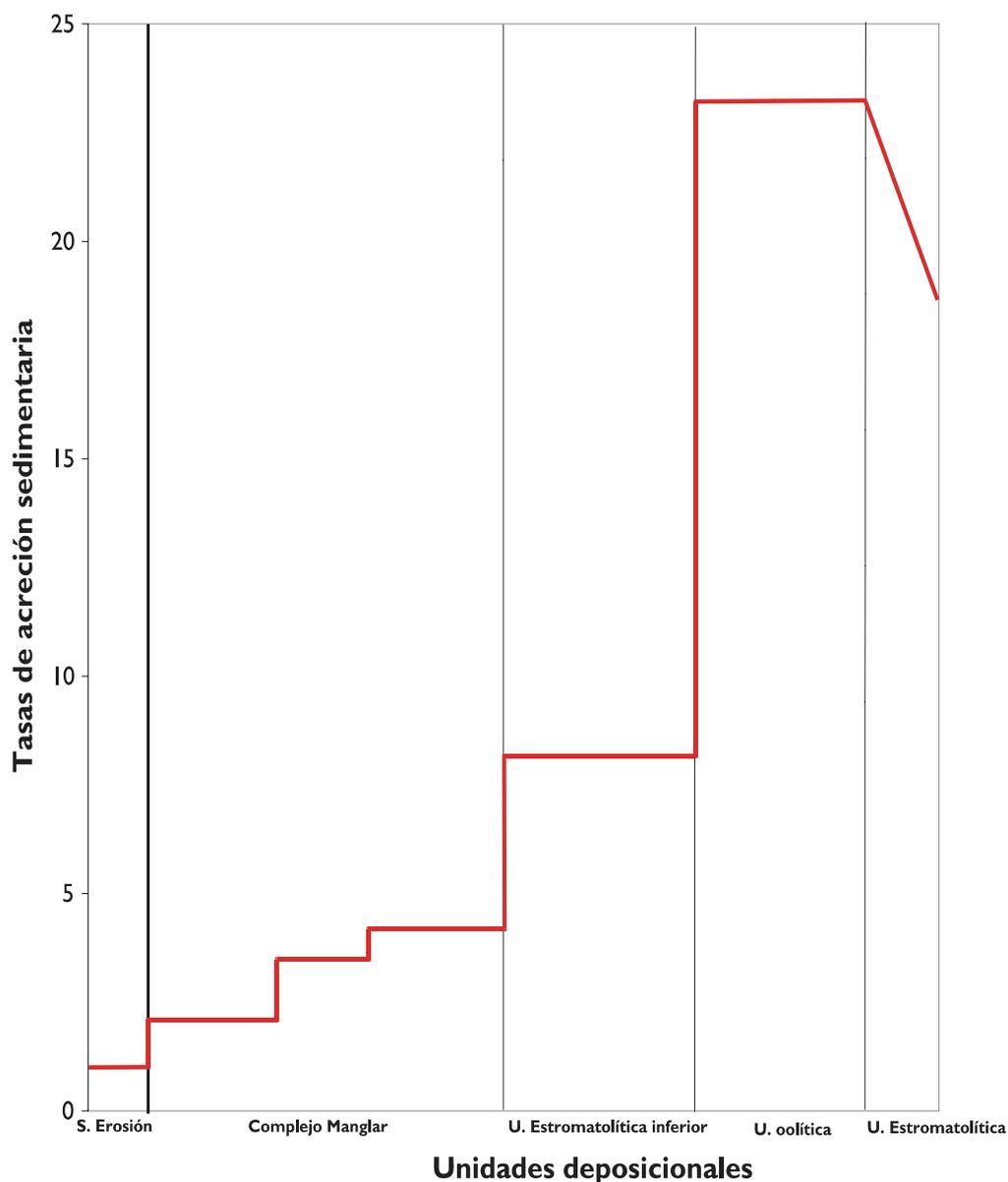


Figura 34. Ciclos de deposición-erosión de la distintas facies de la Caliza de Santanyi, según las unidades deposicionales descritas (Fornós, 1983)

---

#### 4.4. Discusión

Así pues, la sucesión de facies de las Calizas de Santanyí presenta características similares a las que manifiestan las facies de lagoon en la plataforma arrecifal, particularmente a nivel organizativo de los cosets de sigmoides.

Tanto las Calizas de Santanyí como las capas de *lagoon* de un coset de sigmoides, aparecen en una sucesión de estratos que representan facies intermareales a la base. Este set inferior representa la inundación inicial de la parte alta de la plataforma arrecifal que previamente había estado emergida. Cada una de las capas individuales pueden relacionarse, en el caso de las facies de *lagoon* arrecifal, con ciclos eustáticos de más alta frecuencia (Pomar 1991; Pomar *et al.*, 1996). A este set de capas con facies intermareales (*lagoon* interno en la plataforma arrecifal, manglar, estromatolitos, paleosuelos y arcillas verdes (en las Calizas de Santanyí) se le superpone una secuencia de capas con facies submareales. En el Complejo Arrecifal corresponde a las capas de *lagoon* externo, que se depositaron durante el ascenso del nivel del mar y que pasan a facies de *lagoon* interno en dirección a tierra y, localmente, depósitos de playa (*shoreface* superior, *foreshore*: Cala Beltrán, Cala Pi). En las Calizas de Santanyí, corresponden al cinturón oolítico con grandes domos estromatolíticos y que, hacia tierra, pueden presentar facies de playa (Porto-Colom).



---

## **PARTE III**

# **ANÁLISIS DE LOS LINEAMIENTOS Y FRACTURAS EN LA PLATAFORMA CARBONÁTICA DE SANTANYÍ**

## CAPÍTULO 5. LA FRACTURACIÓN EN LA PLATAFORMA CARBONÁTICA DE SANTANYÍ

La tectónica es un factor de control del karst actual y también ha sido invocada para explicar muchos ejemplos paleokársticos. Desde el punto de vista genético, los fenómenos de fracturación pueden facilitar la disolución en rocas de litologías solubles aumentando la superficie de contacto entre el agua y la roca. A escala regional, la posible incidencia a priori de la fracturación en la génesis de los paleocolapsos de Mallorca es escasa, debido a que las plataformas carbonáticas de Lluçmajor y Santanyí son unidades geológicas poco afectadas por la tectónica. Sin embargo, la estructura de la línea de costa, el afloramiento de muchos paleocolapsos a favor de calas asociadas a torrentes que, a su vez, están condicionadas por las fracturas, o el contacto entre facies en el Complejo Arrecifal de la plataforma de Lluçmajor y Santanyí, son aspectos que se presentan como interrogantes. Desde un punto de vista local, la presencia y densidad de la fracturación y el tipo de fracturas, puede ser un aspecto que ayude a entender el proceso de hundimiento, ya que un colapso, es la manifestación morfoestructural, con posteriores connotaciones sedimentarias, de un fenómeno mecánico. En este sentido, la forma y orientación de las fracturas podría ser un aspecto clave para diferenciar los hundimientos miocenos de otros más recientes.

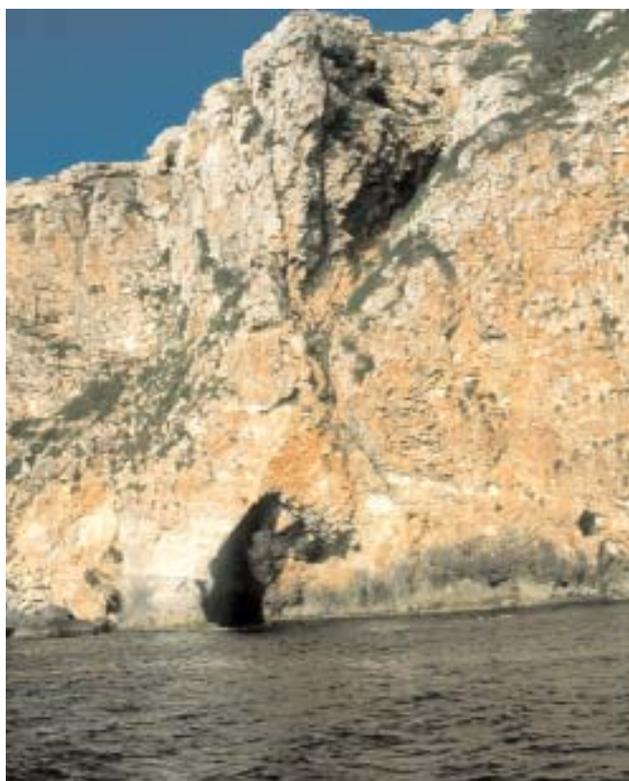


Figura 35. Falla en dirección vista desde el mar. Punta Roja Lluçmajor, Mallorca

En este sentido, la forma y orientación de las fracturas podría ser un aspecto clave para diferenciar los hundimientos miocenos de otros más recientes.

### 5.1. Planteamiento y antecedentes

La fracturación ha sido poco estudiada en el conjunto de la plataforma carbonática de Lluçmajor y Santanyí. En el caso de la marina de Lluçmajor, este aspecto ha sido abordado a partir de algunos análisis sobre la falla de dirección de Punta Roja (figura 35) (Pomar y Ward 1995). Con algo más de profundidad, se ha analizado la Marina de Santanyí por Giménez *et al.* (2001), definiendo algunos conjuntos de fracturas y lineamientos de carácter local, y estableciendo tres sistemas de fracturas:

El primer sistema controla la incisión de los torrentes en la plataforma miocena. Aunque la mayoría de los torrentes presentan una dirección NO-

---

SE, casi perpendicular a la línea de costa y paralela a la máxima pendiente, la jerarquización de los mismos en cauces menores modifica la dirección del conjunto de redes de drenaje, ofreciendo una geometría final reticular.

El segundo sistema de fracturas está asociado a los tramos rectilíneos de los acantilados, dominados por direcciones perpendiculares a los que configuran la red principal de cauces en la plataforma de Santanyí.

El tercer conjunto está relacionado con los paleocolapsos kársticos que afloran y afectan a la plataforma de Santanyí, según Giménez *et al.* (2001). Aunque no presentan una dirección preferente y regular asociada a fracturas, en algunas localidades la direcciones E-O y N-S son las dominantes.

A grandes rasgos y según los datos obtenidos en 19 localidades de la costa este de Mallorca, Giménez *et al.* (2001) describen dos grandes tipos de fracturas. El primero se refiere a fracturas y fallas normales distribuidas de forma muy heterogénea. Algunos conjuntos de fracturas son muy penetrativas con una dirección dominante NE-SO y un desarrollo longitudinal superior a los 30 m. Este sistema presenta buzamientos cercanos a 70° con una separación entre ellas menor a 10 cm. El segundo grupo de fracturas están caracterizadas por su menor incisión y continuidad en el espacio, con un buzamiento subvertical, aunque también con dos direcciones dominantes (NE-SO y NO-SE).

Estas tres familias de fracturas, parecen tener dos causas principales:

- A. Los fenómenos de colapso miocenos, con fracturas perpendiculares a la estratificación
- B. Las fracturas tectónicas asociadas a una posición de máximo esfuerzo vertical, aunque la ausencia de criterios que demuestren esta hipótesis hace pensar que posiblemente se trata de fracturas híbridas

Según Giménez *et al.* (2001), en ambos casos se consideran fracturas de edad Mioceno superior, puesto que la plataforma se vio expuesta a un campo de esfuerzos extensional asociado al *rifting* del surco de Valencia que provocó una serie de horsts y grabens que estaban limitados por fallas de dirección NE-SO, al igual que la línea de costa. En este sentido, las zonas de cizalla analizadas en la plataforma de Santanyí se han relacionado con fallas satélite que limitan la zona oriental de la plataforma continental de Mallorca. La diferente orientación entre ellas ha sido interpretada como un proceso extensivo de carácter radial durante el Mioceno superior ya sugerido por Céspedes (2001). Esta estructura tectónica explica también que las fracturas no penetrativas no se orienten en dos únicas direcciones perpendiculares entre sí y por tanto, que adopten diferentes orientaciones (Giménez *et al.*, 2001)

## 5.2. Análisis de los lineamientos y fracturas en la plataforma de Santanyí

Para el estudio de los lineamientos y fracturas de la plataforma carbonática de Santanyí se han realizado aquí dos labores diferentes. En primer lugar, se ha elaborado un mapa sectorizado en 10 zonas, a escala 1/25.000, a partir de los lineamientos observados en fotografías aéreas a escala 1/20.000. Se han diferenciado tres tipos de lineamientos: a) lineamientos mayores, con continuidad superior a 1 km y bien definidos en la mayoría de los casos. Entre ellos se han considerado las diferentes orienta-

ciones mayores de la línea de costa, la dirección principal de los cauces y algunas fallas o fracturas mayor; b) lineamientos intermedios, constituidos por las direcciones de algunos afluentes de torrentes, dirección de la costa en las calas y fracturas menores de longitud entre 500 m y 1 km; c) lineamientos menores bien definidos. Se han tomado esencialmente la dirección de la costa y las fracturas con una longitud menor a 500 m. Los criterios de clasificación que se han expuesto para la diferenciación de tipos de lineamientos, han sido aplicados rigurosamente en la mayoría de los casos. Sin embargo, algunos lineamientos, fundamentalmente los mayores e intermedios, presentaban algunos problemas de clasificación. En total se han cartografiado 2.367 lineamientos, repartidos de la siguiente forma:

- 244 lineamientos mayores
- 447 lineamientos intermedios
- 1676 lineamientos menores

Estos lineamientos se han representado gráficamente en diagramas en rosa, agrupados en intervalos de 15°.

En segundo lugar, se ha analizado y representado gráficamente también la medida de orientación y frecuencia de fracturas en 18 localidades situadas en los acantilados costeros entre Cala Màrmols y S'Algar, a partir en diagramas en rosa con intervalos de 10°. Este análisis pormenorizado sobre localidades concretas, tiene como fin incluir fracturas de orden de magnitud menor a 500 m.

### 5.2.1. Análisis de los lineamientos por sectores

#### A. CALA MÀRMOLS-CALÓ DES MORO

Comprende un sector de unos 15 km de línea de costa articulada por Cala Màrmols, Cala Figuereta, Cala Salmunia y Caló des Moro, todas ellas con torrentes en su cabecera. Los lineamientos presentan la siguiente distribución espacial (figura 36):

1ª- Los lineamientos mayores (figura 36 A) marcan un máximo, con un 34 %, en el intervalo N 30°-45° E; dos máximos secundarios, N 45°-E 60° y N 130°-145° E, y otros máximos relativos de menor entidad hacia N 70°-85 E y N 165°-180° E.

2ª- Las direcciones en los lineamientos intermedios (figura 36 B) marcan dos claras orientaciones en los intervalos N 145°-160° E, y N 45°-60° E, alcanzando el primero el 15% del total. Dos máximos secundarios en los intervalos: N 75°-90 E y N 150°-165 E. La distribución del resto de lineamientos presenta una frecuencia similar, es decir repartidos de manera casi regular en los cuatro cuadrantes.

3ª- La distribución espacial de los lineamientos menor (figura 36 C) es marcan un máximo absoluto con un 26% en el intervalo N 45°-60° E y un máximo secundario, próximo al primario, en cuanto al porcentaje de medidas hacia N 150°-165° E. La distribución de un tercer grupo importante de lineamientos presenta una clara relación con el primer intervalo con un alto porcentaje de lineamientos entre N 30°-45° E ya que el vector principal se sitúa en torno a N 40°.

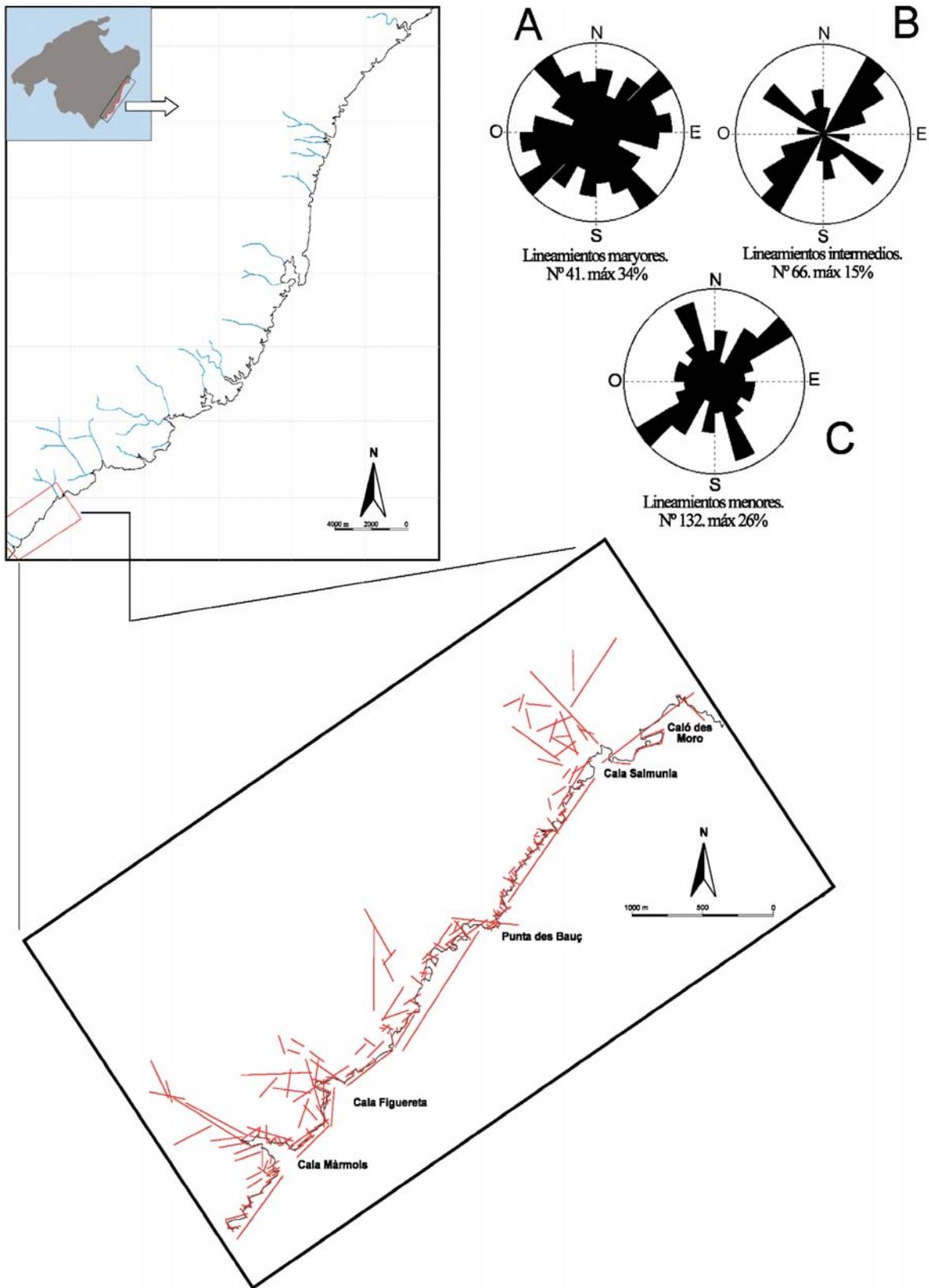


Figura 36. Representación espacial de los lineamientos en la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector A: Cala Màrmols-Caló des Moro. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°. N° = Número de lineamientos. A) lineamientos mayores, B) lineamientos intermedios y C) lineamientos menores. El número de lineamientos considerados es de 239

## B. CALÓ DES MORO-SARGALL D'EN PELLO

Comprende un zona de 14 km aproximadamente, donde la costa está articulada por un gran número de calas. Destacan, tanto por su forma como por la orientación diferente en el conjunto, Cala Salmunia (figura 37), en cuya cabecera desemboca un torrente, y Caló des Moro. Ambas, están limitadas al NE por un cambio de la línea de costa cuya dirección es perpendicular al tramo anterior finalizando en el cabo de Na Fontanella, donde la dirección de la línea de costa cambia de nuevo. Más al norte, con forma y orientación distinta a las anteriores y agrupadas en un sector de costa de escasa extensión, se ubican Cala Llombards y Es Caló des Macs. En ambas calas desembocan sendos torrentes, diferenciados por la mayor dimensión y jerarquización de la cuenca hidrográfica del Torrent de Son Morlà que desemboca en Cala Llombards. Por último, en la zona más septentrional de este sector se ubica Cala Santanyí, que también se ve limitada al N por un cambio de orientación en la línea de costa perpendicular al de la propia cala. Es la que presenta mayor desarrollo perimetral de costa en este sector y en ella desemboca un torrente cuya cuenca hidrográfica es también de dimensiones considerables si nos referimos al orden de magnitud en este sector. En la figura 38 se representa la distribución espacial de los lineamientos analizados:

1<sup>a</sup>- Los lineamientos mayores marcan un máximo (figura 38 A) absoluto con un 28 % en el intervalo N 75°-90° E, y un máximo secundario hacia N 0°-15° E. Sin embargo, próximo en cuanto al porcentaje de intervalos secundario se agrupa un conjunto de lineamientos orientados hacia N 120°-145° E.

2<sup>a</sup>- Los lineamientos intermedios (figura 38 B) marcan dos máximos en el intervalo N 15°-30° E y N 60°-75°

E, aunque un alto porcentaje de éstos se sitúa en el primer cuadrante hacia N 45°-90° E. Se aprecia, con menor porcentaje y distribuidos de forma homogénea, un grupo de lineamientos entre los intervalos N 90°-180° E.

3<sup>a</sup>- Los distribución espacial de los lineamientos menores (figura 38 C) marcan un máximo en el intervalo N 45°-60° E, y un máximo secundario hacia N 135°-150° E. La distribución del resto de lineamientos abarca un gran abanico de orientaciones entre las que destacan N 60°- 75° E, N 0°-15° E, N 75°-105° E y N 115°-180° E.



Figura 37. Vista aérea de Cala Salmunia, Santanyí, Mallorca

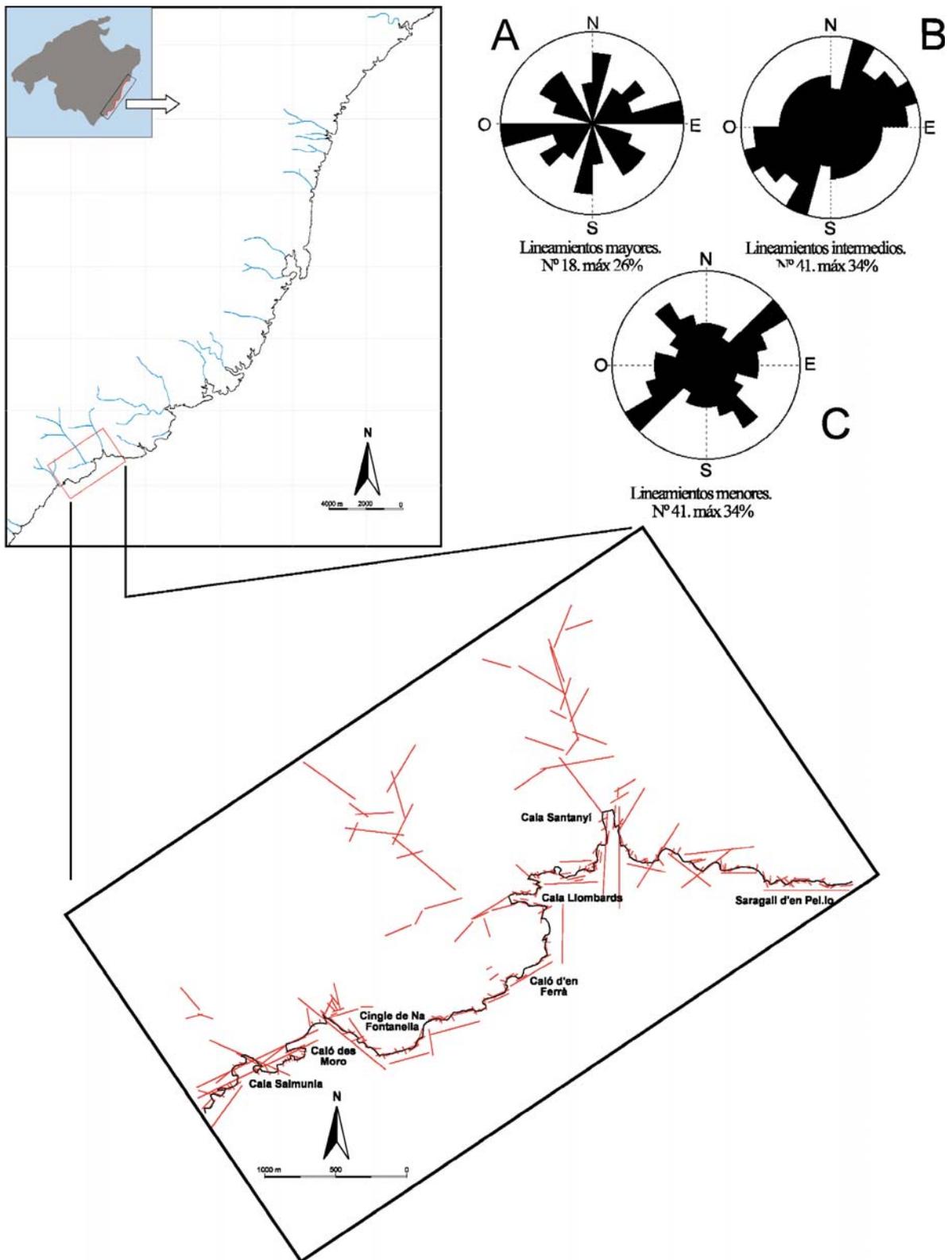


Figura 38. Representación espacial de los lineamientos en la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector B: Caló des Moro-Saragall d'en Pello. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°. N° = Número de lineamientos. A) lineamientos mayores, B) lineamientos intermedios y C) lineamientos menores. El número de lineamientos considerados es de 100

### C. SARAGALL D'EN PELLO-CALA MONDRAGÓ

Comprende un sector de perímetro de litoral cercano a los 15 km y junto con el sector D, es el tramo de costa más articulada por calas y torrentes. Presenta un amplio abanico de formas y orientaciones, tanto en la línea de costa como en las calas y torrentes. Destacan Cala Figuera, con 2000 m de perímetro de litoral y dos torrentes que desembocan en su cabecera (figura 39 A); el Torrent de Oms con una orientación próxima a E-O en una gran parte de su cauce y, el segundo, con dirección prácticamente NO-SE; Estret des Temps, con una geometría semicircular en planta (figura 39 B); Es Savinar, aunque de dimensiones inferiores (250 de perímetro de cala), con una orientación perpendicular al resto de las mismas (E-O), como también sucede en es Caló d'en Perdiu. Por último, destacar las calas de S'Amarador-Cala Mondragó. En la primera, desembocan dos torrentes con direcciones distintas. El Torrent Roig presenta una orientación NO-SE, jerarquizado por cauces de orden menor, con dirección E-O. El Torrent de S'Amarador presenta una dirección principal NE-SO, similar a la línea de costa. En el caso de Mondragó, la cuenca hidrográfica está muy definida por los torrentes de ses Coves y del Rei, ambos orientados N-S en la mayoría de sus tramos. En la figura 40 se representa la distribución espacial de los lineamientos analizados.



Figura 39. A) Vista aérea de Cala Figuera. B) Vista de Estret des Temps. Santanyí. Mallorca

1<sup>a</sup>- Los lineamientos mayores (figura 40 A) marcan un máximo con un 23% en el intervalo N 105°-125° E, y un máximo secundario N 150°- 165° E. Un tercer grupo de lineamientos, con menor porcentaje de direcciones, presenta una orientación hacia N 70°-90° E. El resto de intervalos se distribuyen de regularmente alrededor de los cuatro cuadrantes.

2<sup>a</sup>- Los lineamientos intermedios (figura 40 B) marcan un máximo en el intervalo N 15°-30° E, y un máximo secundario N 60°-75° E . Sin embargo, destaca un tercer grupo de intervalos con una orientación N 45°-70° E y N 105°-135° E. El resto de intervalos se sitúa en porcentajes parecidos en cuanto al número de lineamientos distribuidos en los cuatro cuadrantes.

3<sup>a</sup>- La distribución espacial de lineamientos menores (figura 40 C) presenta un máximo en el intervalo N 150°-165° E, con un 23 % del total. El máximo secundario se orienta hacia N 45°-60° E. Un tercer grupo de intervalos con menor porcentaje, marca direcciones hacia N 65°-70° E y por último, con un rango porcentual inferior de lineamientos, aparecen las orientaciones N 135°-150 E y N 0°-30° E.

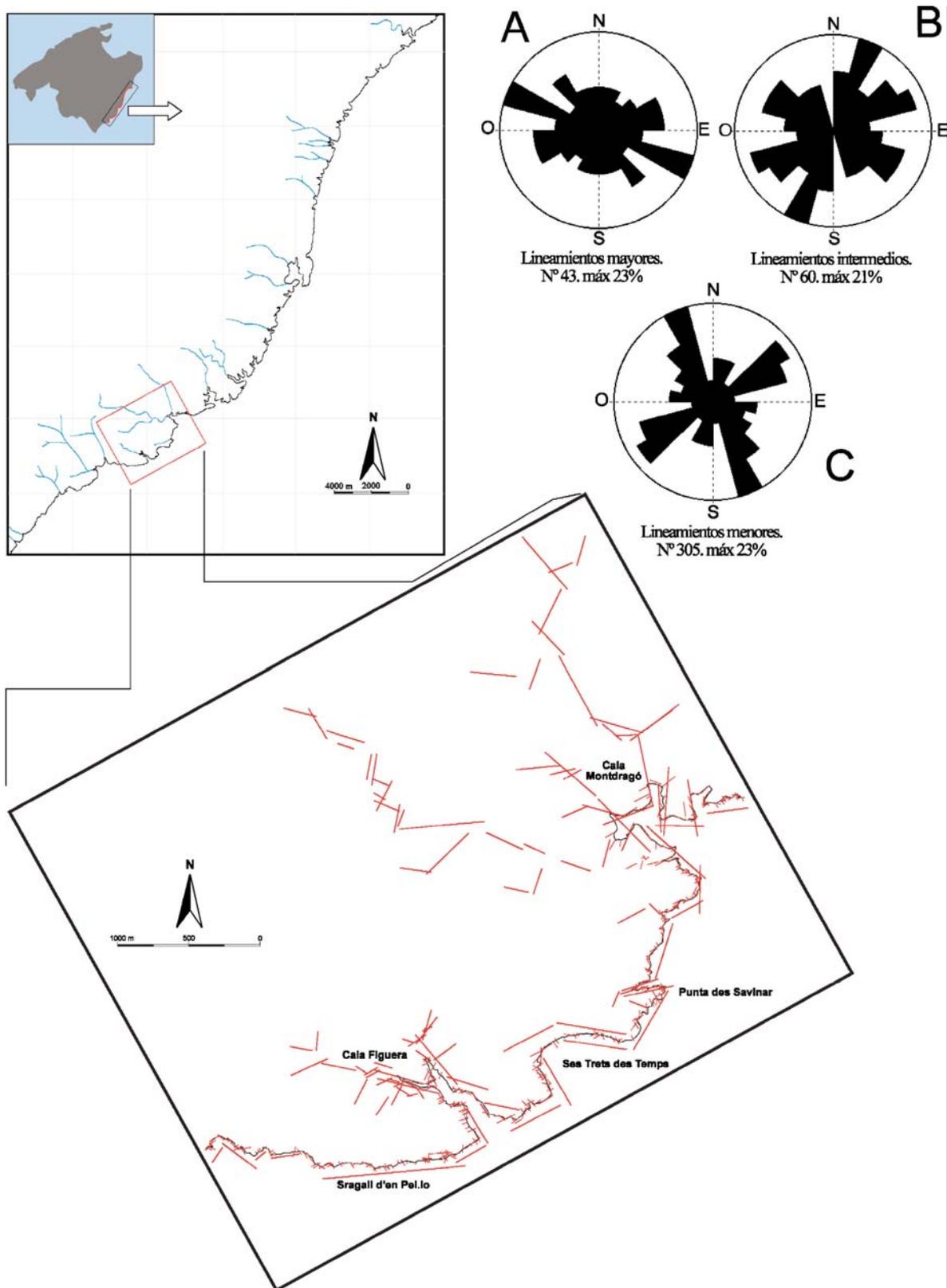


Figura 40. Representación espacial de los lineamientos en la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector C: Saragall d'en Pel.lo-Cala Mondragó. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°. N° = Número de lineamientos. A) lineamientos mayores, B) lineamientos intermedios y C) lineamientos menores. El número de lineamientos considerados es de 408

#### D. CALA MONDRAGÓ-CALA LLONGA

De considerable extensión con más de 15 km de perímetro litoral, este sector está caracterizado por la gran articulación de la línea de costa controlada por la geometría de Porto-Petro, con un perímetro de 2750 m. Al norte de Porto-Petro desembocan dos torrentes, con direcciones en la mayor parte de sus cauces N-S y NO-SE. Son de obligada mención otras calas como: Caló des Burgit y Sa Barca Trancada, con 350 m de perímetro de litoral cada una de ellas; Caló de ses Agües, Cala de sa Galera y la propia Cala Llonga, esta última que con 1800 m de perímetro de litoral, determina en gran parte la estructura del sector de costa considerado. En dicha cala desembocan dos torrentes, que presentan direcciones dominantes en la mayoría de sus tramos N-S y NO-SE. En cuanto a la estructura de la línea de costa, además de estar controlada por las calas citadas, presentan dos direcciones dominantes intersectadas por el cabo de ses Penyes Roges, con un cambio de E-O a NE-SO. En la figura 4I se representa la distribución espacial de los lineamientos analizados:

1<sup>a</sup>- Los lineamientos mayores (figura 4I A) marcan dos máximos principales en el intervalo N 45°-60° E y N 90°-105° E. El máximo secundario se orienta hacia N 15°-30° E. Un tercer grupo de lineamientos con menor porcentaje, se sitúa en el intervalo N 60°-75° E. El resto de intervalos se distribuye regularmente en los cuatro cuadrantes, excepto el intervalo N 75°-90 E, donde no han sido observado lineamientos.

2<sup>a</sup>- Los lineamientos intermedios (figura 4I B) marcan un máximo absoluto con un 34 % del total en el intervalo N 45°-60° E, y un máximo secundario N 90°-105° E. Un tercer intervalo, próximo en cuanto al porcentaje del máximo secundario, presenta una orientación N 150°-165° E. El resto de lineamientos se sitúa en porcentajes similares distribuidos homogéneamente alrededor los cuatro cuadrantes.

3<sup>a</sup>- El conjunto de lineamientos menores (figura 4I C) presenta en este sector una distribución espacial muy definida, con un máximo del 36 % en el intervalo N 45°-60° E, y un máximo secundario de N 150°-165° E. Para el siguiente intervalo a destacar, N 90°-105 E, el rango porcentual es muy inferior al de los dos principales.

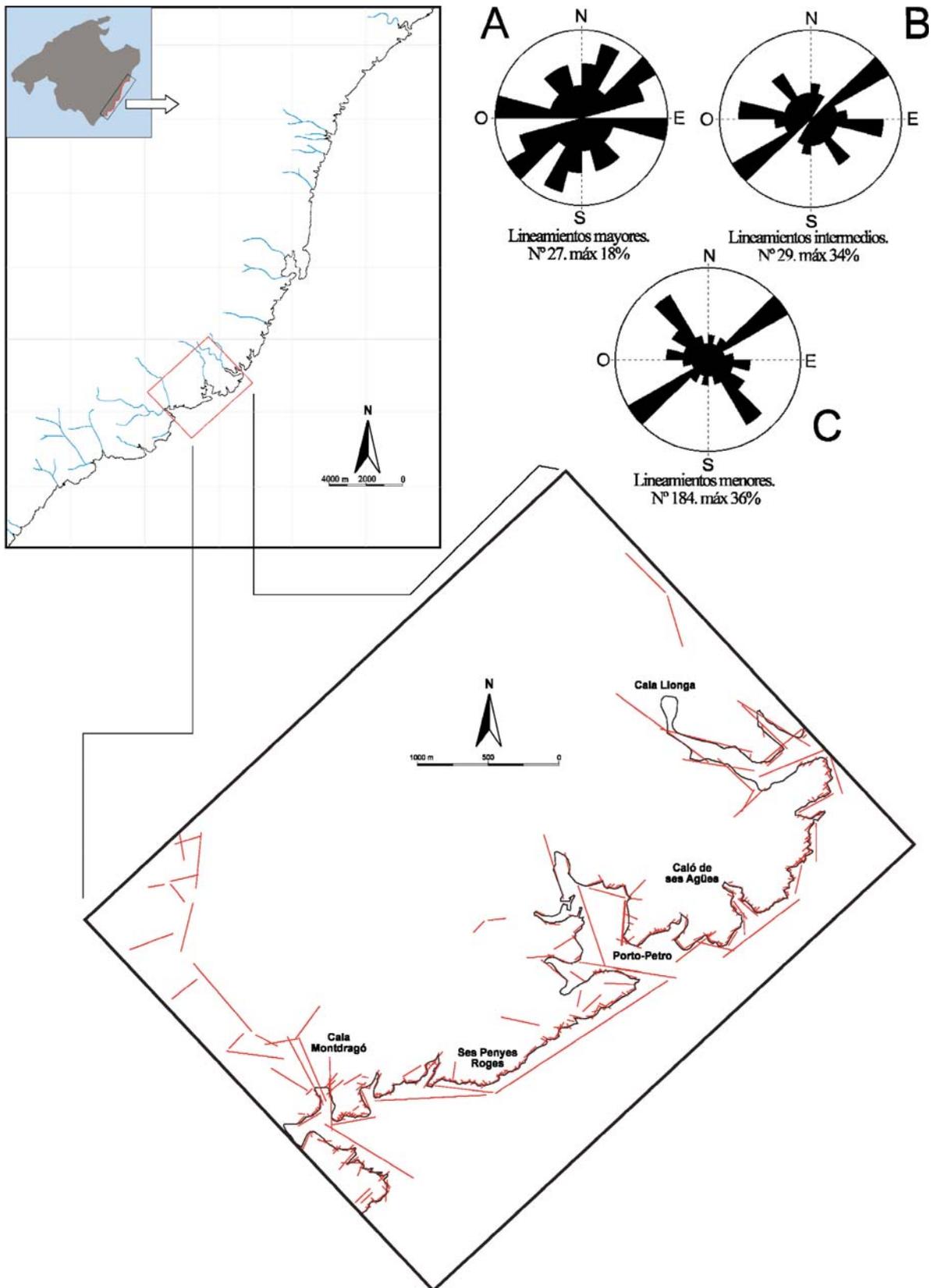


Figura 41. Representación espacial de los lineamientos en la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector D: Cala Mondragó-Caló Llonga. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°. N° = Número de lineamientos. A) lineamientos mayores, B) lineamientos intermedios y C) lineamientos menores. El número de lineamientos considerados es de 240.

### E. CALA LLONGA-CALA BRAFI

El sector E presenta una línea de costa muy articulada por un numeroso grupo de calas de pequeñas dimensiones. Además, la dirección de éstas junto con el sector norte de Porto-Petro, se orientan claramente hacia N-S, al contrario de lo que sucedía en la mayor parte de las calas del sector D, cuya dirección se aproximaba más a orientaciones E-O.

La zona litoral que abarca este sector comprende 17 km de costa. Destaca el conjunto agrupado de calas: Cala Llonga, Caló de ses Dones y Cala Gran, con un perímetro conjunto de 3000 m. Aunque sobre la cartografía no se han representado cauces ni cuencas hidrográficas, en las dos últimas calas el análisis de la fotografía aérea corroborado por el trabajo sobre el terreno, permite observar que en ambas cabeceras desembocan dos cauces ocupados por construcciones urbanas (caminos, calles y edificios). Un segundo conjunto de calas está configurado por el Caló des Corral y Cala Ferrera. La última, cuyo perímetro alcanza los 1000 m, presenta una orientación próxima a N-S, con un torrente que desemboca en su cabecera. Al norte se sitúan Cala Mitjana y Cala sa Nau, con perímetros de 1000 m y 700 m respectivamente, pero cuya diferencia radica en la divergencia de sus orientaciones. La primera agrupa un conjunto de calas, con orientaciones N-S y E-O. La segunda presenta una estructura más definida, aunque dividida por dos orientaciones desde su cabecera hasta el contacto con la línea de costa principal: NO-SE y NE-SO. En ella, desemboca un torrente con orientación NO-SE. Por último y separadas por un tramo de costa cercano al 1 km, se ubican Cala Estreta y Cala Brafi. Ambas presentan perímetros inferiores a 350 m con orientaciones perpendiculares entre sí. La dirección dominante en la primera es NE-SO, con un torrente en su cabecera de orientación similar. Por el contrario, Cala Brafi se direcciona E-O, con un torrente que marca orientaciones similares, aunque en un pequeño tramo cambia hacia NO-SE.

La línea de costa presenta también singularidades destacables, a veces consecuencia de la configuración de las propias calas. En general, presenta un gran número de tramos cuya orientación es N-S con un cambio de dirección en su tramo final hacia el NE. En la figura 41 se representa la distribución espacial de los lineamientos analizados:

1ª- La distribución de lineamientos mayores (figura 42 A) presenta un máximo principal en el intervalo N 45°-60° E, con un 19 % del total. El máximo secundario se agrupa en dos intervalos marcando una orientación hacia N 0°-30° E. Un tercer grupo de lineamientos a destacar con un porcentaje menor, pero importante por su divergencia con los dos anteriores, presenta una orientación hacia N 90°-105° E y N 120°-135° E. El resto de intervalos se distribuye regularmente alrededor de los cuatro cuadrantes, a excepción del intervalo N 30°-45° E, donde no han sido observados lineamientos.

2ª- El segundo conjunto de lineamientos intermedios (figura 42 B) presenta un máximo con un 27 % del total en el intervalo N 45°-60° E. Un máximo secundario que se orienta hacia N 135°-150° E, pero con un porcentaje notablemente inferior al primero. Un tercer intervalo, sensiblemente menor en cuanto al porcentaje se refiere, se orienta hacia N 105°-120° E. El resto de lineamientos representados se distribuyen de forma regular en los cuatro cuadrantes, si bien son destacables dos pequeños grupos con orientaciones N 15°-30° E y N 195°-210° E.

---

3<sup>a</sup>- La distribución de lineamientos menores (figura 42 C) que presenta este conjunto marca una distribución espacial muy definida, con un máximo absoluto de 32 % en el intervalo N 45°-60° E y un máximo secundario hacia N 135°-150° E. Tanto el conjunto de lineamientos principales como secundarios presentan grupos menores, con una desviación en su orientación de intervalo (15°), hacia N 30°-45° E y N 120°-150° E.

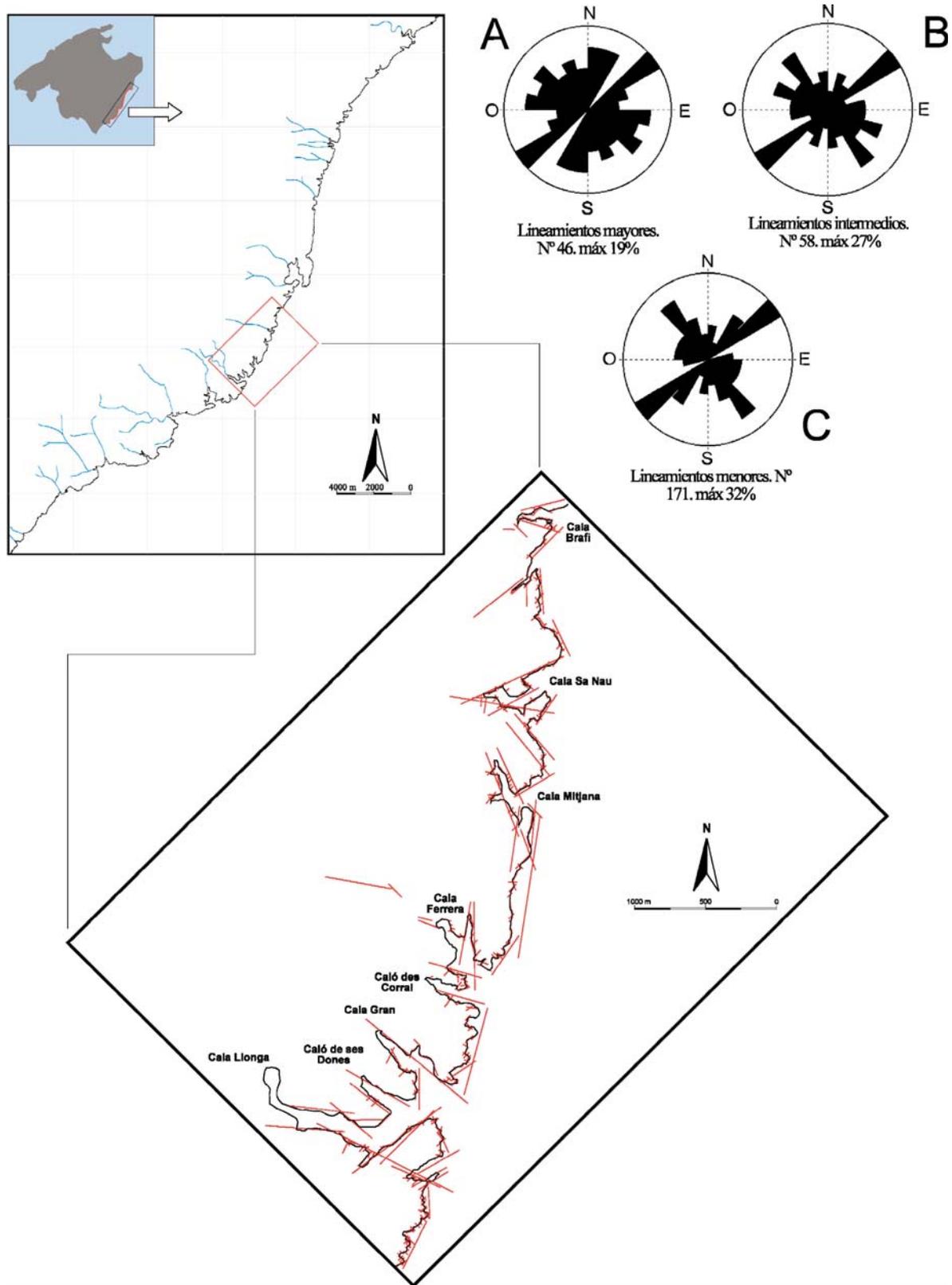


Figura 42. Representación espacial de los lineamientos en la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector E: Cala Llonga-Cala Brafi. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°. Nº = Número de lineamientos. A) lineamientos mayores, B) lineamientos intermedios y C) lineamientos menores. El número de lineamientos considerados es de 275

---

## F. CALA BRAFI-SES PARTIONS VELLES

El control morfoestructural de este sector se aprecia tanto, por la configuración de línea de costa como por la orientación de las calas y torrentes. A partir de Cala Brafi, accidentes geográficos como Cala Marçal, con orientación E-O, Cala d'en Manuell N-S y Cala Parbacana, con tramos E-O y N-S, presentan una perpendicularidad manifiesta en ellas y entre ellas. Sin embargo, y en conjunto, el sector está controlado el número de lineamientos cartografiados en Porto-Colom. Es la cala de mayor dimensión en toda la costa oriental de Mallorca, con 5000 m de perímetro litoral y un numeroso grupo de entrantes y salientes marinos con distintas orientaciones. Sin embargo, la configuración conjunta de la cala marca una orientación dominante N-S, que hacia el S diverge hacia direcciones E-O/NO-SE/NE-SO.

Desde Cala Brafi hasta la Punta des Recons, zona más meridional de Porto-Colom, la orientación de la costa sigue una dirección NE-SO. A partir del citado cabo, la costa cambia de dirección hacia N-S con una notable continuidad espacial hasta el punto más septentrional de este sector, Ses Partions Velles. Sin duda, este tramo representa un cambio en la orientación global de la costa. Aunque el sector ha sido considerado desde un tramo anterior y posterior a Porto-Colom, el siguiente apartado trata del análisis de un subsector dentro de esta zona, donde se observa con más claridad la evidencia de un importante control tectónico en la plataforma. En la figura 43 se representa la distribución espacial de los lineamientos analizados:

1<sup>a</sup>- La distribución de lineamientos mayores (figura 43 A) marca un máximo primario en el intervalo N 50°-75° E, con un 23 % del total de orientaciones. El máximo secundario, muy próximo al primario, se sitúa en el intervalo N 0°-15° E. El resto de intervalos muy alejados de los dos primeros, representan un espectro de lineamientos en su distribución muy amplio, que prácticamente ocupan los cuatro cuadrantes, a excepción de los intervalos N 30°-45° E y N 60°-75° E, donde no han sido observados lineamientos.

2<sup>a</sup>- Los lineamientos intermedios (figura 43 B) presentan un amplio espectro de direcciones dominantes y con escasa diferencia en los porcentajes de los máximos. El intervalo más representado, con un 21 %, se orienta hacia N 135°-150° E. Cercano a estos valores, se sitúan dos intervalos máximos secundarios con orientación N 175°-180° E y N 90°-105° E. Un tercer intervalo, sensiblemente inferior a los anteriores, presenta una dirección hacia N 30°-45° E. El resto de lineamientos representados se alejan considerablemente de los conjuntos anteriores y se distribuyen de forma relativamente regular en los cuatro cuadrantes, a excepción de N 0°-15° E, que no aparece gráficamente representado.

3<sup>a</sup>- La distribución espacial de lineamientos menores (figura 43 C) está representada por tres orientaciones dominantes. Teniendo en cuenta el número total de lineamientos de esta categoría (228) y el porcentaje máximo del intervalo con mayor número de lineamientos, 28%, parece que existe un eje principal de control estructural que determina este máximo de orientación. El primero de los intervalos se orienta hacia N 45°-60° E. El máximo secundario, con más de un 24%, marca una orientación 150°-165° E. Y un tercer grupo, cercano al 20 %, presenta una dirección de N 60°-75° E.

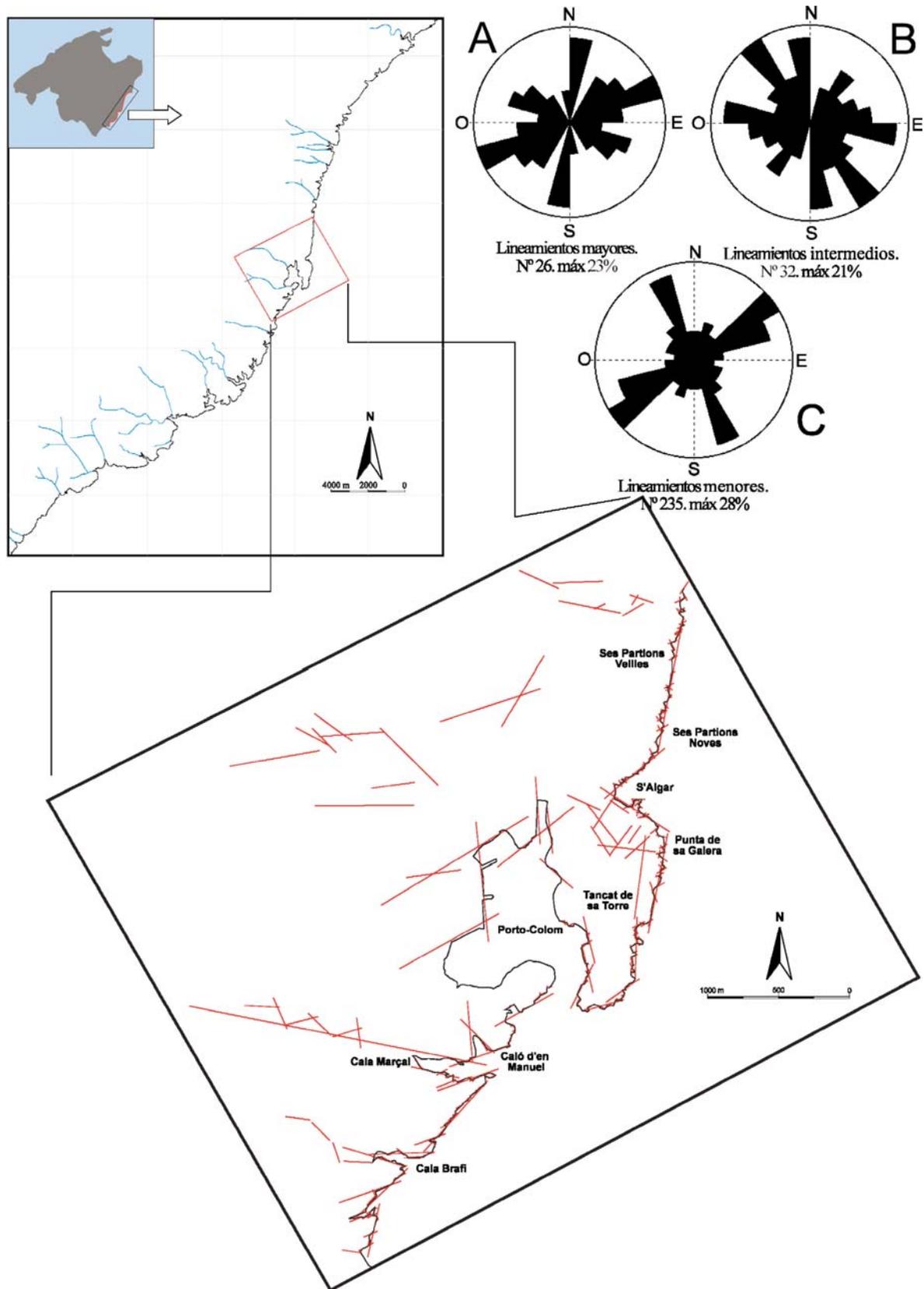


Figura 43. Figura 234.- Representación espacial de los lineamientos en la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector F: Cala Brafí-Ses Partions Velles. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°. N° = Número de lineamientos. A) lineamientos mayores, B) lineamientos intermedios y C) lineamientos menores. El número de lineamientos considerados es de 293

---

## G. S'ALGAR-SES PARTIONS VELLES

Este subsector entre Cala Brafi y Ses Partions Velles se extiende 6 km y se caracteriza por un cambio en la geometría y orientación de la costa desde S'Algar. Esta localidad es una pequeña cala que no supera los 350 m de perímetro con una forma en planta semicircular. Desde Punta de sa Galera, extremo más meridional de este sector, hasta Riuetó ses Dolç, extremo más septentrional, se observa un contacto entre facies de *lagoon* y facies de talud arrecifal (figura 28). Con respecto a la distribución espacial de lineamientos, la propia cala presenta una orientación en su zona meridional hacia N-S, y en su zona más septentrional hacia NE-SO, a partir de la cual la línea de costa es rectilínea con orientación N-S. En la figura 44 se representa la distribución espacial de los lineamientos analizados:

1<sup>a</sup>- La distribución de los lineamientos mayores (figura 44 A) está caracterizada por un máximo principal, con un porcentaje del 40 %, orientado hacia N 60°-75° E. El máximo secundario, está representado por tres grupos de lineamientos con un peso porcentual similar aunque sensiblemente mayor en el intervalo N 75°-90° E. La dirección de los otros dos intervalos es de N 0°-15° E y N 30°-45° E.

2<sup>a</sup>- Los lineamientos intermedios (figura 44 B), presentan, al igual que los anteriores, un espectro de orientaciones con pocas direcciones dominantes. El intervalo más representado con un 50% se orienta N 60°-75° E. El máximo secundario se orienta hacia N 15°-30° E. El último intervalo representado es muy inferior a los dos anteriores, orientado hacia N 90°-105° E.

3<sup>a</sup>- La distribución de orientaciones de los lineamientos menores (figura 44 C) presenta un máximo absoluto hacia N 45°-60° E, con un porcentaje del 47 %. El máximo secundario, con un porcentaje muy alejado del primero, presenta una dirección N 150°-165° E. Un tercer conjunto, con pocos lineamientos representados marcan orientaciones N 60°-75° E, N 0°-15° E y N 135°-150° E.

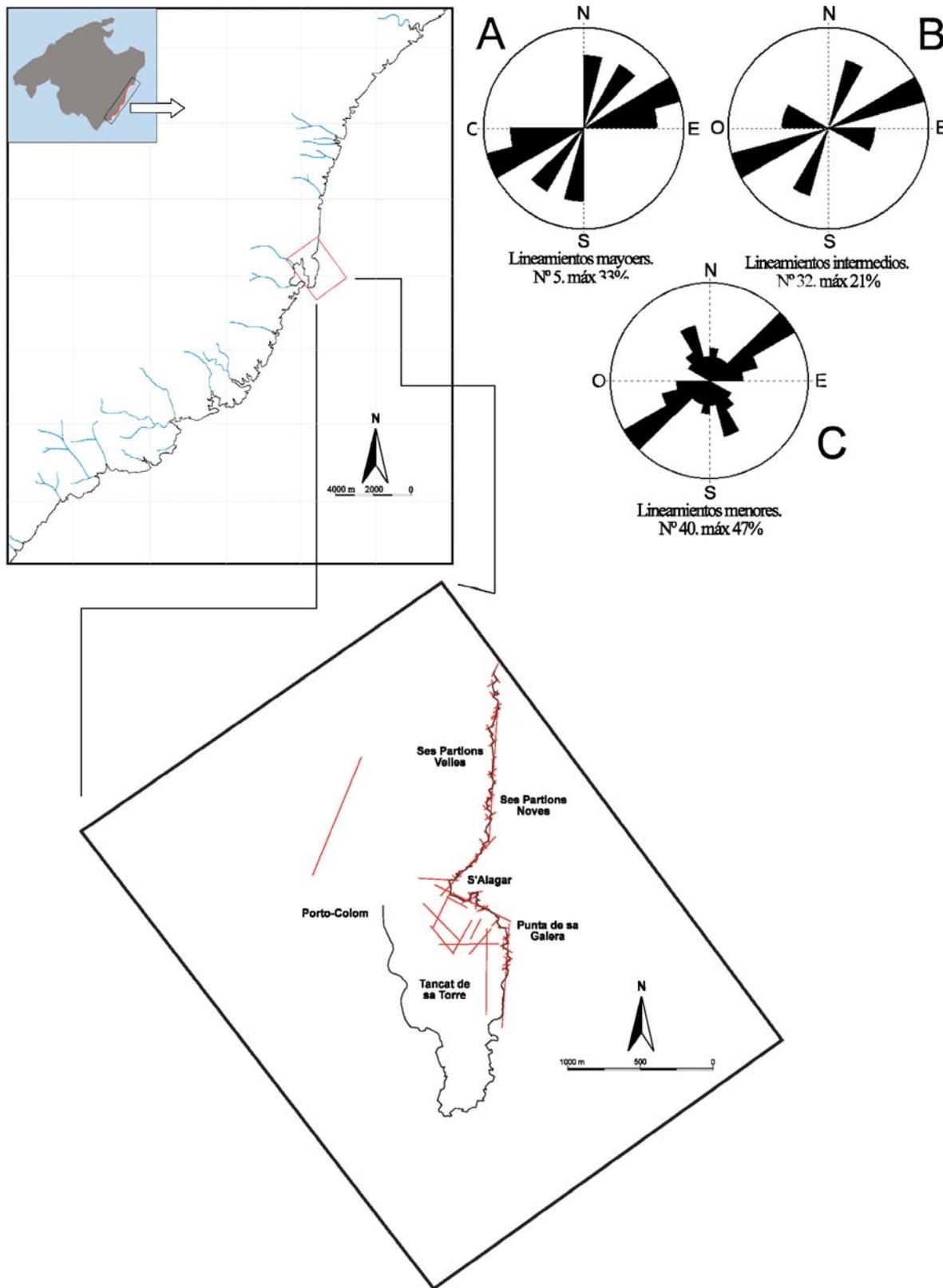


Figura 44. Representación espacial de los lineamientos en la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector G: Salgar-Ses Partions Velles. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°. N° = Número de lineamientos. A) lineamientos mayores, B) lineamientos intermedios y C) lineamientos menores. El número de lineamientos considerados es de 77

---

## H. SES PARTIONS VELLES-CALÓ DES SERRAL

Este sector presenta una orientación de la línea de costa muy regular, una dirección N-S excepto en su tramo final (5 km aproximadamente), donde su orientación cambia hacia NE-SO. La dirección y dimensión de las calas presenta una notable regularidad, a excepción de Cala Murada y Cala Domingos, situadas al S de la zona de estudio. Dichas calas, con 400 m y 750 m de perímetro litoral y orientadas N-S y E-O/NO-SE respectivamente, son de mayor dimensión y diferente orientación al resto. Este aspecto se ve corroborado por la orientación de los torrentes en ambas calas. En Cala Murada, donde desembocan dos torrentes en su cabecera, el cauce de menor dimensión se orienta N-S, al igual que la cala. Por el contrario, el Torrent des Fangar presenta una orientación NO-SE, perpendicular al primero, pero con una estructura meandriforme. En Cala Domingos desembocan dos cauces: el primero sigue una orientación prácticamente E-O al principio de su cauce pero presenta un pequeño basculamiento hacia el SE al final del mismo. El segundo cauce presenta una dirección muy regular NO-SE, cambiando hacia N-S en algún tramo de escasa dimensión. A partir de Cala Domingos, el resto de las calas presenta dimensiones que oscilan entre 175 m para Cala Romeguera y 675 m para Cala Pilota y Cala Magraner. La orientación de las mismas es también homogénea, siendo las direcciones E-O y NO-SE las dominantes. Todas las calas presentan cauces importantes que se corresponden con la misma orientación de la cala. En la figura 45 se representa la distribución espacial de los lineamientos analizados:

1<sup>a</sup>- La distribución de lineamientos mayores (figura 45 A) presenta un máximo principal en el intervalo N 105°-120° E, con un 21 % del total. El máximo secundario se reparte en dos intervalos: hacia N 90°-105° E y N 135°-150° E. Un tercer grupo de lineamientos con un porcentaje próximo al máximo secundario marca una orientación hacia N 0°-15° E y N 15°-30° E. El intervalo con un menor número de lineamientos se orienta hacia N 30°-45° E.

2<sup>a</sup>- Los lineamientos intermedios (figura 45 B) distribuidos en el segundo grupo considerado, marcan un máximo absoluto hacia N 150°-165° E, con un 19%. Sin embargo, presenta un espectro amplio de direcciones dominantes distribuidas en dos grandes grupos: el primero está dominado por la orientación N 90°-105° E. Cercano a estos valores se sitúan los intervalos N 60°-75° E y N 120°-135° E. El segundo grupo está constituido por valores que porcentualmente se alejan de los dos conjuntos dominantes, con orientaciones que se distribuyen en los cuatro cuadrantes a excepción del intervalo N 30°-45° E, donde no aparecen lineamientos representados.

3<sup>a</sup>- La distribución de lineamientos menores (figura 45 C) está representada por una dirección que domina sobre el resto orientada hacia N 150°-165° E, con un 35 % del total. El máximo secundario, se orienta en las direcciones comprendidos entre N 45°-75° E. Y, un pequeño conjunto se distribuye entre las direcciones N 135°-150° E y N 0°-15° E.

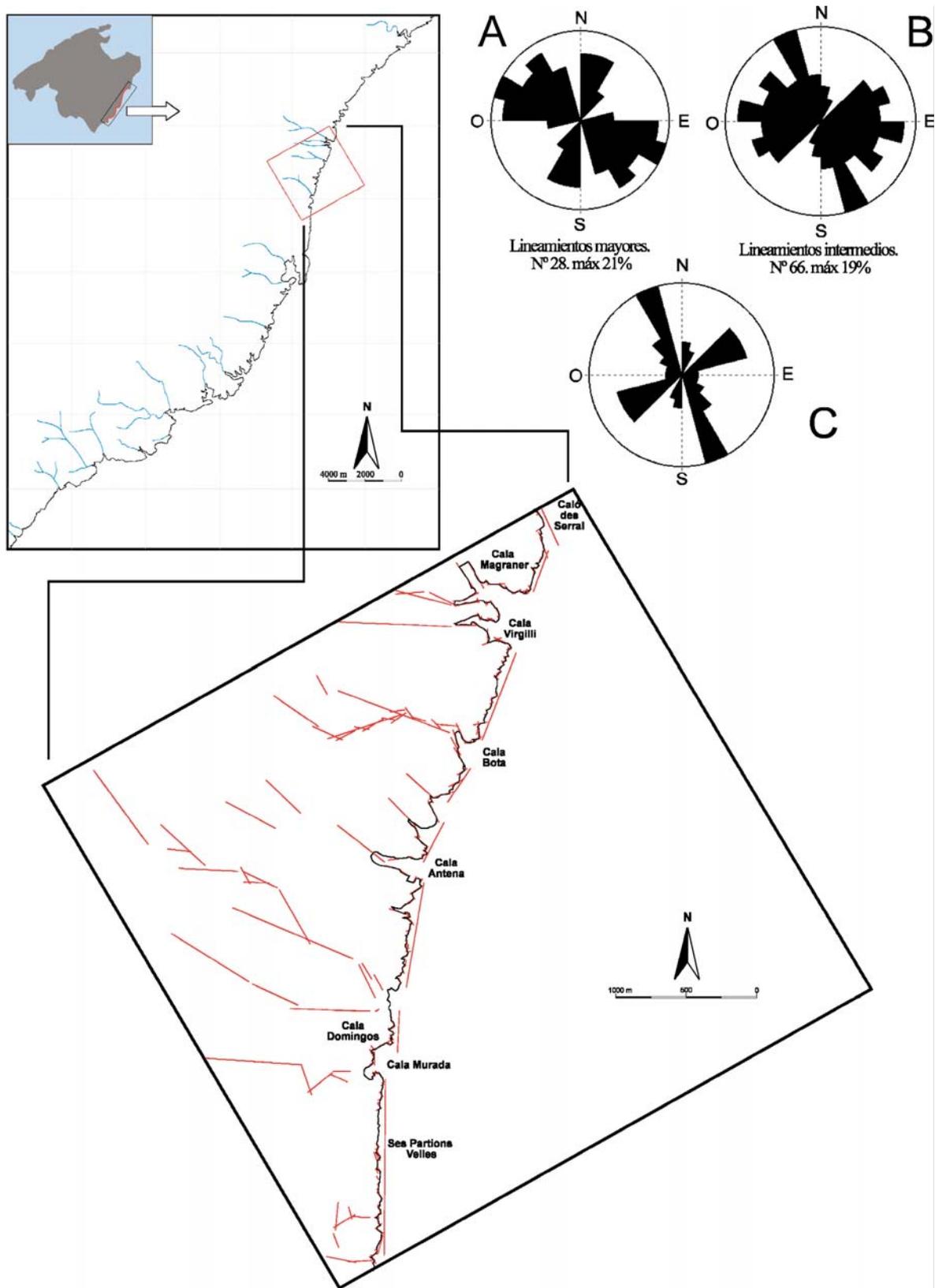


Figura 45. Representación espacial de los lineamientos en la plataforma carbonática miocena en la costa oriental de Mallorca. Sector H: Ses Partions Velles-Caló de Serral. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°. N° = Número de lineamientos. A) lineamientos mayores, B) lineamientos intermedios y C) lineamientos menores. El número de lineamientos considerados es de 287

---

## I. CALÓ DES SERRAL-PUNTA DE S'ESTANY

Este sector, con 17 km de costa aproximadamente, presenta dos tramos bien diferenciados con orientaciones distintas para cada uno de ellos, tanto en la línea de costa como en las calas y torrentes. En un primer subsector, desde Caló des Serral hasta Cala Varques, la línea de costa sigue una dirección N-S, hasta el espigón de Punta de Llevant. En esta zona, las calas presentan dimensiones moderadas, ya que no superan los 350 m de perímetro. Sus orientaciones son prácticamente E-O al igual que los torrentes que desembocan en ellas. Éstos suelen ser de escaso desarrollo y están invadidos por construcciones urbanas. Cala Varques es el punto de inflexión hacia el siguiente subsector. Presenta un perímetro considerable si la comparamos con el resto de calas de esta zona (700 m) y sin una orientación dominante ya que su geometría en planta es semicircular basculada hacia el SE. El segundo subsector empieza en es Caló Blanc, orientado hacia el SE, de perímetro limitado y con un pequeño cauce que desemboca en su cabecera. Esta pequeña área finaliza en Punta de s'Estany. La línea de costa, en general, presenta una dirección dominante NE-SO, con calas de menor magnitud orientadas hacia la misma dirección, al igual que los cauces que desembocan en sus cabeceras. En la figura 46 se representa la distribución espacial de los lineamientos analizados:

1<sup>a</sup>- La distribución de lineamientos mayores (figura 46 A) presenta un máximo principal en el intervalo N 90°-105° E, con un 32 % del total. El máximo secundario está caracterizado por un espectro amplio de orientaciones, donde dominan los intervalos N 15°-30° E, aunque, a escasa diferencia, se agrupa un conjunto de lineamientos hacia N 120°-135° E y N 75°-E 90°.

2<sup>a</sup>- En este segundo conjunto, los lineamientos intermedios (figura 46 B) marcan una dirección principal hacia N 90°-105° E, con un 21% del total. El máximo secundario presenta una dirección hacia N 120°-135° E. Sin embargo, en torno a dicha dirección se observa un conjunto importante orientaciones cercanas porcentualmente a este intervalo y distribuidas en los cuatro cuadrantes, entre las que destacan: N 0°-15° E, N 180°-195° E y N 45°-60° E.

3<sup>a</sup>- La distribución de lineamientos menores (figura 46 C) está caracterizada por presentar una orientación principal y un máximo secundario muy cercano al primero. La primera presenta una orientación N 45°-60° E, con un 37 % del total. El máximo secundario se orienta hacia N 135°-150° E. El resto de lineamientos se distribuye homogéneamente alrededor de los cuatro cuadrantes.

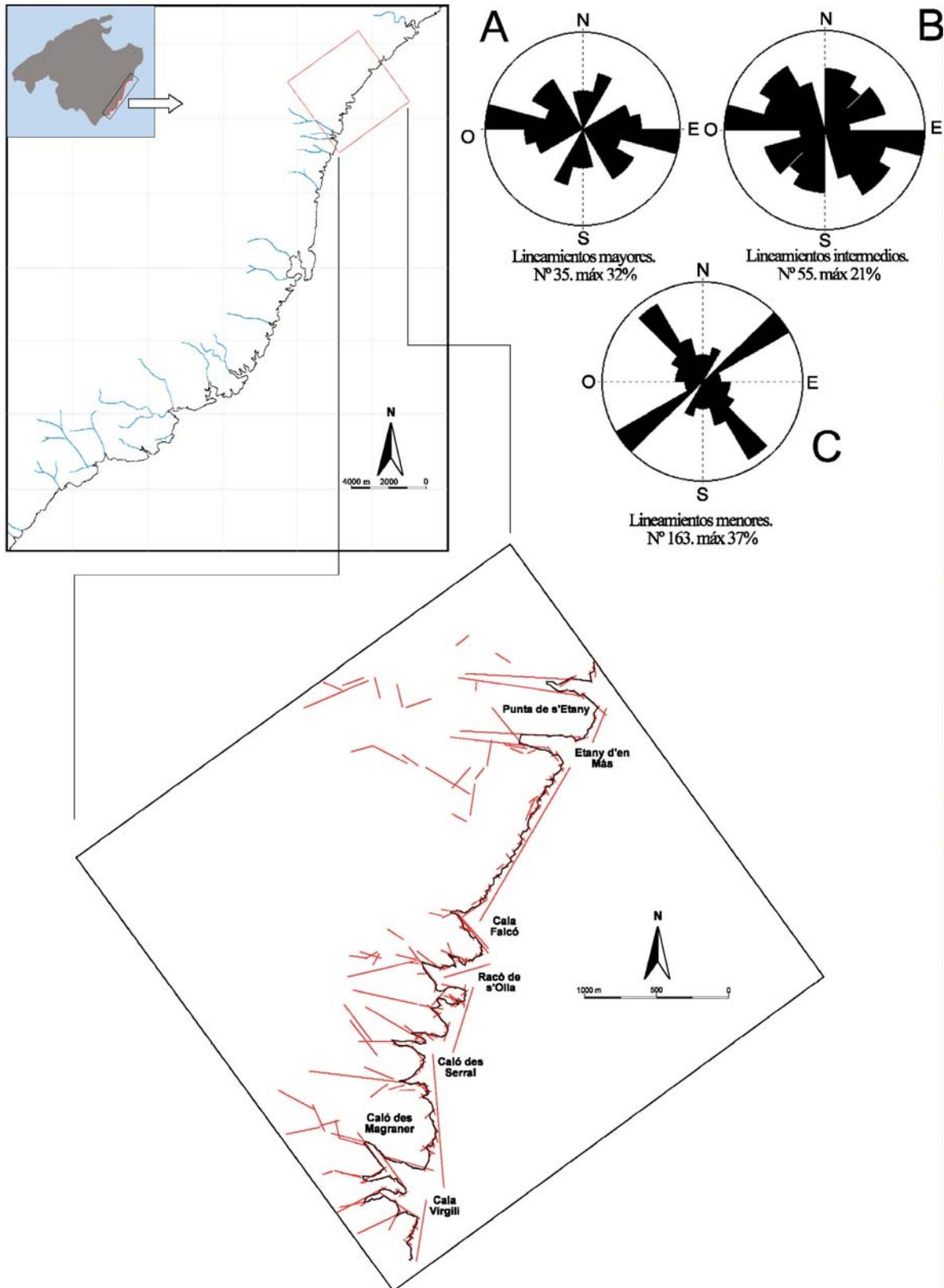


Figura 46. Representación espacial de los lineamientos en la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector I: Caló de Serral-Punta de s'Estany. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°. N° = Número de lineamientos. A) lineamientos mayores, B) lineamientos intermedios y C) lineamientos menores. El número de lineamientos considerados es de 243

---

## J. PUNTA DE S'ESTANY-PORTO-CRISTO

El último sector considerado se extiende algo más de 15 km de perímetro litoral desde el anterior, articulado fundamentalmente en torno a la bahía de Porto-Cristo. En su conjunto, la línea de costa presenta una orientación NE-SO. Su zona más meridional, Cala Mendia y Cala Anguila, aparecen agrupadas en una cala mayor y presentan direcciones perpendiculares entre sí. La primera, con 425 m de perímetro, está orientada E-O, aunque sensiblemente basculada hacia el NO y sin cauces en su cabecera. La segunda, con 425 m de perímetro, presenta una orientación N-S, con un pequeño torrente en su cabecera. Al norte de la zona de este sector destaca Cala Murta, con un perímetro de 300 m y en la que desemboca un pequeño cauce.

Porto-Cristo merece una mención especial debido al desarrollo de un cauce meandriforme en el torrente que desemboca en esta cala. Con un perímetro de 2000 m, es la tercera cala en magnitud de la costa oriental de Mallorca. Su orientación está controlada por los meandros que estructuran la cala, que marcan direcciones NO-SE, NE-SO y N-S, si bien el Torrente de Llebrona presenta direcciones E-O y N-S. En la figura 47 se representa la distribución espacial de los lineamientos analizados:

1<sup>a</sup>- La distribución de lineamientos mayores (figura 47 A) presenta un máximo principal en el intervalo N 165°-180° E, con un 30 %. El máximo secundario está definido por dos conjuntos de porcentaje similar, con direcciones hacia N 15°-30° E y N 150°-165° E. A partir de este último grupo, se distingue un abanico amplio de lineamientos, distribuidos de forma regular alrededor de los cuatro cuadrantes, a excepción de los intervalos donde no han sido observados lineamientos.

2<sup>a</sup>- Los lineamientos intermedios (figura 47 B) presentan una dirección principal hacia N 45°-60° E, con un 29%. Sin embargo, existe un conjunto numeroso de intervalos donde han sido observados lineamientos. Entre ellos destacan los que presentan orientaciones hacia N 90°-105° E, siendo el que más peso tiene, y N 15°-30° E, N 30°-45° E y N 120°-135° E, con porcentajes muy similares entre sí.

3<sup>a</sup>- La distribución de lineamientos menores (figura 47 C) está caracterizada por presentar una dirección dominante y un máximo secundario, con porcentajes similares. La dirección del primero marca una orientación de N 45°-60° E, con un 34 % del total. El segundo máximo presenta una dirección N 135°-150° E, con un conjunto de lineamientos, que flanquean dicha orientación hacia direcciones N 120°-135° E y N 150°-165° E. Un tercer grupo de considerable peso en la distribución de lineamientos, marca una orientación hacia N 30°-45° E. El resto se distribuye homogéneamente y con poco peso en cada intervalo alrededor de los cuatro cuadrantes. Excepcionalmente, no se han observado lineamientos en el intervalo N 60°-75° E.

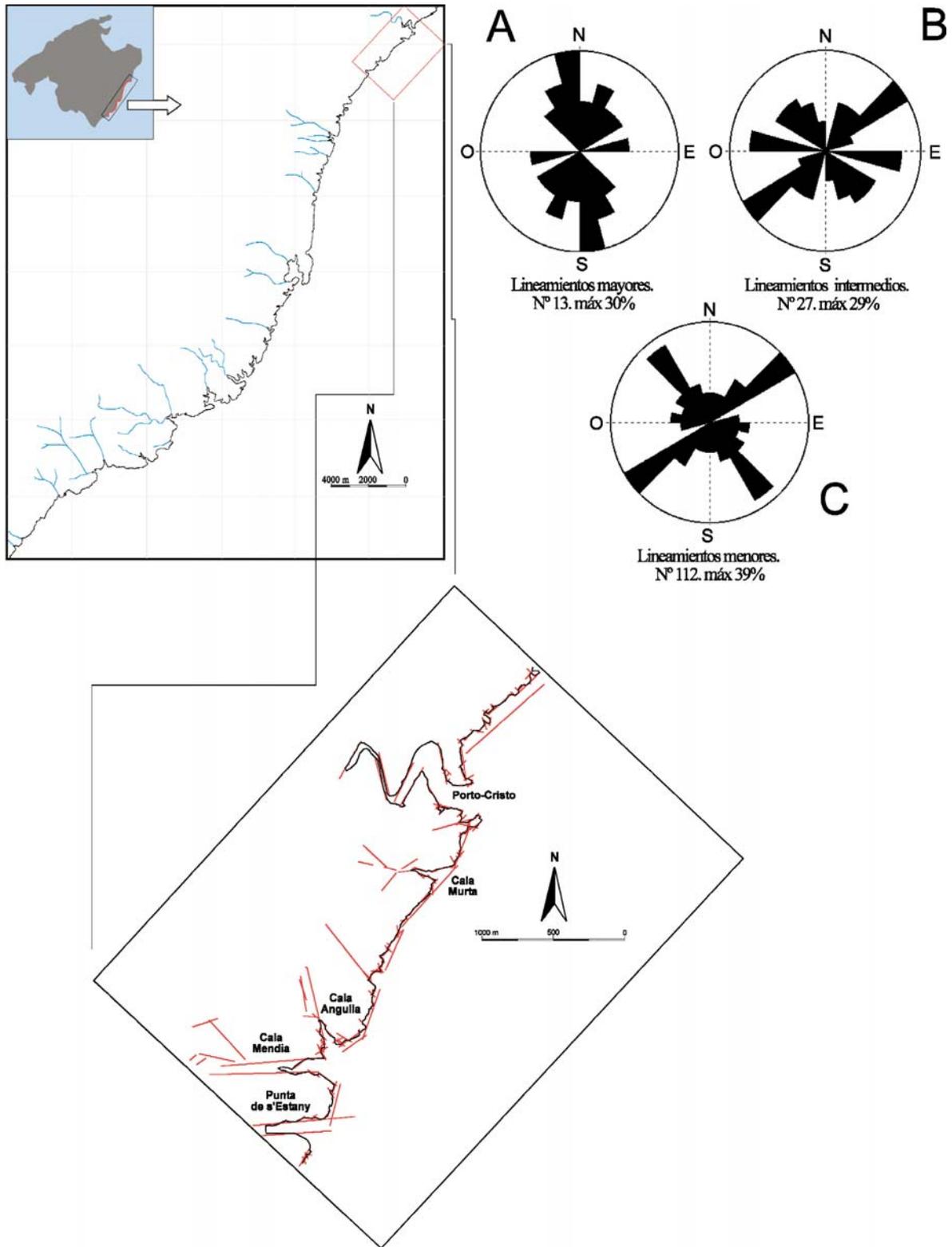


Figura 47. Representación espacial de los lineamientos en la plataforma carbonática miocena de la costa oriental de Mallorca. Sector J: Punta de s'Estany-Porto Cristo. Los diagramas de orientación están elaborados con intervalos de clase de 15°. N° = Número de lineamientos. A) lineamientos mayores, B) lineamientos intermedios y C) lineamientos menores.. El número de lineamientos considerados es de 152

---

### 5.2.1.1. Discusión

Para el análisis del conjunto de lineamientos de costa este de Mallorca, se ha procedido a realizar diversas representaciones. En la figura 48 pueden observarse los diagramas correspondientes a los lineamientos agrupados tanto en las tres tipologías anteriormente descritas (mayores, intermedios y menores), como distribuidos en cada una de ellas. En el diagrama correspondiente a la totalidad de lineamientos que han sido agrupados en intervalos de 15°, puede observarse una distribución bimodal, con un máximo absoluto que acumula el 24 % de los lineamientos en el intervalo N 45°-60° E (NE-SO) y un máximo relativo que agrupa dos intervalos: hacia N 135°-150° E y N 150°-165° E (NO-SE) (figura 48 D). No obstante, se aprecian dos grupos más de orientaciones con una frecuencia elevada: N 60°-75° E y un segundo conjunto, que agrupa dos intervalos de similar porcentaje sobre el total hacia N 0°-15° E y N 15°-30° E. El resto de lineamientos presenta porcentajes de correlación de intervalos muy similares entre ellos, distribuyéndose alrededor de los cuatro cuadrantes (figura 48 D).

Si se analizan los diagramas en rosa a partir de los lineamientos agrupados en las distintas categorías (figura 48 A, B y C), pueden observarse diferencias claras entre la distribución de los lineamientos mayores, intermedios y menores. En general, en el diagrama de lineamientos mayores las orientaciones representadas con más frecuencia son: N 0°-15° E (N-S) con un máximo de orientación del 11% y reforzado en dicha dirección por un conjunto de lineamientos hacia N 15°-30° E. En el mismo porcentaje que el primero, destacan las direcciones N 90°-105° E y N 105°-120° E. Sin embargo, se aprecia un segundo conjunto de lineamientos destacables con orientaciones hacia N 135°-150° E, y un abanico, con un porcentaje muy similar, que se distribuyen en la segunda mitad del primer cuadrante hacia N 45°-90° E. El resto de lineamientos representados se distribuye de forma radial y homogénea en el diagrama (figura 48 A).

En cuanto a los lineamientos intermedios, el máximo primario se sitúa en una orientación hacia N 45°-60° E (NE-SO), con un porcentaje del 14%. El máximo secundario incluye dos direcciones de orientaciones diferentes, con porcentajes muy parecidos: N 90°-105° E (E-O) y N 135°-150° E (NO-SE). No obstante, aparece un tercer conjunto de lineamientos, muy cercano porcentualmente al anterior, que se distribuye en cuatro orientaciones distintas: N 15°-30° E, N 60°-75° E, N 120°-135° E y N 150°-165° E (figura 48 B).

Estas dos primeras categorías de lineamientos mayores e intermedios presentan una similitud entre la distribución espacial del conjunto. Resumiendo, destacan cuatro familias de lineamientos:

N 45°-60° E (NE-SO)  
N 135°-150° E (NO-SE)  
N 90°-105° E (E-O)  
N 0°-15° E (N-S)

En los lineamientos menores la distribución presenta un cambio sustancial con respecto a las dos primeras categorías: el diagrama de rosa presenta un único máximo absoluto muy bien definido en el intervalo N 45°-60° E (NE-SO) (figura 48 C). El máximo secundario, aunque muy alejado en su porcentaje con respecto al primero, identifica un segundo conjunto de lineamientos orientados hacia N 135°-150° E (NO-SE) y prácticamente desaparecen las direcciones E-O y N-S.

En el diagrama del conjunto de los lineamientos cartografiados y la comparación entre los tres categorías, puede observarse que los máximos absolutos y secundarios coinciden en dos intervalos principales (figura 48 D):

N 45°-60° E (NE-SO)  
N 135°-150 E (NO-SE)

La primera dirección (NE-SO) es la más frecuente en los lineamientos intermedios y menores, aunque también aparece como máximo secundario en los lineamientos mayores. Este aspecto está controlado por el número de lineamientos representados en cada categoría, muy superior en los lineamientos menores e intermedios con respecto a los lineamientos mayores. La segunda dirección, N 135°-150 E (NO-SE), aparece con altos porcentajes en los tres conjuntos, aunque, de forma más significativa, en los lineamientos menores, por la distribución bimodal que éste presenta. La dirección N 0°-15° E (N-S), únicamente aparece en los lineamientos mayores. Dado que en dicha categoría esta orientación presenta un máximo absoluto del 11% (poco significativo) y compartido con otras orientaciones que están representadas en las tres grandes familias, pasa a ocupar un segundo orden en importancia.

La dirección NE-SO, en su intervalo N 45°-60° E, es la que representa la familia más importante en la zona de estudio. En este sentido, es la dirección principal de la línea de costa, que se ve representada, tanto en el conjunto como en los lineamientos mayores, intermedios y menores (figura 48 A, B, C y D). Este hecho denota que la línea de costa no es más que la representación estructural a mayor escala de una familia de lineamientos menores pero bien definidos, que configuran la costa oriental de Mallorca. Sin embargo, en el diagrama de los lineamientos mayores, esta dirección pierde peso, basculando su máximo hacia el N. Si atendemos a la configuración de la línea de costa global, observamos que existen dos zonas estructuralmente muy bien diferenciadas: el sector suroriental de la costa (desde Cala Màrmols hasta Porto-Colom) y el sector de costa nororiental (desde Porto-Colom hasta Porto-Cristo). En el primero, el conjunto de la línea de costa presenta una dirección principal NE-SO (entre N 45° y 75° E). No obstante, en un análisis más detallado se aprecian numerosos cambios de dirección hacia E-O, N-S y en menor medida, NO-SE.

Por el contrario, a partir del punto más meridional del segundo sector, se observa una notable reorientación de la línea de costa hacia el N, que se prolonga varios kilómetros, con tramos de mayor longitud y más regulares y homogéneos. Además, la costa no presenta tantas irregularidades en el detalle y, salvo casos concretos y de pequeña magnitud, se observan pocos cambios de orientación hacia E-O o NO-SE. Esta diferenciación entre ambos sectores es la que provoca que la dirección N-S gane peso sensiblemente en los lineamientos mayores y no en el resto de categorías. No obstante, y desde un punto de vista regional, el sector noroccidental, presenta una dirección dominante NE-SO y otra secundaria NO-SE.

Tras lo expuesto anteriormente, parece que existe un claro control estructural ejercido por las Serres de Llevant sobre el sector nororiental. Estructuralmente, la disposición de las Serres de Llevant está controlada por una tectónica de pliegues y cabalgamientos, que disminuyen en orden de magnitud y cambian de dirección (de NE-SO a NO-SE) hacia la zona SO de la costa oriental de Mallorca (Gelabert, 1998). La fase distensiva postmiocena a la que estuvieron sometidas las Serras de Llevant, se refleja en la formación de fallas distensivas menores tardías (Gelabert, 1998) de orientación NO-SE, que en muchos casos, han actuado como estructuras de

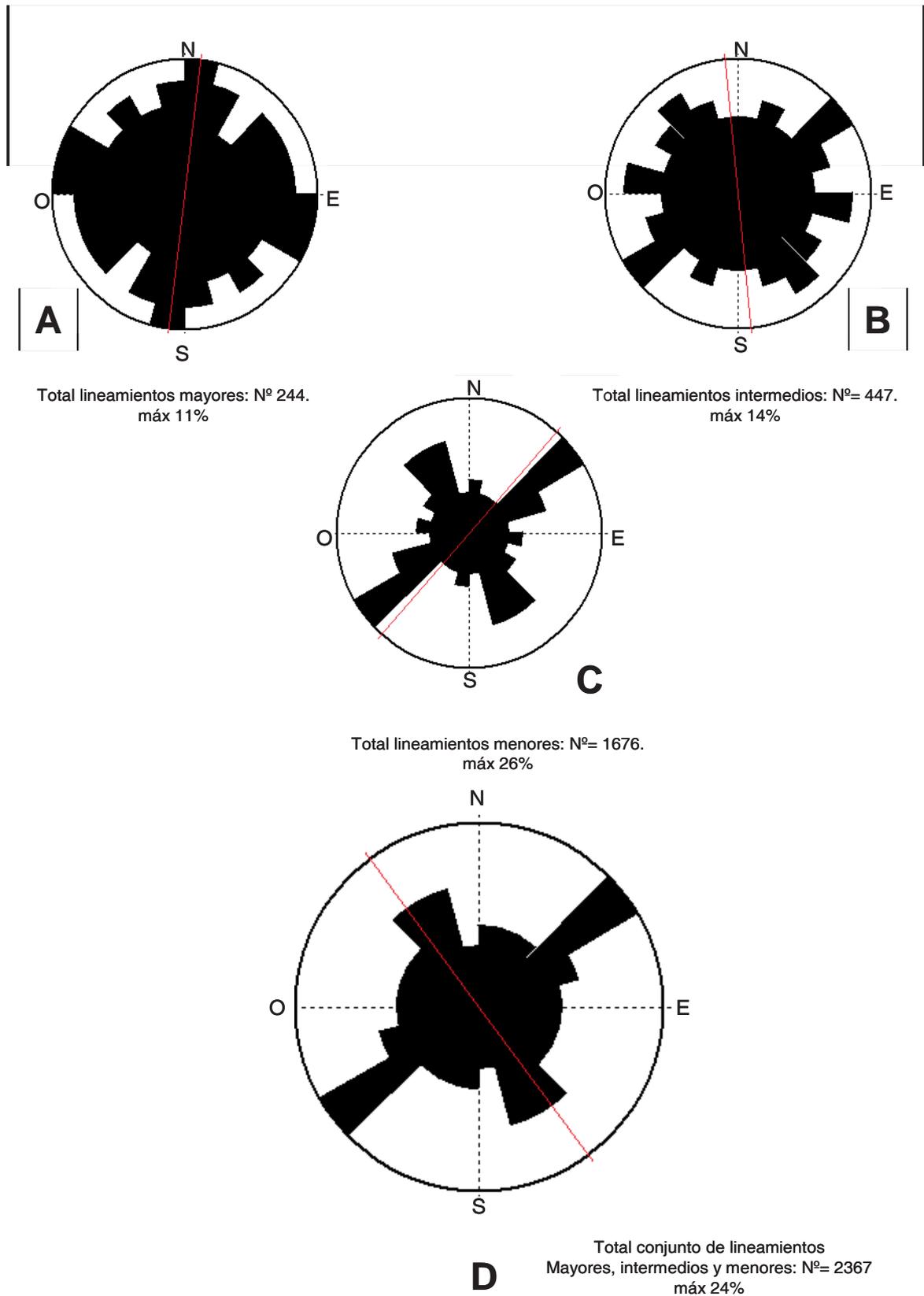


Figura 48. Diagramas en rosa de los lineamientos de la costa oriental de Mallorca, cartografiados originalmente a escala 1:25.000. A, lineamientos mayores (244); B, lineamientos intermedios (447); C, lineamientos menores (1676); D, totalidad del conjunto de los lineamientos (2367) . Todos los diagramas tienen como intervalo de clase 15°.

debilidad que han aprovechado los cursos fluviales. Esta dirección coincide con la orientación de los máximos secundarios en la distribución global de la zona de estudio (figura 48 D), lo cual hace suponer que la línea de costa se articula perpendicularmente a la dirección de estas fallas, siendo por tanto la dirección NE-SO una conjugada de las citadas fallas. Además, la dirección de la costa ésta alineada con las Serres de Llevant, evidenciando su control estructural sobre los lineamientos del sector nororiental.

El sector suroriental de la costa este de Mallorca (fundamentalmente en su zona más SO), parece estar sometida a un control estructural mas complejo, también relacionado con un proceso extensional postmioceno. La distribución de lineamientos, así como la configuración de la línea de costa, mucho más articulada, evidencia una tectónica que se traduce en una distribución de lineamientos diferente. En este sentido, existen además otros fenómenos de carácter más local que controlan una parte importante de la distribución espacial de lineamientos y que, típicamente, presentan diferencias entre ellas de orientación y longitud.

En cuanto a la edad de los lineamientos cartografiados sólo es posible afirmar que la mayor parte de ellos están asociados a fenómenos mayoritariamente distensivos postmiocenos. Sin embargo, el análisis de la fracturación que se expondrá en el apartado siguiente, pone de manifiesto la existencia de procesos compresivos que afectaron a determinadas zonas de la plataforma carbonática miocena.

#### 5.2.2.- Análisis de la fracturación por localidades

En este apartado se aborda el análisis de las fracturas medidas sobre el terreno (espesor, orientación, longitud y buzamientos) en 18 localidades ubicadas en la plataforma carbonática de Santanyí seleccionadas según criterios geológicos y geográficos.

#### CALA MÀRMOLS

La configuración de esta cala está caracterizada por un perímetro de línea de costa moderado (400 m). En su cabecera desemboca el torrente des Màrmols, con una orientación NO-SE al igual que la propia cala. Su anchura máxima no supera los 200 m, justo en el margen de su contacto con la línea principal de la costa oriental (figura 49). En la figura 56 se representan la distribución espacial de las fracturas analizadas.



Figura 49. Vista aérea de Cala Màrmols, Santanyí, Mallorca

Esta distribución muestra un carácter eminentemente radial, con una dirección principal N 70°-80° E, es decir NE-SO (con un máximo del 33% del total). El resto de las fracturas representadas es porcentualmente inferior al máximo primario y muestran una distribución muy homogénea en todas las direcciones, aunque destacan: N 0°-10° E, N 45°-55° E, y N 135 °-145° E. De

un orden de magnitud menor, en cuanto al número de fracturas, aparece representado otro conjunto que se distribuyen casi por igual en los cuatro cuadrantes. Sólo tres intervalos destacan por la ausencia de fracturas: N 35°-45° E, N 90°-110° E y N 10°- 20° E.

### CALA FIGUERETA

Es una cala que presenta unas características similares a la anterior, en lo referente a sus dimensiones (350 m de perímetro litoral y 100 metros de anchura) (figura 50). En su cabecera desemboca un torrente cuya longitud y cuenca hidrográfica son de dimensiones reducidas. La dirección del torrente y de la cala es NO-SE, hasta su contacto con la línea de costa. En la figura 56 se representan la distribución espacial de las fracturas analizadas.



Figura 50. Vista aérea de Cala Figuereta, Santanyi, Mallorca

Esta distribución presenta un máximo principal con 25% del total hacia N 40°-50° E (NE-SO). El máximo secundario se distribuye, desde N 150°-180° E (NO-SE). Un tercer grupo de fracturas con porcentaje menor se agrupan en torno al máximo primario y secundario, entre las que cabe destacar las comprendidas en el intervalo N 0°-10° E.

### CALA SALMUNIA-CALÓ DES MORO

Esta zona destacan por la singularidad de sus formas y por la opuesta orientación de sus calas, torrentes y el cambio de dirección (90°) de la línea de costa. Cala Salmunia se orienta NE-SO, excepto en la cabecera de la misma, donde desemboca el curso fluvial que rota y toma una dirección NO-SE. Por el contrario, el Caló des Moro marca una dirección NE-SO. A pocos metros de esta localidad, la línea de costa presenta una dirección perpendicular al tramo anterior, cambiando de NE-SO a NO-SE. En este sentido, apuntar que, precisamente en ese tramo, se ubica un curso fluvial con una orientación NE-SO, por tanto igual que la dirección de es Caló



Figura 51. Vista aérea de Cala Salmunia-Caló des Moro, Santanyi, Mallorca

des Moro y la línea de costa (figura 51). En la figura 56 se representan la distribución espacial de los fracturas analizadas.

El diagrama de fracturas que representa los datos tomados en esta zona muestra una distribución espacial con dos máximas del 12 % de orientación N 20°-30° E y N 50°-60° E (NE-SO). Este grupo de fracturas se abre hacia ambos lados del diagrama con fracturas de menor representación porcentual y abarcando un conjunto de intervalos más amplio: N 30°-70° E. El máximo secundario también presenta un conjunto de fracturas que se distribuye en distintos intervalos, aunque con orientación opuesta al primario y sensiblemente inferior en porcentaje. Su dirección marca una orientación hacia N 110°-140° E (NO-SE). Este sistema de fracturas se abre en el diagrama hacia intervalos porcentualmente menores al anterior: N 140°-170° E.

#### *CAP DE SA PARET*

Es una pequeña localidad de no más de 500 m de perímetro litoral, cuyo interés es el afloramiento de una de las mayores estructuras de paleocolapso kárstico de toda el área de estudio. Se ubica en un tramo de costa acantilada, al norte de Es Caló des Moro, donde ésta marca una dirección N-S. En la figura 56 se representa la distribución espacial de las fracturas analizadas.

La distribución espacial de las fracturas en el diagrama marca un máximo primario y secundario con direcciones perpendiculares entre sí: El primero presenta una dirección hacia N 170°-180° E. El segundo máximo se orienta hacia N 80°-90° E, con un peso sensiblemente inferior. Sin embargo, un grupo de fracturas importantes parece indicar un sistema semirradial que se distribuye alrededor de estos dos conjuntos principales. Destacan, relacionados con el máximo primario, los intervalos N 0°-10° E y N 160°-170° E y con el máximo secundario, las orientaciones N 90°-100° E y N 60°-70° E.

#### *CALA LLOMBARDS*

La zona objeto de estudio agrupa dos calas: Cala Llobards y Es Caló des Macs. De escaso desarrollo, presentan orientaciones similares, si bien en la primera se observa un cauce más encajado en la plataforma carbonática.

Ambas calas presentan una orientación E-O, aunque en el caso de Es Caló des Macs se aprecia un relativo basculamiento hacia el SE. La orientación de los cauces que en ellas desembocan parece ser el factor de control que determina esta sensible diferencia en la dirección, aunque Cala Llobards presenta la dificultad de estar distribuida en dos cauces principales. El más importante se orienta NO-SE, configurando parte de la cuenca de drenaje actual. Sin embargo, y prácticamente en la cabecera de la cala, a dicho cauce se une un segundo con orientación divergente, NE-SO, similar a la dirección de la línea de costa principal.

Con respecto a la línea de costa, ambas calas están ubicadas en un sector de costa con dirección E-O, a partir del cual, la dirección del litoral acantilado se orienta NE-SO, es decir, como la dirección de la costa oriental de Mallorca. En la figura 56 se representa la distribución espacial de las fracturas analizadas.

La distribución espacial de las fracturas en el diagrama marca dos máximos primarios, N 45°-55° E y N 160°-170° E, con un ligero mayor peso porcentual (15%) en el pri-

mero. Además, en esta dirección, y con un número de fracturas similar, se abre el espectro de fracturas hasta N 65° E. Por el contrario, el máximo secundario incrementa la apertura del abanico correspondiente al segundo intervalo primario hacia N 170°-180° E. En ambos casos se aprecian dos direcciones dominantes: NO-SE y NE-SO, coincidiendo con la orientación de la línea de costa, el cauce paralelo a la misma y los cauces principales. No obstante, la distribución de la fracturación que representa el diagrama, marca un tercer grupo que, aunque con menor peso específico, muestran direcciones diferentes a los dos principales. Este conjunto se orienta hacia N 70°-80° E, aunque abriéndose en el diagrama hacia N 80°-100°, es decir E-O.

### ES PONTÀS

Esta localidad está caracterizada por una geometría singular que tiene su máxima expresión en un margen de la plataforma de unos 50 m de longitud y 30 m de altura, separado de la misma y a modo de pequeño ismo (figura 52). Por tanto, nos referimos a una sector limitado en sus dimensiones pero a priori, interesante en el análisis de la fracturación.

La dirección de la costa en este sector es prácticamente E-O, con un sensible giro hacia el NE al final del sector. A partir de este punto, la línea de costa vuelve a hacia direcciones NE-SO, aunque a lo largo de un reducido tramo marca una dirección N-S. En la figura 56 se representa la distribución espacial de las fracturas analizadas.

Esta distribución marca un máximo primario muy claro y alejado del segundo conjunto importante de fracturas hacia N 90°-100° E, con un 32 %, ampliado en su espectro hacia N 110° E. Si

atendemos al orden de magnitud porcentual de las orientaciones representadas, los conjuntos que siguen a este máximo primario amplían hacia el NE y NO dicha orientación. Es importante destacar, aunque con un peso inferior en el diagrama, un conjunto de fracturas que se orientan hacia N 40°-50° E.

### CALA SANTANYÍ

Se trata de una cala con una orientación NO-SE (muy basculada hacia el S), de mayor perímetro litoral que las anteriores y con un claro control estructural del curso fluvial que en ella desemboca, que se orienta hacia NO-SE. A partir de este sector, la costa se orienta hacia E-O, prolongándose más de 6 km, con pequeñas discontinuidades NE-SO y NO-SE, hasta llegar a Cala Figuera. Aunque la cuenca de drenaje presenta una jerarquización con cauces secundarios orientados E-O y NE-SO, parece evidente que son la representación de una conjugación de la red de fracturas dominante. En la figura 56 se representa la distribución espacial



Figura 52. Vista de Es Pontàs, Santanyí, Mallorca

de las fracturas analizadas.

La distribución marca un máximo primario hacia N 45°-55° E, con un 36 % del total, ampliado en su espectro con porcentajes menores de fracturas hacia N 35°-65° E. Al igual que en Es Pontàs, aparecen dos pequeños grupos de fracturas de un peso inferior al primer sistema, pero importante en su conjunto por la divergencia de la orientación que las posiciona casi perpendiculares entre sí. Su orientación marca una dirección hacia N 90°-100° E para el primero, y N 170°-180° E para el segundo.

### *CALÓ DE SES AGULLES*

Como ya se ha mencionado en el apartado anterior, entre cala Santanyí y Cala Figuera, a pesar de que la línea de costa sigue una orientación E-O, dicho tramo presenta zonas de costa hacia otras orientaciones divergentes a la principal. El Caló de Ses Agulles presenta una forma semi-circular, con un tramo en su margen sur hacia NE-SO y otro hacia NO-SE en su margen norte. Desde su extremo más meridional hasta el más septentrional no supera 1 km de desarrollo perimetral, con una pequeña incisión asociada a un cauce en su tramo final. En la figura 56 se representa la distribución espacial de las fracturas analizadas.

La representación gráfica de la distribución espacial de las direcciones de las fracturas en el diagrama marca dos máximos primarios con un porcentaje similar, 20%. El primero presenta una dirección hacia N 0°-10° E y el segundo N 170°-180° E, es decir, prácticamente N-S y NO-SE. No demasiado alejado en cuanto al porcentaje de fracturas, se observan dos intervalos secundarios hacia N 90°-100° E para el primero y N 145°-155° E para el segundo. Sin embargo, el máximo secundario se abre con un espectro de menor porcentaje de fracturas hacia ambos lados del cuadrante, lo que pone de relieve un peso mayor en esa dirección. Por último, cabe destacar que no han sido observadas fracturas en los intervalos N 30°-80° E.

### *ES MORRÀS*

Es una pequeña localidad a partir de la cual la costa vuelve a orientaciones próximas a la dirección NE-SO, hasta converger en Cala Figuera. La longitud del sector de costa analizada solo comprende un desarrollo de unos 400 m. Sin embargo, es especialmente interesante, puesto que es un tramo litoral acantilado donde no se han desarrollado calas, pero con una presencia importante de estructuras de paleocolapso kárstico. Los datos de la distribución espacial de fracturas han sido tomados en las cercanías de los paleocolapsos, así como al NE y SO al de los mismos. En la figura 56 se representan la distribución espacial de las fracturas analizadas.

En el diagrama de rosa, se observa que la distribución espacial de las fracturas marca un máximo primario con un 22 % del total hacia N 80°-90° E, ampliado en su espectro con un máximo secundario hacia N 60°-80° E. En este sentido, es importante destacar, aunque con un peso inferior en el diagrama, un conjunto de fracturas que se orientan hacia N 45°-50° E. Un segundo conjunto de fracturas, con menor porcentaje en su distribución, marca dos claras direcciones: el primero, N 170°-180° E, y un segundo, agrupado en dos intervalos hacia N 10°-30° E. El resto de fracturas representadas por debajo de estos conjuntos dominantes y según la distribución, se observa que amplían sensiblemente el espectro de los grupos principales hacia al NE y NO. Por tanto, es posible afirmar que las direcciones que controlan este sector se orientan hacia E-O, N-S y NE-SO.

---

## CALA FIGUERA

Cala Figuera se ubica al principio de un tramo de costa que sigue la dirección principal de la franja litoral en el conjunto de la plataforma carbonática (NE-SO). Además de por la geometría de la propia cala, en la que desembocan dos cauces principales, este sector se caracteriza por el gran número afloramientos de paleocolapsos kársticos (22) que se distribuyen a lo largo del perímetro en ambos costados de la misma.

El torrente de Oms presenta una orientación prácticamente E-O para la mayor parte del cauce. El segundo curso fluvial marca una orientación hacia NO-SE. La prolongación de ambos cauces controla la forma divergente del margen norte de la cala; 200 m al S confluyen en el conjunto de la misma prolongándose 600 m hasta llegar a la línea de costa. La cala se orienta hacia NO-SE (figura 39 A). En la figura 56 se representan la distribución espacial de las fracturas analizadas.

El diagrama resultante es altamente complejo y variado, debido a los diversos fenómenos de control estructural que influyen este sector. Parece existir una distribución prácticamente simétrica para los cuatro cuadrantes, con una dirección dominante hacia N 130°-140° E con un máximo del 22 %. El máximo secundario, cercano porcentualmente al primario, se orienta hacia N 30°-40° E. El otro conjunto de fracturas amplía en porcentaje el espectro hacia el SE de los dos conjuntos principales y por tanto, son poco representativos. Un tercer grupo de fracturas marca dos direcciones: el primero se orienta N 80°-90° E, y el segundo hacia N 170°-180° E. En este caso, se repite el fenómeno del primero donde, un espectro de fracturas, en un intervalo de 10° hacia el NE del primero y NE y SE del segundo, incrementa el peso de la distribución en esa orientación de estos grupos de fracturas en el diagrama. El cuarto conjunto de fracturas, con porcentaje similar al anterior, marca una dirección hacia N 110°-120° E. Por último, cabe destacar que la distribución espacial del conjunto con menor peso porcentual se distribuye homogéneamente alrededor de los cuatro cuadrantes, observándose únicamente un intervalo en el que no aparecen fracturas representadas (N 10°-15° E).

## ES SAVINAR-PUNTA DES SAVINAR

Es una localidad con una cala de reducidas dimensiones y una pequeña franja de la costa acantilada. En la cala afloran 4 estructuras de paleocolapso kárstico y está articulada por un pequeño torrente que se orienta NE-SO, con una notable orientación hacia E-O en su cabecera. En el sector de costa acantilada, la orientación presenta una dirección N-S y también afloran dos importantes estructuras de paleocolapso kárstico. A partir de la Cala de Es Savinar, la línea de costa sigue una dirección N-S. En la figura 56 se representa la distribución espacial de las fracturas analizadas.

La distribución espacial de las fracturas pone de manifiesto dos sectores bien diferenciados. Según la representación en el diagrama de rosa, se observan tres direcciones dominantes, que se jerarquizan según el peso porcentual. El máximo primario con un porcentaje del 18%, marca una orientación hacia N 120°-130° E, con un espectro de direcciones de fracturas con menor orden de magnitud porcentual, pero próximos al máximo, 20° hacia el NE y 10° hacia el SE. El máximo secundario se orienta hacia N 40°-50° E, flanqueado también por un conjunto de fracturas hacia el NE y SE, pero con menor peso que en el máximo primario. Por último, y representado por un conjunto de fracturas con muy poco peso porcentual en el diagrama, se distinguen dos conjuntos de fracturas con porcentajes similares. El primero marca una dirección

N 80°-90 ° E y el segundo N 10°-20° E.

### *SOLIMINA-CALÓ D'EN PERDIU*

Solimina es una pequeña cala de geometría semicircular, en la que apenas se aprecia la existencia de un antiguo cauce fluvial, actualmente invadido por construcciones urbanas. La línea de costa cambia de dirección, que en esta zona marca una orientación N-S. Por el contrario, el Caló d'en Perdiu es una pequeña cala ubicada a unos 800 m de la primera en la que desemboca un torrente de escaso desarrollo que marca una orientación NE-SO, al igual que la propia cala. Se ubica en un tramo de costa que marca una dirección NO-SE, separado del anterior por el cabo de Es Blanquer. En ambas y localidades y también entre ambas, afloran algunas estructuras de paleocolapso kárstico de dimensiones relativamente importantes. En la figura 56 se representa la distribución espacial de las fracturas analizadas.

El diagrama de distribución de las fracturas se caracteriza por presentar dos conjuntos principales de orientaciones, el primero de los cuales se aleja mucho porcentualmente del segundo. El máximo primario marca una orientación hacia N 90°-100° E (E-O), con un máximo de correlación de orientación del 46% del total, y con un espectro de direcciones de fracturas jerarquizadas porcentualmente en intervalos de 10° que se abren hacia el SE. El segundo conjunto de fracturas, alejado porcentualmente de la primera familia, se orienta hacia N 0°-10° E y N 170°-180° E.

### *S'AMARADOR-MONDRAGÓ*

El conjunto de estas dos calas está integrado en una pequeña bahía que agrupa otras calas, como el Caló de Burgit o Sa Barca Trancada. Presenta una geometría bifurcada, con orientaciones divergentes entre ellas. S'Amarador se orienta NE-SO, con dos torrentes que desembocan en su cabecera, de distinta orientación. El Torrente de S'Amarador presenta la misma orientación, NE-SO, con algún tramo de escasa longitud hacia N-S y E-O. Por el contrario, el Torrent Roig presenta una dirección NO-SE, aunque la estructura meandriforme del mismo se traduce en cambios de orientación hacia N-S, NE-SO y E-O. En el margen norte de la cabecera de la cala desemboca un tercer cauce de geometría rectilínea, y cuya orientación marca una dirección NO-SE.

Cala Mondragó presenta una dirección prácticamente N-S, reorientada sensiblemente hacia el SE. En su cabecera desemboca el Torrent de ses Coves del Rei. Es un cauce muy jerarquizado, con una dirección principal hacia NO-SE, aunque con afluentes orientados según las direcciones N-S y E-O. En su tramo final se reorienta hacia direcciones próximas a N-S. En la figura 56 se representa la distribución espacial de las fracturas analizadas.

La distribución espacial de las fracturas marca una clara orientación en el intervalo N 100°-110° E, con un máximo del 28%. Esta dirección se ve reforzada en peso porcentual por un máximo secundario que se abre hacia orientaciones similares: N 90°-100° E y N 110°-120° E. Quedan, por tanto reflejadas dos familias de fracturas en este sector, orientadas E-O y NO-SE. No obstante, con un peso porcentual poco significativo en el diagrama, se observa un segundo conjunto de fracturas que se orienta hacia N 10°-20° E. El resto de fracturas representadas se distribuye de forma casi simétrica en los cuatro cuadrantes, a excepción del intervalo N 160°-170° E, donde no se ha constatado la presencia de fracturas.

## PORTO PETRO

Es la segunda cala en orden de magnitud de la costa oriental de Mallorca, donde se agrupan otras calas, entre las que destacan el Caló de sa Torre y el Caló des Llamp. La primera presenta una geometría bifurcada, con direcciones divergentes. La segunda presenta una configuración rectilínea en gran parte de su perímetro y se alinea hacia el SO con uno de los dos márgenes del Caló de sa Torre. En su conjunto, Porto-Petro presenta una orientación N-S, ligeramente desviada hacia el SE. Sin embargo, si nos referimos de forma más concreta a los subsectores que la componen, las orientaciones dominantes son: NE-SO, NO-SE y E-O. Los cauces que desembocan en distintas zonas de la cala parecen responder al mismo patrón estructural, con orientaciones hacia: N-S, NE-SO, NO-SE y E-O. En su tramo final, la cala cambia de dirección hacia orientaciones próximas a N-S. En la figura 56 se representa la distribución espacial de las fracturas analizadas.

El diagrama muestra un amplio espectro de orientaciones, con una estructura radial en su distribución (figura 53). El máximo primario marca una dirección hacia N 50°-60° E con un 18% del total. Esta dirección, que domina relativamente la distribución general de las fracturas, se ve reforzada por conjuntos de menor porcentaje que se abren hacia orientaciones N 40° y 60° E. El máximo secundario se orienta hacia N 140°-150° E, que incrementa su peso hacia el SE por un conjunto menor de fracturas que se abre hacia N 170° E. Un tercer conjunto de fracturas a destacar, marca una orientación hacia N 110°-120° E y, como en los grupos anteriores, se abre hacia N 90° E, acentuando su orientación hacia E-O. El último conjunto destacable es un reducido número de fracturas orientadas hacia N 10°-20° E.



Figura 53. Detalle de las fracturas Porto-Petro, Santanyi, Mallorca

## CALA LLONGA

Se trata de una cala que presenta una geometría rectilínea hacia NE-SE, cambiando al NE de la cala en el contacto con la línea de costa. En la cabecera desemboca un torrente que en su intersección con la costa marca una dirección N-S. Anteriormente, se observan dos direcciones principales: N-S y NO-SE, debido a un conjunto de meandros que configuran su cauce. En la figura 56 se representa la distribución espacial de las fracturas analizadas.

El diagrama de orientaciones muestra dos direcciones principales: el máximo primario marca un espectro de orientaciones con una estructura radial en su distribución. Los máximos primarios se orientan hacia N 160°-180° E, con un porcentaje del 16% (en los dos inter-

valos agrupados) y N 90°-100° E, muy cercano porcentualmente al primero. Estas direcciones dominan prácticamente el total del diagrama de rosa, aunque el primer intervalo refuerza su peso con respecto al segundo, debido a un conjunto de fracturas que se abren 10° al NE y al SE. Por el contrario, el segundo máximo considerado, también refuerza su dirección con otras fracturas orientadas hacia NE-SO. Existe un tercer grupo de fracturas, con orientación N 50°-60° E.

### PORTO-COLOM

Como ha sido indicado en el análisis de los lineamientos, Porto-Colom es la mayor de las calas de la costa este de Mallorca y presenta una geométrica particular. En su conjunto se orienta hacia N-S, aunque comprende diversas calas, que modifican sustancialmente su orientación de conjunto. Hacia el norte se observa una entrante marino rectilíneo. En su margen oeste se abre hacia dos direcciones diferentes: la primera, ubicada al norte de Porto-Colom, presenta una orientación NO-SE y en ella desemboca un torrente que marca dos claras direcciones: NO-SE y E-O. La segunda, la Bassa Nova, presenta una dirección N-S, algo basculada hacia el NE. En su zona más meridional desemboca un torrente con dos direcciones que dominan su cauce: NO-SE y NE-SO. En su margen este, los accidentes geográficos están menos desarrollados, observándose una discontinuidad al norte denominada S'Arenal, de geometría semicircular y, otra, más al sur, de geometría rectangular. En este abanico de orientaciones de la línea de costa y geometrías de la misma, es destacable la orientación opuesta que presenta una parte del tramo final de la cala, donde un estrecho marítimo separa dos cabos: Punta de ses Crestes en el margen norte, y Punta des Raconàs en su margen sur. En el primero, la orientación de la línea de costa marca una dirección hacia NE-SO y en el segundo, al menos en una parte importante de la línea de la costa, hacia NO-SE. En la figura 56 se representa la distribución espacial de las fracturas analizadas.

El diagrama de orientaciones es radial y muy jerarquizado. El máximo primario marca una orientación N 90°-100° E, que está flanqueado hacia el NE por un conjunto de fracturas que con porcentajes menores, hasta N 40°-50° E. El máximo secundario marca una dirección N 10°-20° E, reforzado por otro conjunto de fracturas de menor orden porcentual hacia N 0°-10° E. Una tercera familia de fracturas con porcentajes de orientación elevados, marca una dirección hacia N 140°-150° E. Por último, se observa un grupo de fracturas distribuidos alrededor de los cuatro cuadrantes con un porcentaje pequeño pero muy representativos.

### S'ALGAR

La localidad de S'Algar ha sido considerado aquí como una zona de especial interés, debido a la presencia de un contacto entre facies de *lagoon* y talud arrecifal, como consecuencia de una falla en dirección N 95° E (figura 54).

Con respecto a la forma de esta cala, presenta una geometría rectilínea que se abre hacia la costa en dos direcciones divergentes. En su margen meridional, la línea de costa se orienta hacia N-S, basculando en su tramo final hacia NE-SO. Por el contrario, en el margen oriental, la dirección es NO-SE. No se contempla en la cartografía convencional ningún torrente en su cabecera. En la figura 56 se representa la distribución espacial de las fracturas analizadas.

En el diagrama de distribución espacial de fracturas se aprecian dos conjuntos de direcciones divergentes. El máximo primario marca una orientación N 60°-70° E, con un 18% del total,

que se abre hacia el NE y el SE por otros conjuntos de fracturas (donde se sitúa el máximo secundario) de menor peso porcentual aunque, reforzando una dirección preferente NE-SO. Un segundo conjunto de fracturas marca una dirección máxima hacia N 120°-130° E, también flanqueado por otros intervalos que se abren hacia N 90°-150° E, delimitando dos familias: NO-SE y E-O. Un tercer conjunto marca dos direcciones dominantes: N 170°-180° E y N 20°-30° E. También destacan un grupo de fracturas que se orientan N-S.

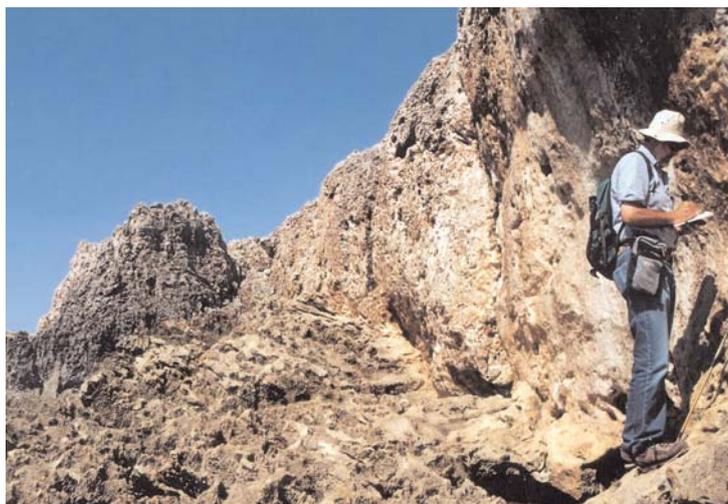


Figura 54. Detalle del plano de falla en dirección en S'Algar, Santanyí, Mallorca

### 5.2.2.1. Discusión

Para el análisis del conjunto de fracturas de las localidades objeto de estudio distribuidas en la costa oriental de Mallorca, se ha procedido a la representación agrupada de todos los datos en la figura 56. En dicho diagrama, correspondiente a la totalidad de fracturas que han sido agrupadas en intervalos de 10°, puede observarse una distribución, con un máximo absoluto que acumula el 12 %, en el intervalo N 90°-100° E (E-O), y un máximo relativo que agrupa dos intervalos: hacia N 40°-50° E y N 50°-60° E (NE-SO). Se aprecia un conjunto de fracturas de tercer orden de magnitud porcentual que se abre en un abanico que integra 5 intervalos (N 130°-180° E). Este hecho, define una tercera dirección relativamente importante hacia NO-SE.



Figura 55. Detalle de depósitos detríticos cuaternarios en la desembocadura de una pequeña cala, Santanyí, Mallorca

Sin embargo, a excepción del máximo primario y secundario, la distribución espacial de las fracturas es de tipo radial, con un gran número de fracturas distribuidas homogéneamente en los cuatro cuadrantes.

A grandes rasgos y según los datos obtenidos en las 18 localidades de la costa oriental de Mallorca, se pueden distinguir tres grandes grupos de fracturas:

- I.- El primero se refiere a fracturas o fallas (normalmente en dirección), de gran desarrollo longitudinal. Suelen ser de carácter muy penetrativo con una dirección dominante NE-SO, dos direcciones secundarias NO-SE y E-O, y un desarrollo longitudinal superior a los 30 m. Este sistema presenta buzamientos subverticales en la mayoría de

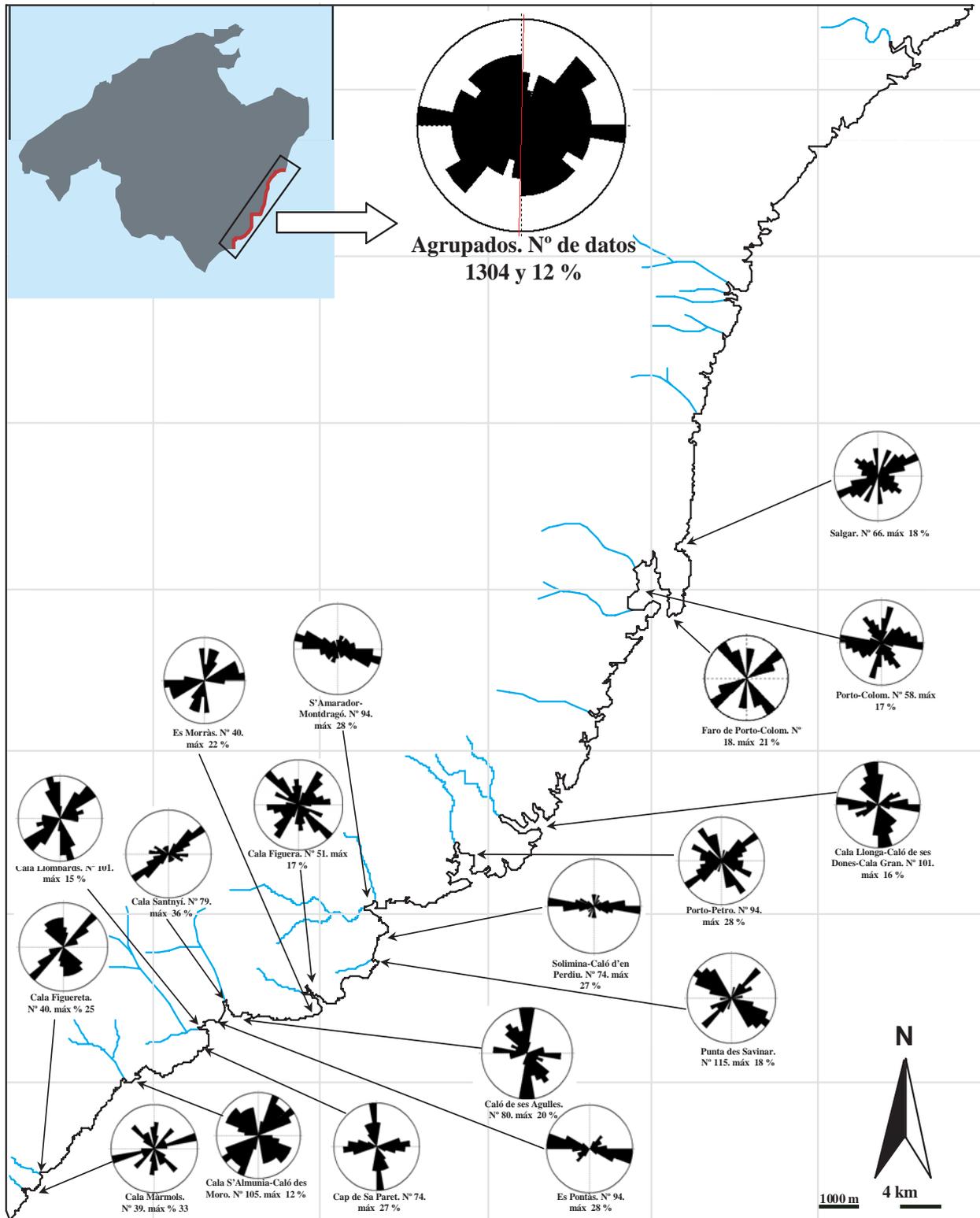


Figura 56. Distribución espacial de las fracturas analizadas por localidades

---

los casos (cerca de 70°) y con una separación entre 10 y 15 cm.

2.- Las fracturas del segundo grupo están caracterizadas por ser menos penetrativas y con poco desarrollo longitudinal en el espacio. Los buzamientos se aproximan a los 90° y casi siempre aparecen conjugadas. Presentan direcciones NO-SE, E-O y NE-SO.

3.- La tercera y última familia agrupa un conjunto de fracturas de carácter muy local, penetrativas en algunos casos, y en otros de escaso desarrollo. Aunque localmente presenta una distribución radial, en el conjunto de la plataforma carbonática presentan dos orientaciones dominantes: E-O y N-S. Sus buzamientos son también muy diversos, con un espectro que oscila desde 5° hasta 90°.

Los dos primeros grupos de fracturas parecen estar asociados a los lineamientos descritos en el apartado anterior, que tienen una relación estrecha con las fallas principales, dirección de los cursos fluviales principales y secundarios, y la dirección de la línea de costa. Por el contrario, el tercer conjunto de fracturas está asociado a los paleocolapsos kársticos, con pautas de control local y radial, y con un amplio abanico de buzamientos y longitudes. El hecho de que presente dos direcciones dominantes, E-O y N-S, se debe a que la fracturación en los paleocolapsos kársticos es radial y, dependiendo de su ubicación en la línea de costa, las fracturas presentarán diferentes direcciones, (mayoritariamente perpendicular o semiperpendicular a la propia dirección de la costa acantilada). Este aspecto está controlado por la ubicación de los paleocolapsos que sólo afloran en dos dimensiones en la costa acantilada, interceptados por calas, torrentes o la línea de costa. Por ejemplo, paleocolapsos que afloran en un tramo de costa NE-SO, presentarán fundamentalmente fracturas orientadas NO-SE. Si por el contrario están ubicados en zonas cuya dirección de la costa es E-O y/o N-S, la dirección del conjunto de fracturas dominante será inversa, N-S y E-O.

Este hecho se ve corroborado por el escaso porcentaje del máximo principal que presenta el diagrama (12%), y la proximidad a este valor del resto de fracturas que se distribuyen de forma muy similar en los cuatro cuadrantes. Sin embargo, en los casos que han sido analizados paleocolapsos cuya sección era al menos tres cuartas partes del total de la estructura original (Faro de Porto Colom, Cala Santanyí o Estret des Temps, entre otras), el diagrama presenta una dirección claramente radial, con varios máximos principales y secundarios y con poca concentración porcentual en dichos intervalos. En estos ejemplos, los máximos N-S o E-O se integran en conjuntos de fracturas donde aparecen direcciones de orientación muy diversas, casi siempre de carácter radial.

Con respecto a la edad, las fracturas también se pueden dividir en tres grandes grupos:

1.- Las fracturas subverticales (próximas a 90°) presentan una clara componente distensiva y se observan en sedimentos miocenos, pleistocenos y holocenos. Por tanto, son producto de una tectónica reciente, quizás todavía activa. Esta familia está asociada fundamentalmente con orientaciones NE-SO y, en menor medida, NO-SE (figura 57).

2.- Las fracturas asociadas a fallas y cursos fluviales, penetrativas y con buzamientos en torno a los 70°, están controladas por la tectónica postmiocena de carácter distensivo y con una componente de cizalla en muchos casos. La mayoría de estas fracturas presentan rellenos sedimentarios o están bajo depósitos de eolianitas del



Figura 57. Detalle de fracturas subverticales en Cala Salmunia, Santanyí, Mallorca



Figura 58. Detalle de falla en dirección en Na Magrana, Felanitx, Mallorca

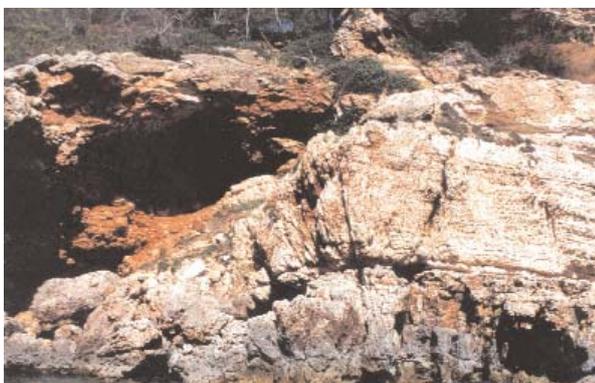


Figura 59. Detalle de las fracturas distensivas asociadas a la relajación de esfuerzos durante el Mioceno Superior, Cala Savinar, Mallorca

Pleistoceno medio-superior y paleodunas adosadas a los acantilados de la plataforma carbonática de edad Pleistoceno superior (Clemmensen *et al.*, 1997). Esta familia está asociada a orientaciones fundamentalmente NO-SE, y en menor medida NE-SO y E-O (figura 58).

3.- En el tercer conjunto de fracturas se observan dos tipos: una familia con una componente extensional-distensiva que alterna fracturas penetrativas y otras poco incisivas (figura 59); y una segunda familia con una componente de carácter compresivo con desplazamiento (fallas inversas) (figura 77). Están siempre agrupadas en zonas muy locales y sólo afectan a los sedimentos miocenos de la plataforma carbonática, también solapados en muchos casos por dunas pleistocenas. Algunas de estas fracturas aparecen rellenas y sus longitudes oscilan entre algunos centímetros a metros. Están asociadas en todos los casos a los paleocolapsos kársticos y su edad es del Mioceno superior. Aunque en el análisis se asocian a conjuntos de orientación E-O o N-S, los trabajos de campo constatan que la orientación es muy diversa en relación al tipo de estructura que se analice y a la orientación del afloramiento en sección con respecto a la dirección de la línea de la costa.

---

## **PARTE IV**

# **LOS SISTEMAS DE PALEOCOLAPSO DE LAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS DE LLUCMAJOR Y SANTANYÍ**

## CAPÍTULO 6. INTRODUCCIÓN

Las plataformas carbonáticas, por sus litologías, estructura y arquitectura de facies, son marcos susceptibles de presentar estructuras asociadas a procesos de disolución y colapso. Los paleocolapsos kársticos de Mallorca forman un conjunto de estructuras fósiles que son una parte importante del registro geológico en las plataformas de Lluçmajor y Santanyí.

Estos paleohundimientos afectan a los depósitos miocenos del sur y el levante de Mallorca, siendo particularmente relevantes los afloramientos ubicados en las localidades de Cap de Sa Paret, Cala Figuera, Punta des Savinar, Porto-Colom y Cala Murta. Su génesis es consecuencia de procesos de disolución y posteriormente hundimiento, compactación y diagénesis. Las complejidades espaciales, tanto laterales como verticales, están condicionadas por la alta frecuencia de las fluctuaciones del nivel del mar durante el Mioceno superior. Estos cambios eustáticos controlaron la arquitectura de facies, el nivel de base, el nivel freático y el tiempo de exposición subaérea de la roca, dando lugar a procesos epigénicos (cerca del nivel freático) de disolución y diagénesis. Para definir la geometría de los paleocolapsos, escala y sus características espaciales, es necesario entender su desarrollo genético, y estudiar ciertos aspectos mineralógicos, sedimentológicos (James y Choquette 1984; Bosak *et al.*, 1989; Saller *et al.*, 1994) y las modificaciones morfosedimentarias y estructurales posteriores.

Los datos de los paleocolapsos en Mallorca están limitados, debido a que afloran en secciones bidimensionales en el plano vertical. Existen pocos estudios integrados de este tipo de estructuras en otras zonas del planeta debido a los escasos afloramientos de los que se tiene constancia y la poca calidad de los mismos. Ello dificulta la comparación de los paleocolapsos objeto de estudio con otros ejemplos similares. Algunos ejemplos similares en otras regiones del planeta, han sido estudiados a partir de métodos de análisis del subsuelo (sísmica, testigos de sondeo o diagráfias) (Stormont; 1949; Cargile, 1969; McCaleb y Wayhan, 1969; Rogers y Davis, 1977; Hooks, 1985; Craig, 1988; DeHass y Jones, 1989; Andreu y Doulcet, 1991; Loucks y Handford, 1992; Mazzullo y Mazzullo, 1992; Purves *et al.*, 1992; Canter *et al.*, 1993; Dermiralin *et al.*, 1993; Willson *et al.*, 1993; Tinker y Mruck 1995; Loucks, 1999). Ello comporta que muchos de los datos estratigráficos a pequeña escala, así como facies diagenéticas, sean difíciles de definir y que la interpretación esté basada en gran parte sobre una información limitada. No obstante, las investigaciones llevadas a cabo sobre estructuras de colapso kárstico recientes y los procesos epigénicos que las afectan (ej. Back *et al.*, 1989), pueden proporcionar datos de interés, tanto relativos al desarrollo mecánico, como a los factores que controlan la disolución de la roca.

---

La gran mayoría de formas paleokársticas que se han estudiado, se definen en la literatura como formas consecuencia de procesos de disolución epigénicos que no están relacionados en el tiempo con procesos activos de karst (Loucks, 1999; Baceta *et al.*, 2001). El efecto de las fluctuaciones marinas sobre la exposición subaérea de la roca y la disolución por aguas meteóricas o mezcla de aguas de diferentes químicas, provoca cambios tanto en la agresividad de las aguas de disolución, como en la intensidad del proceso. Ello puede determinar cambios en la porosidad y diagénesis en la roca (Saller *et al.*, 1994).

Los fenómenos de hundimiento casi siempre están ligados a formas y productos muy característicos, como secciones geométricas determinadas, brechas y espeleotemas asociados. Los diferentes tipos de brechas de colapso caracterizan muchas estructuras paleokársticas y son elementos que pueden proporcionar información adicional sobre los fenómenos que operaron en su génesis. En los paleocolapsos de Mallorca, las brechas son sedimentos muy bien definidos, en ocasiones con una gradación y/o variación tipológica lateral y vertical que, en algunos casos, permite reconocer las dimensiones e intensidad del proceso de hundimiento. Las brechas están formadas por clastos de las facies adyacentes y suprayacentes, sedimentos detríticos y cementos cuya información geoquímica y petrográfica es sustancial.

## **CAPÍTULO 7. PROCESOS DE DISOLUCIÓN EPIGÉNICOS EN LAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS DE LLUCMAJOR Y SANTANYÍ DURANTE EL MIOCENO SUPERIOR**

Las descripciones de la génesis, forma y geometría en planta de las cavidades kársticas en general, ha sido un tema de discusión desde los primeros estudios espeleológicos. Posiblemente, la descripción de las primeras cavidades en la región centro europea sentó el precedente de cavidades jerarquizadas, con conductos más o menos sinuosos que daban lugar a sistemas endokársticos ramificados. Sin embargo, más tardíamente, el estudio de algunos sistemas endokársticos litorales abrió una nueva tendencia (ver Ginés, 2000). La planta y el desarrollo de estos sistemas subterráneos difería absolutamente de la geometría clásica endokárstica. Se describían formas sin una jerarquización aparente y en muchas de ellas, destacaba la ausencia de los típicos conductos kársticos. Se trataba de entramados sinuosos, atribuidos en un principio a procesos erosivos mecánicos relacionados con las aguas marinas (Martel, 1896) o, muy posteriormente, a formas producto de procesos hipogénicos (White, 1988; Palmer, 1991). Sin embargo, muchas cavidades epigénicas activas mostraban estas formas, lo cual obligó a replantear que su geometría respondía a otros fenómenos, asociados a la disolución de la roca. Actualmente, las cavidades litorales y sus formas se atribuyen a un conjunto de procesos que ponen en relación el marco hidrogeológico, la influencia de las oscilaciones del nivel del mar sobre éste y la litología. En este sentido, destacan las cavidades generadas en zonas de mezcla de aguas de diferente química, (dulce-salada y/o con diferentes temperaturas y/o contenidos en CO<sub>2</sub>) donde la disolución es muy activa. En ambos casos, la distribución litológica y las fluctuaciones del nivel de base, consecuencia de las oscilaciones del nivel del mar, son aspectos determinantes cuando se consideran períodos dilatados de tiempo. Este hecho, se debe a que en períodos donde las oscilaciones marinas son de alta frecuencia, la zona de mezcla entre aguas de diferente composición química fluctúa con relativa rapidez. Esta zona hidrogeológica suele ser muy agresiva y en un corto periodo de tiempo se disuelven las litologías más solubles (en especial las aragoníticas), dando lugar a formas endokársticas muy irregulares.

Uno de los mecanismos que generan más porosidad secundaria en plataformas carbonáticas costeras son los procesos de disolución epigénicos asociados a un karst litoral-marino (Saller, 1991; Loucks, 1999, 2004; Ginés, 2000). Las cavidades epigénicas son el tipo más común en plataformas carbonáticas donde gobierna un sistema kárstico marino caracterizado por la abundancia de cavidades que, en algunas ocasiones, provocan hundimientos posteriores de las capas suprayacentes (Hanshaw y Back, 1980; Back *et al.*, 1984; Hine *et al.*, 1988; Baceta *et al.*, 2001).

Dos procesos están estrechamente relacionados con fenómenos de disolución en la zona sub-superficial cercana al nivel freático en un ambiente marino-costero: 1) la disolución por aguas meteóricas enriquecidas en la superficie con dióxido de carbono y posteriormente infiltrada al subsuelo, y 2) la disolución por mezcla de aguas dulce y salada (Ford y Williams, 1989; Guilleston, 1996; Loucks, 1999).

La interfase agua dulce-agua salada es la zona geoquímica donde el desarrollo de cavidades es más notable (Back *et al.*, 1986; Ford y Williams, 1989; Guilleson, 1996). Los procesos de disolución en esta zona están controlados por la interrelación entre factores como el clima, nivel de base, nivel freático, tiempo de exposición subaérea, red de poros preexistente, litología, espesor de los estratos y estructura (James y Choquette, 1988). El clima global domina las fluctuaciones del nivel del mar y estas oscilaciones, controlan a su vez el nivel de base, que determinará la posición del nivel freático. Si la frecuencia de las fluctuaciones del nivel del mar es alta, la interfase oscila rápidamente en respuesta a este ciclo, alternando dominios de agua dulce y agua salada (figura 60). Las alteraciones diagenéticas que se producen en la zona de mezcla pueden ser distribuidas a lo largo de las capas expuestas, con secciones donde las marcas de la posición de la franja más dulce de la interfase son muy claras, ya que la alteración en esa zona es más intensa (Matteheys y Frohlich, 1987; Saller *et al.*, 1994). Sin embargo, los procesos de disolución consecuencia de la infiltración de aguas meteóricas enriquecidas en CO<sub>2</sub> durante la exposición subaérea de la roca, también son notables en ambientes kársticos litorales. No obs-

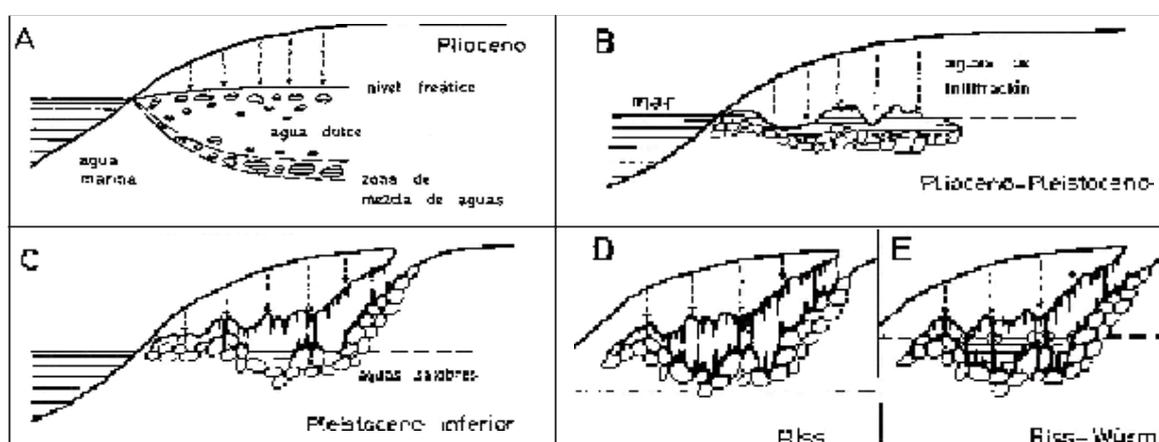


Figura 60. Secuencia evolutiva de la génesis y evolución de las cavidades del levante Mallorca (Ginés, 2000)

tante, la disolución, no siempre es producto de la exposición en uno u otro ambiente, sino que ambos pueden alternarse según las oscilaciones marinas y las subsiguientes exposiciones subaéreas de la roca. Estos ambientes de disolución son típicos de plataformas carbonáticas arrecifales con dominio de clima tropical-subtropical (Loucks, 1999; Mylroid y Carew, 1995). Además, las plataformas carbonáticas están compuestas en algunos de sus cinturones de facies por bioconstrucciones orgánicas de litología muy soluble y porosa. Este hecho hace de estas unidades sedimentarias, marcos geológicos especialmente susceptibles de albergar procesos de disolución y colapso como los que aquí se describen

Los paleocolapsos de la costa meridional y oriental de Mallorca se consideran como productos de un sistema kárstico marino-costero. Las condiciones paleoclimáticas y paleoambientales que gobernaron la plataformas carbonáticas durante el Mioceno superior están relacionadas con un clima tropical y subtropical, de acuerdo con la interpretación de Pomar *et al.* (1996) y Pomar (2001). En el modelo sedimentológico descrito anteriormente para las plataformas de Lluçmajor y Santanyí, las fluctuaciones del nivel del mar fueron de alta frecuencia durante el Tortoniense y Messinense. Consecuencia de ello, las oscilaciones del nivel freático provocó una alternativa exposición de la roca en la zona vadosa y freática (con diferentes contextos físico-químicos). Esta ciclicidad de la fluctuación entre dominios vadoso y freático, o de aguas de diferente composición química durante el Messiniense, provocó la disolución diferencial de la roca, determinada fundamentalmente por la litología.

## CAPÍTULO 8. LOS FENÓMENOS DE COLAPSO ACTUALES EN PLATAFORMAS CARBONÁTICAS

El proceso mecánico de colapso de cavidades es un aspecto importante de muchos de los sistemas kársticos que puede ayudar a entender la evolución las estructuras de paleocolapso. El marco teórico del fenómeno se corresponde al hundimiento de paredes y techos de las cavidades bajo la presión generada por el peso de los estratos suprayacentes. La zona de máximo esfuerzo está normalmente inducida por la presencia de un vacío (cavidad) (White, 1988) donde la presión es cercana a 0. Como resultado se produce un domo de fracturación por un desajuste de tensiones alrededor de la cavidad (Davis, 1949; White y White, 1969; Bögli, 1980; Ford y Williams, 1989) (figura 61). Los domos de fracturación, consecuencia del desplome del techo y, ocasionalmente, de las paredes de la cavidad, se forman generalmente en la zona vadosa, cuando el nivel freático ha descendido, vaciando totalmente o en parte la cavidad.

Este hecho origina una reorganización de las líneas de esfuerzo preexistentes en la roca, ligada a la descompresión que se genera en la cavidad y que varía en función del tamaño de la misma y el peso de los depósitos suprayacentes. Posteriormente, las paredes y los techos de las cavidades que soportan mayor tensión, se rompen y colapsan, en muchas ocasiones por la disminución de la presión hidrostática, hasta alcanzar un perfil de equilibrio entre las tensiones y el vacío de la cavidad (Davis, 1949; White y White, 1969; Bögli, 1980). Esta simplificación del proceso está determinada en el detalle, por diversos factores de control, como la litología, grado de litificación de la roca y características estratigráficas (componentes, tamaño de los estratos suprayacentes y posición de los planos de estratificación). Si los procesos se producen en plataformas carbonáticas de tipo arrecifal recientes, tanto los procesos de disolución como los desequilibrios de las líneas de tensión y su posterior reajuste mecánico suelen ser muy rápidos.

Sin embargo, el colapso se puede producir también en un ambiente freático (Loucks, 1999) o submarino (Pedley 1975, 1990; Robledo y Pomar, 2000 a, b, c), donde a los factores de control anteriores se añaden la presión hidrostática relativa o el peso que ejerce la columna de agua marina sobre la cavidad. En el último caso, además de formas como las que se han descrito anteriormente, son determinantes los procesos de sinsedimentación,

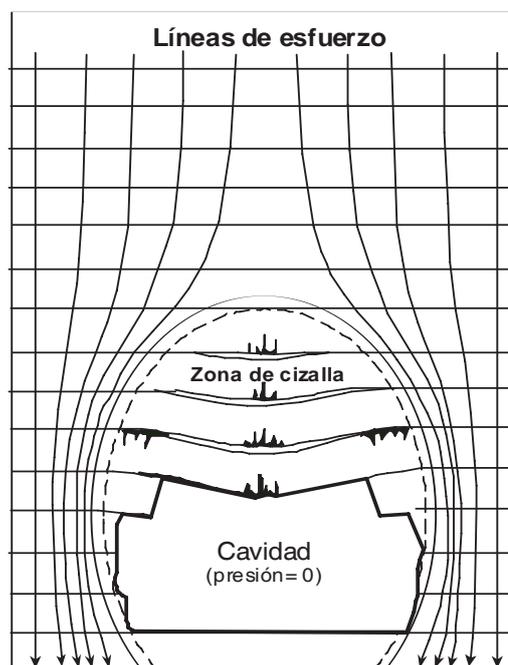


Figura 61.- Reorganización de las líneas de esfuerzo en la roca por la descompresión de un vacío (cavidad) (Ford y Williams, 1989)

---

ya sea en las capas a techo de la plataforma o en el relleno total o parcial de la cavidad. El menor grado de litificación de la roca que en las plataformas consolidadas (donde sedimentos posteriores pueden rellenar la cavidad) (figura 62), determina un sistema paleokárstico muy característico, donde las capas suprayacentes afectadas definen perfiles de acomodación sedimentaria coetáneos al colapso y/o deformaciones semiplásticas generando formas similares a pequeñas inflexiones o pliegues. Estos aspectos permiten diferenciar sistemas paleokársticos sinsedimentarios de otros posteriores en los cuales la roca ya está completamente litificada.



*Figura 62. Cavidad desarrollada en rocas jurásicas y rellena por sedimentos detríticos posteriores. Cap des Pinar, Alcúdia, Mallorca*

Loucks (1999), basándose en las descripciones de White y White (1969) y Ford y Williams (1989), definió una función de relación entre el espesor de los estratos sobre la cavidad y la longitud del vacío (para rocas fracturas y no fracturadas), como factores que determinan el hundimiento. Con el aumento de espesor de los estratos menor longitud es necesaria sobre la cavidad para que colapsen y viceversa. Si los estratos están fracturados, a igualdad de longitud de vacío es necesaria una potencia menor de los estratos suprayacentes para que colapsen. Según el resultado de la función y su representación gráfica, con espesores inferiores a 4 m y longitudes superiores a 15 m, las capas suprayacentes que no presentan fracturación tiene menos probabilidad de hundirse. Entre estos parámetros máximos, se pueden dar distintas combinaciones, dependiendo de la mayor o menor fracturación de la roca y de la extensión y espesor de los estratos suprayacentes (figura 63). No obstante, esta función de relación omite la geometría de la cavidad, parámetro decisivo para el proceso y forma de una estructura de colapso.

En el caso de los paleocolapsos objeto de estudio y según el modelo genético que se discutirá posteriormente, los hundimientos son sinsedimentarios. Este aspecto es determinante y refleja un factor a tener en cuenta, como es el grado de litificación de las rocas suprayacentes. Un segundo factor es el diámetro de la cavidad y en menor medida, la geometría de la misma. La presión ejercida por el peso de las rocas suprayacentes es una variable común en cualquier tipo de colapso. En este caso, está determinada por el peso de las capas suprayacentes.

El grado de litificación de las capas es, en principio, teóricamente constante en las plataformas carbonáticas de Lluçmajor y Santanyí. Por el contrario, la presión que ejerce la roca por encima de la cavidad es variable a lo largo de las plataformas. Las diferentes cotas en las que se ha desarrollado la cavidad pueden ser variables, de lo que depende el mayor o menor peso ejercido por la roca sobre la cavidad. Además, y dado que las capas no estaban completamente consolidadas, la diferencia de espesores de los estratos suprayacentes tiene una influencia mayor en la ocurrencia y geometría del colapso. La geometría y el diámetro de la cavidad, son también variables independientes, ya que puede cambiar en función de los factores locales que intervengan en cada estructura.

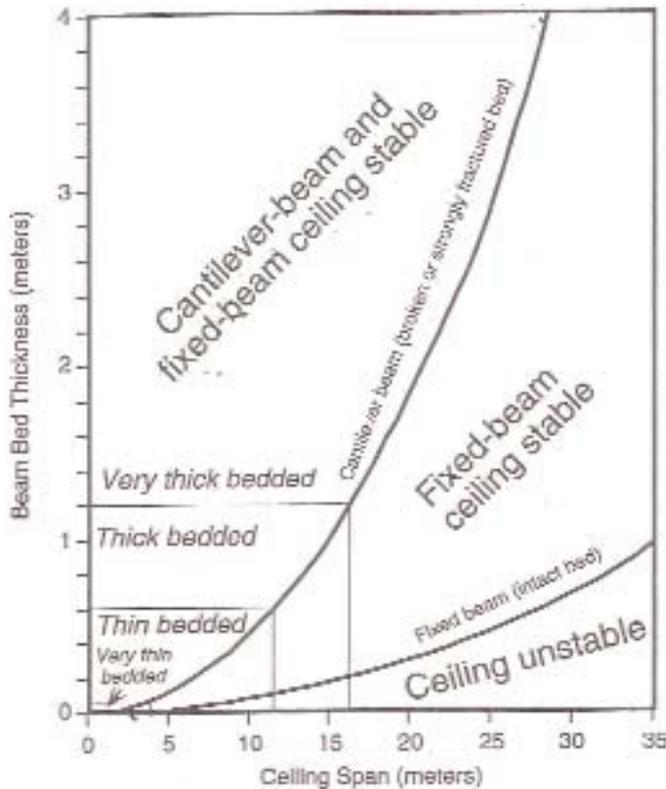


Figura 63.- Relación entre espesor de los estratos y longitud del vacío, con o sin fracturación (modificada de Loucks, 1999)

Esta teorización del proceso no puede ser expresada gráficamente a partir de los datos que disponemos, ya que no existe información directa sobre los parámetros de la relación. Sólo con las dimensiones de las secciones que afloran, los aspectos sedimentarios (tamaño y tipos de brechas en cada estructura) y estructurales (fracturas y fallas), podemos extrapolar relativamente la geometría de la cavidad y la presión confinante en cada estructura. De estos aspectos, se deduce que los colapsos de mayor dimensión están relacionados con cavidades mayores.

---

## CAPÍTULO 9. MODELO GENÉTICO DE LAS ESTRUCTURAS DE PALEOCOLAPSO KÁRSTICO

El desarrollo de cavidades, colapso, enterramiento, compactación y diagénesis, han sido fenómenos descritos generalmente desarrollados en etapas sucesivas de tiempo (Stormont; 1949; Cargile, 1969; McCaleb y Wayhan, 1969; Pedley, 1973; Rogers y Davis, 1977; Hooks, 1985; Craig, 1988; DeHass y Jones, 1989; Andre y Doulcet, 1991; Loucks y Handford, 1992; Mazzullo y Mazzullo, 1992; Purves *et al.*, 1992; Canter *et al.*, 1993; Dermiralin *et al.*, 1993; Willson *et al.*, 1993; Tinker y Mruck 1995; Loucks, 1999;). Sin embargo, las estructuras de paleocolapso del sur y el levante de Mallorca no están relacionadas con un marco general donde en un principio tuvo lugar la disolución (con el subsiguiente desarrollo de cavidades), posteriormente el colapso de las capas suprayacentes y por último, el enterramiento, compactación y diagénesis de los materiales.

### 9.1. Origen y desarrollo de las estructuras de paleocolapso kárstico

Los resultados del análisis de la arquitectura de facies y el modelo deposicional de la plataforma de Lluçmajor, así como la distribución de facies en la plataforma de Santayí, señalan que los procesos diagenéticos que dieron lugar a los paleocolapsos kársticos están controlados por las fluctuaciones del nivel del mar. Las oscilaciones marinas determinaron la arquitectura de facies de las citadas plataformas, así como el nivel de base y las alternativas exposiciones subaéreas del Complejo Arrecifal (Pomar y Ward, 1991; Robledo y Pomar 2001 a). Ello, permiten plantear un modelo genético para explicar el origen de estos paleohundimientos.

En las estructuras objeto de estudio, el desarrollo de las cavidades se produce en una primera fase y posteriormente tiene lugar el colapso, singenético al enterramiento, iniciándose los procesos de compactación y diagénesis. Podemos diferenciar dos grandes fases en la ocurrencia de estas estructuras: (1) subida del nivel del mar y nivel del mar alto y (2) bajadas del nivel del mar y nivel del mar bajo.

#### *La arquitectura de facies*

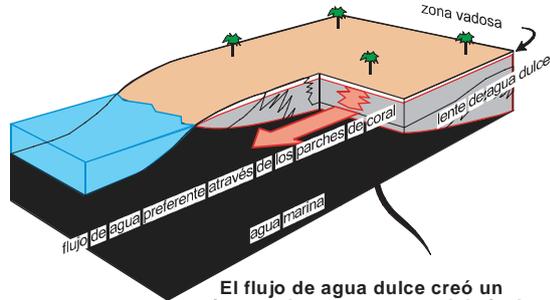
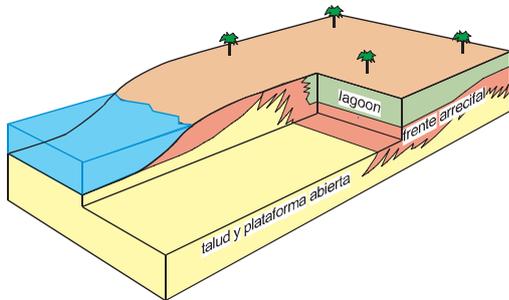
Las unidades acrecionales de la plataforma arrecifal corresponden a secuencias deposicionales de alta frecuencia. En dichas secuencias se distinguen cuatro cortejos sedimentarios en relación a las partes específicas de los ciclos de nivel del mar, y que se definen en base a los cambios característicos en las formas de empaquetamiento de los cortejos de facies. Los cortejos sedimentarios de bajo nivel se formaron durante la fase inicial de ascenso del nivel del mar y consisten principalmente de facies arrecifales progradantes sobre delgados depósitos de talud; en dicho cortejo no existen depósitos de lagoon significativos. El cortejo sedimentario correspondiente a la fase de ascenso del nivel del mar es volu-

**Arquitectura de facies**

**Zonas diagenéticas y procesos**

**BAJADA DEL NIVEL DEL MAR Y NIVEL DEL MAR BAJO**

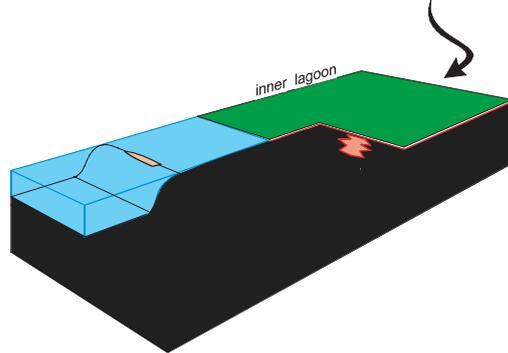
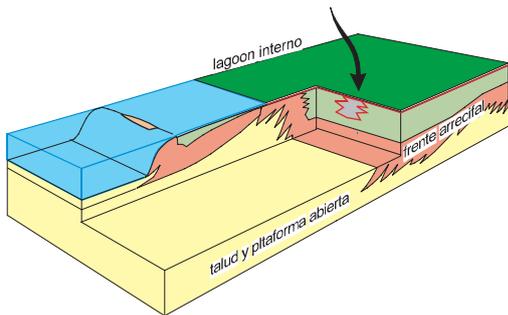
**A**



El flujo de agua dulce creó un sistema de cuevas cerca del nivel freático, por disolución preferente del aragonito (corales del frente arrecifal y de los parches coralinos en el lagoon externo) del cortejo sedimentario agradante (transgresivo) precedente

**SUBIDA DEL NIVEL DEL MAR (fase temprana)**

**B**



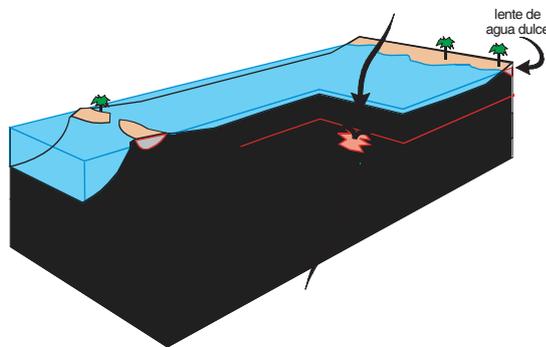
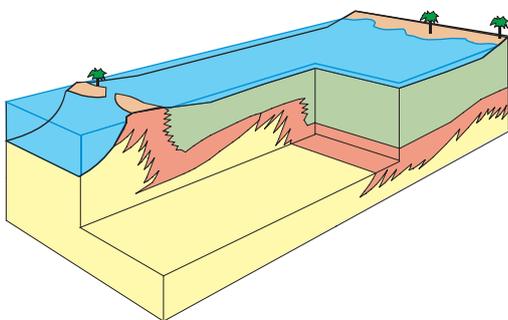
Las capas de lagoon interno solapan expansivamente la superficie karstificada del frente arrecifal y lagoon externo

El derrumbe del techo de las cuevas formadas cerca de la superficie, produce las estructuras de paleocolapso en las capas de lagoon interno, cuando éstas no estaban todavía completamente consolidadas

Agradación de las capas de lagoon externo

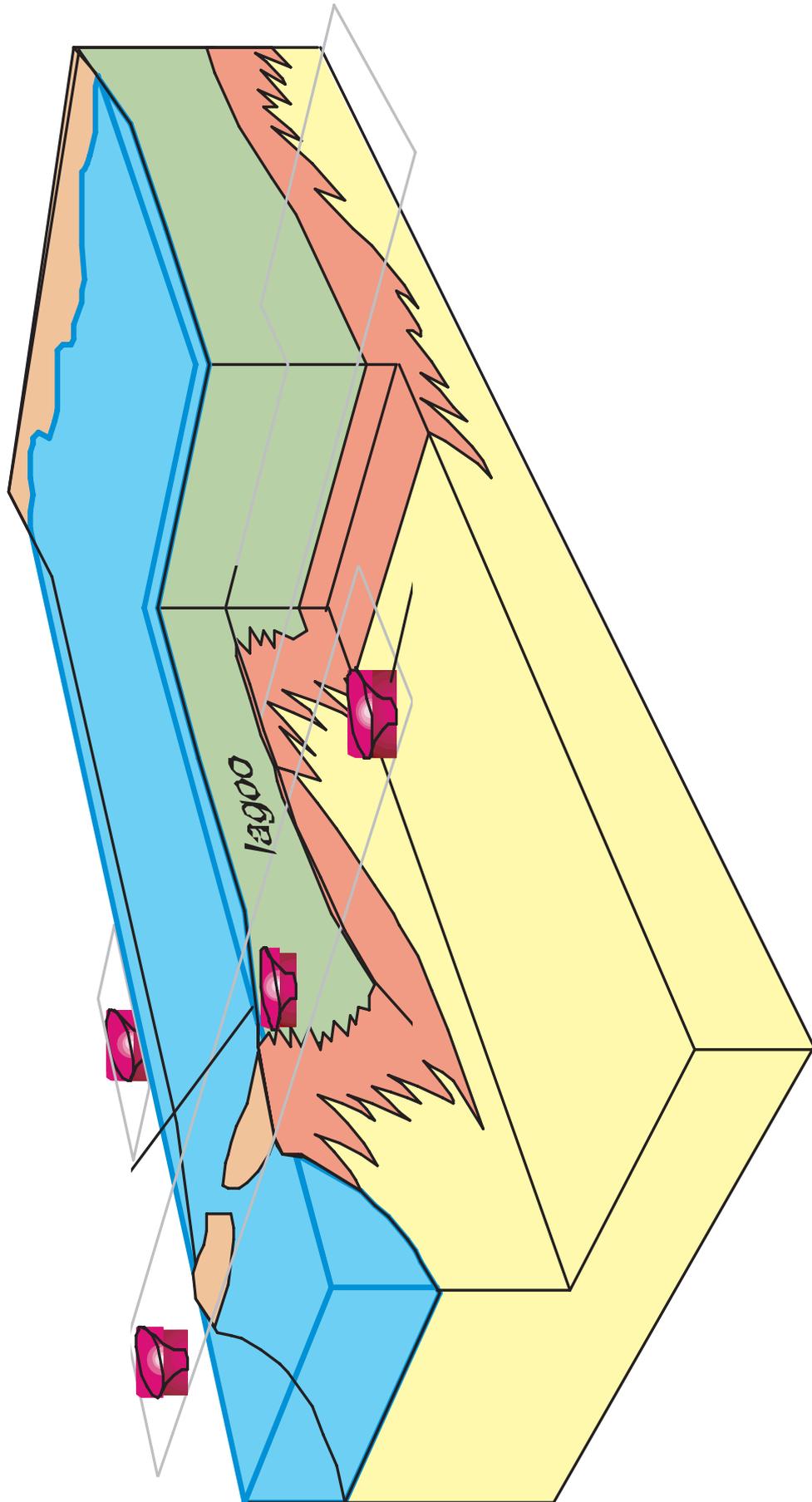
**NIVEL DEL MAR ALTO (Fase tardía)**

**C**



Las estructuras de colapso se producen preferentemente en el frente arrecifal y en el lagoon externo de los cortejos de facies agradantes (transgresivos)

Figura 64. Modelo genético de los paleocolapsos kársticos. I-B) Síntesis del modelo genético y de la posición de los paleocolapsos en relación con la arquitectura de facies



métricamente el más importante. Está caracterizado por una importante agradación (sin retrogradación) de todos los cinturones de facies: *lagoon*, arrecife coralino de tipo barrera, talud arrecifal y depósitos de cuenca. Los depósitos de *lagoon* del cortejo agradante (transgresivo) recubren a los depósitos del cortejo de bajo nivel. Durante las fases de nivel del mar alto el sistema arrecifal progradó sobre depósitos de talud, que a su vez se acuñan y condensan en dirección a cuenca, sin que se conserven depósitos de *lagoon* correspondientes a este cortejo sedimentario. Durante el descenso del nivel del mar, el sistema arrecifal progradó, descendiendo de forma progresiva, sobre los depósitos de talud del cortejo anterior, dada la práctica inexistencia de depósitos de talud correspondientes a este cortejo sedimentario; tampoco se formaron depósitos de *lagoon*, dada la progresiva emersión de los depósitos correspondientes al cortejo sedimentario precedente.

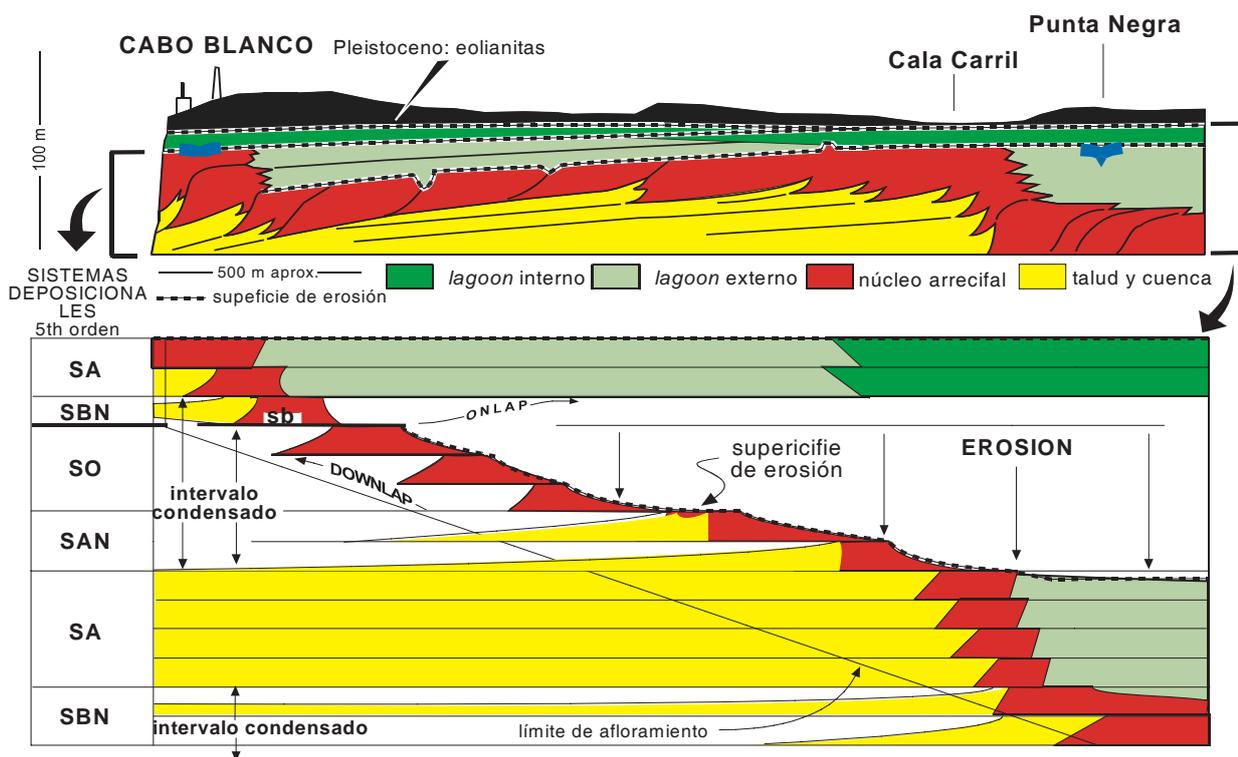


Figura 65.- Diagrama de Weeler

### Génesis de las estructuras de colapso

Durante las bajadas del nivel del mar (figura 64, 64 I-B), el flujo de agua dulce de la capa freática, creó un sistema de cavernas, cerca del nivel piezométrico, por disolución preferente del aragonito (principalmente corales) en las facies del frente arrecifal y parches coralinos de las facies de *lagoon* externo del precedente cortejo sedimentario agradante (figura 65). Dichas cuevas se desarrollaron a poca profundidad, por debajo de la superficie de erosión y cerca del nivel piezométrico. Durante el ulterior ascenso del nivel del mar, las capas de *lagoon* interno se depositaron en primer lugar sobre la superficie de erosión kárstica y, posteriormente, el incremento de carga debido a la ulterior agradación de las capas de *lagoon* externo, resultado del progresivo ascenso del nivel del mar, produjo el hundimiento de las capas de *lagoon*, como consecuencia del desplome del techo de las cuevas anteriormente formadas en el núcleo arrecifal y parches coralinos del cortejo agradante anterior, cuando dichas capas no estaban todavía completamente consolidadas (figura 65).

En la plataforma de Santanyí, estas estructuras de colapso kárstico son más abundantes y de mayor dimensión. Sin embargo presentan las mismas características genéticas que las que aparecen dentro del Complejo Arrecifal: las capas basales, correspondientes a facies de plataforma interna (depósitos de manglar y estromatolitos) colapsaron por la carga inducida por los depósitos subsiguientes de plataforma somera abierta (calizas oolíticas). Estas estructuras de colapso se desarrollaron sobre el estrecho cinturón correspondiente a las facies de barrera arrecifal y parches coralinos de *lagoon* externo del cortejo agradante de la unidad arrecifal infrayacente.

## 9.2. Los paleocolapsos en la plataforma de Llucmajor

En la Plataforma de Llucmajor las estructuras de paleocolapso son poco numerosas (únicamente han sido observadas 2) y afloran tanto en las capas de frente arrecifal y *lagoon* interno en la localidad de Cabo Blanco como, en las de *lagoon* externo e interno en Punta Negra (figura 66). En Cabo Blanco, la disolución se produjo en la facies del frente arrecifal (donde actualmente se ubica la paleocavidad) y las capas suprayacentes colapsaron por la carga inducida de los depósitos subsiguientes de plataforma interna (*lagoon* interno) afectando a ambos cinturones de facies. Las dimensiones en la vertical, desde el núcleo de la paleocavidad hasta el techo del paleocolapso son de 5 m y lateralmente se extiende alrededor de 9 m (tabla 1).

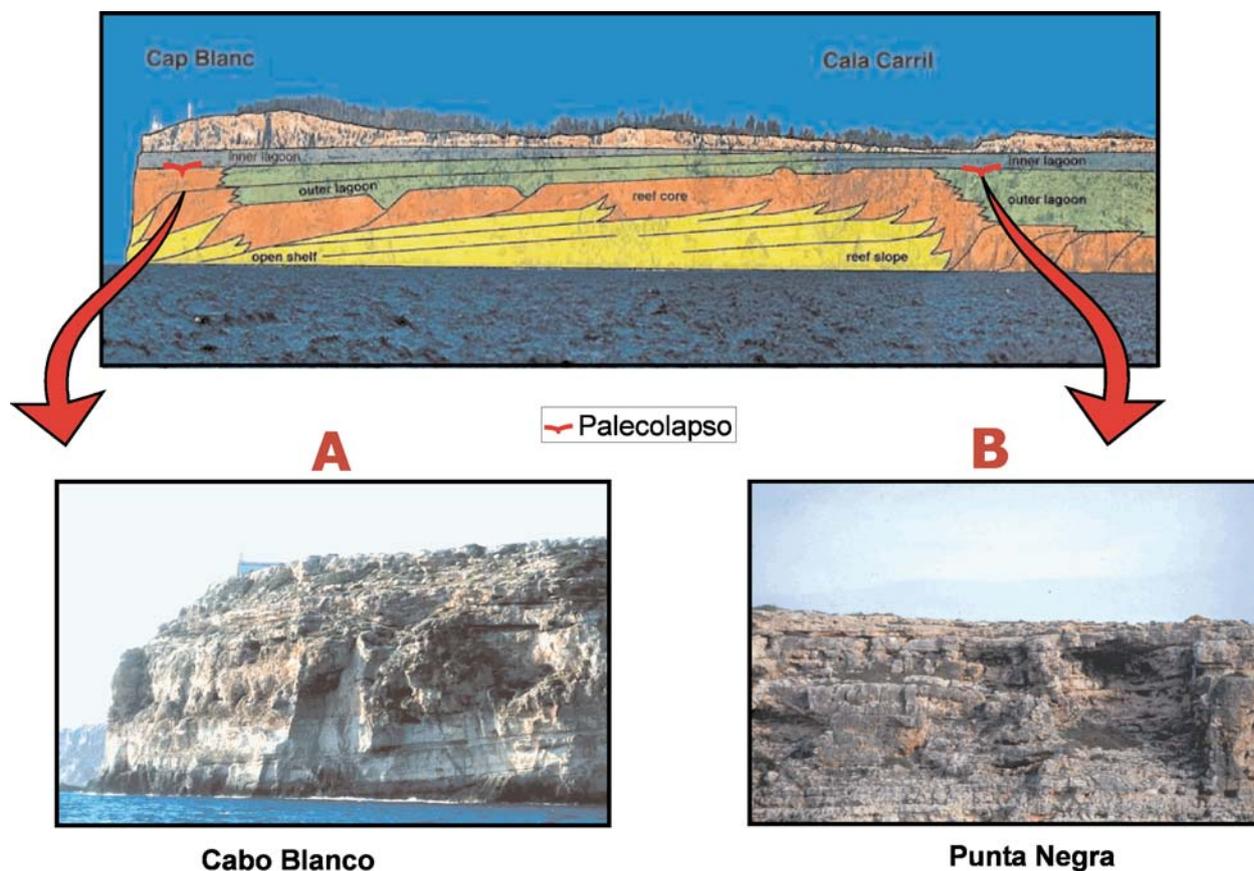


Figura 66. Localización de las estructuras de paleocolapso kárstico en las facies del Complejo Arrecifal en la plataforma de Llucmajor: A) de frente arrecifal, Cabo Blanco y B) *lagoon* externo, Punta Negra, Mallorca

### 9.3. Los paleocolapsos en la plataforma de Santanyí

En la plataforma de Santanyí, los paleocolapsos son más numerosos y, en muchos casos, de mayor dimensión. Su posición estratigráfica, así como las facies afectadas son idénticas en toda la plataforma. Las capas basales, correspondientes a facies de plataforma interna (*lagoon* externo), colapsaron junto con los depósitos subsiguientes de plataforma somera abierta (Calizas de Santanyí) debido a la carga inducida de éstos últimos (Robledo y Pomar, 2000 a) (figura 67 A). Las dimensiones visibles de los paleocolapsos en esta plataforma las determinan en la gran mayoría de casos, la potencia de facies afectadas de la Caliza de Santanyí, salvo en los casos de Porto-Colom y Punta de Sa Galera, donde las facies que afloran corresponden al *lagoon* externo, puesto que las Calizas de Santanyí han sido casi totalmente erosionadas (figura 67 B). Las dimensiones de las estructuras de hundimiento son



Figura 67. Estructuras de paleocolapso en la plataforma de Santanyí. A) paleocolapso afectando a las capas de la Unidad Calizas de Santanyí en la localidad de Es Morràs. B) paleocolapso en las que las Calizas de Santanyí han sido casi totalmente erosionadas y sólo se conservan en el centro de la estructura. Porto-Colom, Felanitx, Mallorca

muy variables, desde paleocolapsos de orden métrico hasta otros afloramientos con una altura de 29 m y cercanos a los 130 m de extensión lateral (tabla I).

---

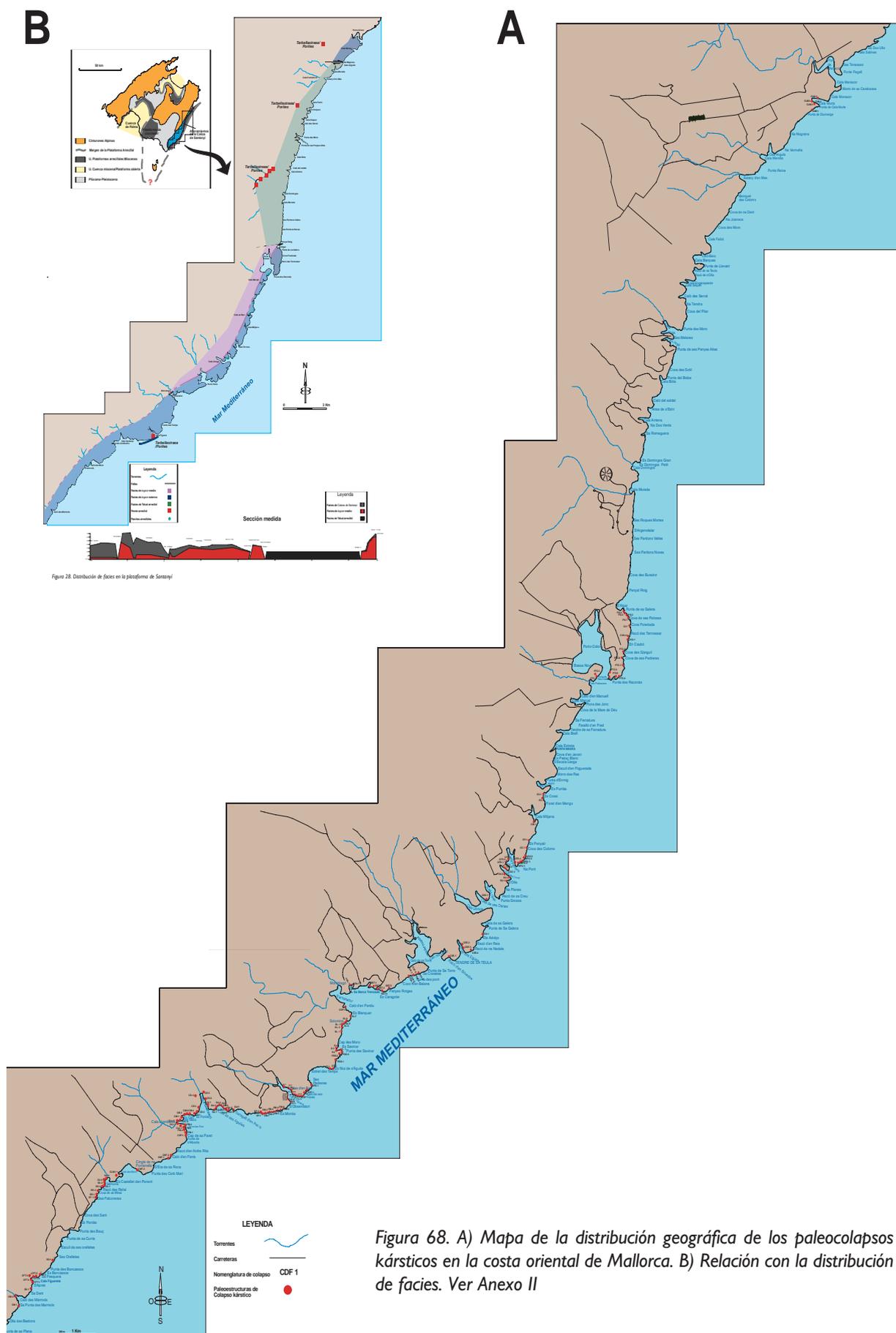
## CAPÍTULO 10. DISTRIBUCIÓN Y GEOMETRÍA DE LOS PALEOCOLAPSOS DE LAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS DE LLUCMAJOR Y SANTANYÍ

Las estructuras de paleocolapso kárstico de las plataformas de Lluçmajor y Santanyí presentan una geometría diversa. Sin embargo, parece que su relación con la arquitectura de facies, juega un papel de control en la distribución espacial de los paleocolapsos. Por otra parte, los procesos estructurales y sedimentarios parecen incidir de forma directa en la geometría de estas estructuras paleokársticas.

### 10.1. Relación entre el modelo genético y la distribución espacial de los paleocolapsos

La repartición espacial de los paleocolapsos en la costa meridional y oriental de Mallorca está relacionada con la distribución de facies y las características inferidas por la arquitectura de facies. La interrelación causal arrecife-colapso, está controlada por la disolución preferente del aragonito. Según esta hipótesis, el fenómeno de colapso se produjo únicamente en aquellos cinturones de facies donde se han desarrollado parches de coral.

El análisis de la relación entre la distribución de los paleocolapsos y la distribución de facies (ver parte II), corrobora el modelo genético de ocurrencia. Según la cartografía de la distribución de cinturones de facies del Complejo Arrecifal en la plataforma de Santanyí (figura 28), el *lagoon* medio está caracterizado por la práctica ausencia de parches de coral y en este cinturón de facies, no ha sido observado ninguna estructura de paleocolapso (figura 68). Por delante del límite del frente arrecifal, afloran las facies de talud (distal y proximal) entre S'Algar y Na Magrana, donde tampoco se han desarrollado parches de coral. En estas facies, no se han observado estructuras de paleocolapso (figura 68). Por el contrario, las facies de *lagoon* externo y frente arrecifal, son las que presentan la gran mayoría de parches de coral. La distribución de las estructuras de paleocolapso está asociada a la distribución de estas facies en las plataformas de Lluçmajor y Santanyí. En la plataforma de Santanyí, el afloramiento de los paleocolapsos está asociado a las facies del *lagoon* externo (*back reef*) (recubiertas por la Caliza de Santanyí) (figura 68) y en la plataforma de Lluçmajor, los paleocolapsos están asociados a las facies del frente arrecifal y *lagoon* externo, en los que se han desarrollado parches de coral, recubiertas por depósitos de *lagoon* interno (figura 66).



### 10.1.1. Aplicación del análisis fractal a la distribución geográfica de las estructuras de paleocolapso. Relación con el modelo genético

El análisis fractal es una herramienta que en los últimos años ha sido utilizada para el estudio de formas y fenómenos ligados a diversos procesos geológicos y geomorfológicos (Mandelbrot 1985). White y White (1979), Curl (1986) y Reams (1991), entre otros autores, han analizado el comportamiento fractal de diversos aspectos morfométricos de formas kársticas (dolinas y poljes, entre otras) y endokársticas (cavidades). Con la aplicación del análisis fractal a la distribución de los paleocolapsos se pretende, mediante la aplicación de un método fractal unidimensional, averiguar si la distribución espacial de las distancias entre paleocolapsos medidas en una transversal presenta un comportamiento fractal. La dimensión fractal del sistema analizado puede aportar información o corroborar aspectos ligados a la génesis de los hundimientos.

#### Metodología y datos obtenidos

El tratamiento estadístico se ha efectuado sobre las medidas de las distancias en línea recta entre pares de paleocolapsos, considerando siempre los más cercanos, según una transversal de dirección NE-SO (figura 69). Se han tenido en cuenta únicamente los paleocolapsos ubicados en la plataforma de Santanyí debido al gran número de afloramientos localizados. Las medidas se han obtenido a partir de la cartografía a escala 1:25.000, identificando cada estructura con un punto en el mapa. Se han cartografiado un total de 175 estructuras a lo largo de 79 km de perímetro litoral, con un acumulado de distancias entre paleoestructuras de 41 km.

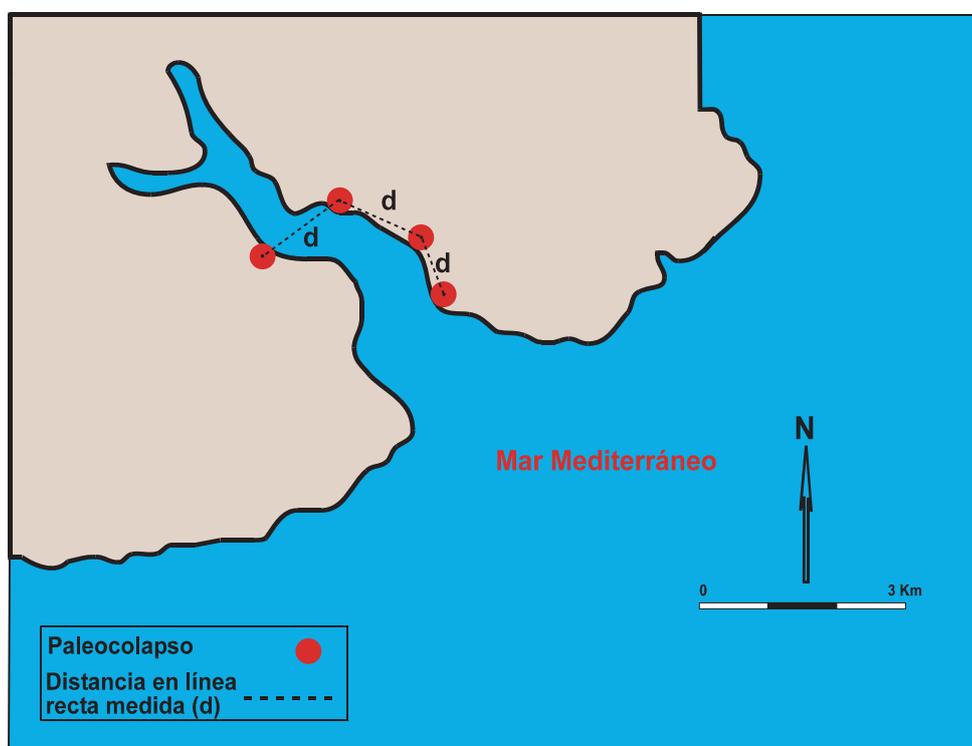


Figura 69. Esquema teórico explicativo del sistema de medida de la distancia entre paleocolapsos

El análisis pretende demostrar si la distribución de los paleocolapsos en el Levante de Mallorca presenta un comportamiento fractal que pudiera cuantificarse mediante la dimensión fractal de su distribución de distancias:  $(D)d$ .

El método utilizado para el análisis de la dimensión fractal ha sido a partir de la medida de las distancias intercolapsos en una transversal unidimensional (método *scan line*). Se han considerado las distancias en línea recta, así como el número de eventos (paleocolapsos). Las distancias del número de paleocolapsos (N) que se escalan con una distancia mínima (d) considerada, presentan una distribución hiperbólica (fractal), si obedece a la ecuación  $N \propto d^{-D}$  (Gumiel y Paredes, 1995; Paredes, 1995), siendo N el número de paleocolapsos y d la distancia entre ellos. El exponente D está relacionado con la dimensión fractal del sistema (en este caso de la distribución de las distancias consideradas) y se obtiene de la ecuación anterior aplicando logaritmos (Gumiel y Paredes, 1995). En un gráfico bilogarítmico  $\log(N^\circ \text{ de paleocolapsos}) - \log \text{ distancia } (d)$ , la dimensión fractal D (d) es la pendiente de la recta de ajuste de la distribución.

### Resultado del análisis fractal

Como puede observarse en el diagrama bilogarítmico (figura 70), la D(d) obtenida es  $< 1$ ,  $D(d) = 0,89$ , con un alto coeficiente de correlación:  $r^2 = 0,97$ . La recta de ajuste de la distribución de estos paleocolapsos muestra que hay un conjunto numeroso de paleocolapsos espaciados a intervalos inferiores a 1000 m, y otro conjunto más reducido con intervalos superiores a 1000 m. La distribución de distancias intercolapsos puede considerarse invariante al cambio de escala (fractal) en el intervalo comprendido entre 30 m y 600 m.

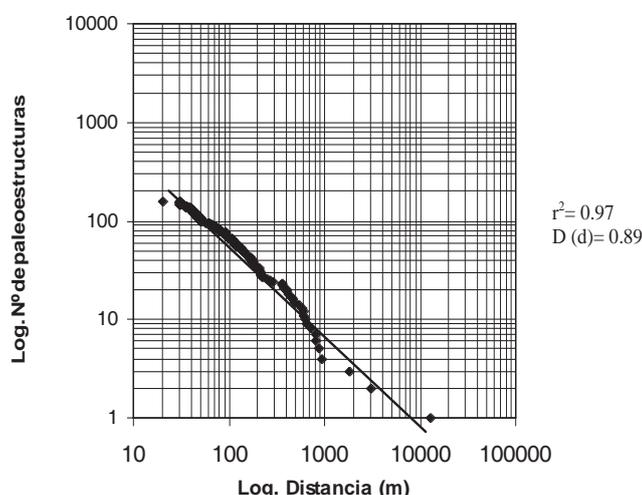


Figura 70. Variación de la distancia entre paleocolapsos

El intervalo en el que los paleocolapsos muestran un comportamiento fractal parece estar relacionado con la hipótesis del modelo genético sobre la distribución espacial de los mismos. La distribución está relacionada con las zonas donde se han desarrollado parches de coral aragoníticos (facies de *lagoon* externo). Por el contrario, las estructuras que mantienen intervalos de distancia superiores, se desvían de la recta de ajuste y se sitúan en el margen del *lagoon* medio y talud arrecifal, donde los parches de coral no se han desarrollado y por tanto, no son susceptibles de presentar hundimientos de las capas suprayacentes.

Por tanto, la distribución espacial de los paleocolapsos en la plataforma de Santanyí está estrechamente relacionada con la distribución de las facies donde afloran los parches de coral y, los intervalos definen por defecto la distribución de éstos en la plataforma carbonática. Esta interpretación se puede aplicar a la plataforma de Lluçmajor.

De este análisis se puede deducir la existencia de una buena correlación entre los datos aportados por el análisis fractal de la distribución espacial de los paleocolapsos, confirmándose invariante al cambio de escala, al menos en dos órdenes de magnitud, y el modelo genético propuesto.

## 10.2. Geometría de los paleocolapsos

El estudio de la forma de las estructuras de paleocolapso se ha basado en el análisis morfométrico y las geometrías presentes en sección. Este análisis depende de la calidad y cantidad del afloramiento, que es variable en cada estructura, según la parte de la sección que aflora. Ello está determinado por la incidencia de la tectónica en la configuración actual de la costa en las plataformas carbonáticas, y de la erosión, sobre todo en relación con la intersección de algunos paleocolapsos por las calas costeras y torrentes.

Los afloramientos de la plataforma de Lluçmajor pueden ser medidos desde la base de la paleocavidad hasta la capa más a techo afectada por el hundimiento, dimensión real de la sección de una estructura de paleocolapso. Sin embargo, en la plataforma de Santanyí, la gran mayoría de paleocolapsos sólo afloran en la Unidad Calizas de Santanyí, puesto que el Complejo Arrecifal está por debajo del nivel del mar o aflora sólo el techo de éste, poco metros por encima del nivel del mar. Por ello, en la gran mayoría de paleocolapsos no es posible observar la paleocavidad, y las dimensiones tomadas responden únicamente a la parte de paleocolapso aflorante. Debido a este hecho, se han tomado como datos para el estudio de las dimensiones:

- 1.- Para la altura: desde las capas superiores afectadas por el hundimiento en las Calizas de Santanyí o *lagoon* interno, hasta la base de las capas afectadas, bien en las facies de la propia Caliza de Santanyí, *lagoon* externo y/o frente arrecifal (figura 71).
- 2.- Para la anchura: se han considerado los vértices laterales a partir de los cuales se observa el inicio de la deformación (figura 71).



Figura 71.- Puntos de referencias para la medida de las dimensiones en una estructura de paleocolapso. Saragall d'en Pel.lo, Santanyí, Mallorca

La geometría de cada estructura de paleocolapso depende, tanto de la relación altura-anchura, como de los componentes implicados en el propio hundimiento. El análisis estructural de las fracturas, fallas y buzamientos de las capas afectadas, permite definir parte de la

geometría de los paleohundimientos, pero ambos parámetros están condicionados por la sección del paleocolapso que aflora. El estudio de la geometría de los paleocolapsos no es posible llevarlo a cabo en tres dimensiones, puesto que casi todos los afloramientos se observan en sección, asociados a las paredes de los acantilados costeros. No obstante, el buzamiento de las capas permite extrapolar en planta parte de la sección que aflora, partiendo de la premisa de que todos los colapsos suelen tener, en tres dimensiones, una forma circular o elíptica, con ligeras discontinuidades geométricas que no pueden ser apreciadas con exactitud en sección. Este aspecto se deduce por la conservación de algunos paleocolapsos que afloran con mejor calidad y permite un estudio morfométrico más exhaustivo, así como por la descripción de estructuras similares actuales en plataformas carbonáticas arrecifales (ver Pedley, 1975 y 1990; Back et al., 1984; Back et al., 1986; Smart, 1984 a y b; Ford y Williams, 1989 o Gillieson, 1996 entre otros).

Sobre un total de 177 estructuras de paleocolapsos observadas, el tamaño de éstas varía desde 29 m de altura y 128 m de anchura en Cap de Sa Paret, hasta otras que no superan 1 m de ancho y alto en diversas localidades (tabla 1). El tamaño medio para todo el conjunto de estructuras de paleocolapso es de 14,6 m de alto y 29,82 m de ancho, sin observarse una homogeneidad en la distribución espacial de las dimensiones en ambas plataformas.

Tabla 1. Catálogo de los paleocolapsos aflorantes en las zonas de estudio

Municipio	Localidad	Código	UTM	Alto (m)	Ancho (m)	Facies visibles
Lluçmajor	Cabo Blanco	CBI	508010/4388843	5	9	Frente arrecifal-lagoon interno
Lluçmajor	Punta Negra	PN1	508010/4388843	7	12	Lagoon externo-interno
Santanyí	Cala Màrmols	CM-1	508010/4388843	15	22	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Màrmols	CM-2	507894/4349025	15	25	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Sa Dent	SD-1	508242/4349111	15	23	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuereta	CFT-1	508365/4349360	19	20	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuereta	CFT-2	508339/4349404	17	41	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuereta	CFT-3	508284/4349205	17	33	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuereta	CFT-4	508349/4349467	23	17	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuereta	CFT-5	508438/4349475	4	18	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Sa Pesquera	SPS-1	508530/4349546	7	9	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Ses Orelletes	SOT-1	508755/4349662	5	7	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Ses Falconeres	SF-1	510013/4351221	24	63	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Arco del Rafal	RR-1	510044/4351344	1	2	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Arco del Rafal	RR-2	510078/4351436	3	4	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Racò del Rafal	RR-3	510165/4351494	23	56	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Salmunia	SA-1	510229/4351554	19	37	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Salmunia	SA-2	510230/4351601	17	31	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Salmunia	SA-3	510221/4351643	11	15	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Salmunia	SA-4	510274/4351674	13	42	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cingle de Fontanella	CNF-1	511064/4351907	21	45	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cingle de Fontanella	CNF-2	511064/4351907	2	7	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Caló den Ferra	CNF-1	511889/4352140	15	41	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Caló den Ferra	CNF-2	511954/4352196	18	47	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cap de Sa Paret	CSP-1	512357/4352636	28	128	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cova des Fum	FM-1	512372/4352719	27	83	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cova des Fum	FM-2	512357/4352795	8	17	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cova des Fum	FM-3	512332/4352848	12	26	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cova des Fum	FM-4	512365/4352913	10	19	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Llombards	CLL-1	512221/4352928	21	34	Lagoon externo-C.de Santanyí

Santanyí	Cala Llombards	CLL-2	512139/4352933	17	21	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Llombards	CLL-3	512100/4352891	15	17	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Llombards	CLL-4	512156/4352997	13	27	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Caló des Macs	CM-1	512226/4353122	9	37	Caliza de Santanyí
Santanyí	Caló des Macs	CM-2	512268/4353137	11	29	Caliza de Santanyí
Santanyí	Caló des Macs	CM-3	512303/4353149	8	9	Caliza de Santanyí
Santanyí	Caló des Macs	CM-4	512337/4353154	12	17	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Santanyí	CS-1	512684/4353360	18	13	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Santanyí	CS-2	512718/4353379	15	18	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Santanyí	CS-3	512731/4353501	12	11	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Santanyí	CS-4	512652/4353599	2	3	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Santanyí	CS-5	512801/4353663	16	60	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Santanyí	CS-6	512804/4353420	14	32	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Santanyí	CS-7	512880/4353384	13	15	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Caló de Ses Agulles	SA-1	513065/4353268	8	12	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Caló de Ses Agulles	SA-2	513080/4353278	4	10	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Caló de Ses Agulles	SA-3	513086/4353285	16	38	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Caló de Ses Agulles	SA-4	513126/4353339	12	70	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Caló de Ses Agulles	SA-5	513176/4353383	14	23	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Caló de Ses Agulles	SA-6	513193/4353370	14	36	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Caló de Ses Agulles	SA-7	523235/4353353	14	42	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Caló de Ses Agulles	SA-8	523285/4353317	14	34	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Caló de Ses Agulles	SA-9	523310/4353314	14	52	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Caló de Ses Agulles	SA-10	523346/4353295	14	21	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Caló de Ses Agulles	SA-11	513397/4353276	14	39	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Saragall d'en Pel.lo	SP-1	514325/4353161	29	67	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Saragall d'en Pel.lo	SP-2	514299/4353175	29	78	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Es Morràs	EM-1	514376/4353166	15	7	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Es Morràs	EM-2	514441/4353175	15	13	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Es Morràs	EM-3	514489/4353189	15	17	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Es Morràs	EM-4	514519/4353199	15	9	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Es Morràs	EM-5	514584/4353212	15	6	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Es Morràs	EM-6	514592/4353216	15	12	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Es Morràs	EM-7	514645/4353219	14	8	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Es Morràs	EM-8	514665/4353219	15	13	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Es Morràs	EM-9	514699/4353229	22	49	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-1	514924/4353755	26	73	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-2	515033/4353727	26	52	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-3	515052/4353710	9	12	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-4	515067/4353702	26	28	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-5	515084/4353688	11	13	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-6	515089/4353673	8	10	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-7	515101/4353653	14	7	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-8	515122/4353608	26	70	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-9	515123/4353594	26	42	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-10	515247/4353548	26	51	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-11	515232/4352562	26	37	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-12	515310/4353555	26	28	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-13	515063/4353410	26	31	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-14	515055/4353439	7	11	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-15	515026/4353463	7	9	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-16	515004/4353489	7	12	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-17	514982/4353519	7	8	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-18	514983/4353543	17	29	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-19	514983/4353581	6	4	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-20	514990/4353593	8	6	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-21	514992/4353606	7	14	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Cala Figuera	CF-22	514982/4353615	11	18	Lagoon externo-C.de Santanyí

Santanyí	Torre d'en Bau	TB-1	515358/4353547	26	23	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Torre d'en Bau	TB-2	515409/4353620	26	20	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Caló de Ses Favés	CVF-1	515465/4353676	22	60	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Ses Pedreres	SPD-1	515623/4353753	25	36	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Estret des Temps	ET-1	516083/4354176	25	47	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Estret des Temps	ET-2	516135/4354184	25	39	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Punta des Savinar	PDS-1	516237/4354353	28	56	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Punta des Savinar	PDS-2	516390/4354534	28	34	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Punta des Savinar	PDS-3	516399/4354569	28	27	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Es Savinar	S-1	516379/4354578	23	37	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Es Savinar	S-2	516246/4354588	23	19	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Es Savinar	S-3	516244/4354615	14	23	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Es Savinar	S-4	516275/4354622	14	45	Lagoon externo-C.de Santanyí
Santanyí	Solimina	SL-1	516389/4355036	16	40	Caliza de Santanyí
Santanyí	Solimina	SL-2	516404/4355084	16	76	Caliza de Santanyí
Santanyí	Solimina	SL-3	516380/4355151	15	33	Caliza de Santanyí
Santanyí	Solimina	SL-4	516411/4355164	12	23	Caliza de Santanyí
Santanyí	Solimina	SL-5	516436/4355168	10	16	Caliza de Santanyí
Santanyí	Solimina	SL-6	516620/4355277	13	12	Caliza de Santanyí
Santanyí	Solimina	SL-7	516632/4355389	14	36	Caliza de Santanyí
Santanyí	Caló d'en Perdiu	CDP-1	516477/4355556	9	30	Caliza de Santanyí
Santanyí	Cala Blanca	CBL-1	516581/4353047	6	7	Caliza de Santanyí
Santanyí	Cala Blanca	CBL-2	516598/4356064	6	6	Caliza de Santanyí
Santanyí	Cala Blanca	CBL-3	516618/4356061	5	4	Caliza de Santanyí
Santanyí	Sa Barca Trancada	SBT-1	517099/4353061	6	30	Caliza de Santanyí
Santanyí	Sa Barca Trancada	SBT-2	517150/4356023	12	35	Caliza de Santanyí
Santanyí	Sa Barca Trancada	SBT-3	517231/4356000	12	36	Caliza de Santanyí
Santanyí	Sa Barca Trancada	SBT-4	517403/4355955	15	43	Caliza de Santanyí
Santanyí	Sa Barca Trancada	SBT-5	517801/4356076	15	40	Caliza de Santanyí
Santanyí	Punta des Pont	PDP-1	518087/4356230	10	22	Caliza de Santanyí
Santanyí	Punta des Pont	PDP-2	518394/4356318	13	22	Caliza de Santanyí
Santanyí	Punta des Pont	PDP-3	518445/4356322	12	28	Caliza de Santanyí
Santanyí	Punta des Pont	PDP-4	518527/4356356	14	16	Caliza de Santanyí
Santanyí	Punta des Pont	PDP-5	518510/4356342	10	30	Caliza de Santanyí
Santanyí	Punta des Pont	PDP-6	518564/4356383	10	34	Caliza de Santanyí
Santanyí	Caló de ses Agües	CSE-1	519215/4356693	9	35	Caliza de Santanyí
Santanyí	Caló de ses Agües	CSE-2	519542/4356983	11	29	Caliza de Santanyí
Santanyí	Caló de ses Agües	CSE-3	519579/4356850	10	26	Caliza de Santanyí
Santanyí	Caló de ses Agües	CSE-4	519453/4356704	10	20	Caliza de Santanyí
Santanyí	Ets Adolçs	EA-1	520079/4357212	10	12	Caliza de Santanyí
Santanyí	Cala de sa Galera	CLG-1	521193/4357658	10	32	Caliza de Santanyí
Santanyí	Cala de sa Galera	CLG-2	521195/4357660	14	35	Caliza de Santanyí
Santanyí	Cala de sa Galera	CLG-3	521200/4357635	9	33	Caliza de Santanyí
Santanyí	Cala de sa Galera	CLG-4	521193/4357630	9	27	Caliza de Santanyí
Santanyí	Cala de sa Galera	CLG-5	521193/4357628	9	27	Caliza de Santanyí
Santanyí	Caló de ses Dones	CDD-1	520193/4357968	12	64	Caliza de Santanyí
Santanyí	S'Olla	SO-1	520727/4358440	9	25	Caliza de Santanyí
Santanyí	S'Olla	SO-2	520782/4358511	10	34	Caliza de Santanyí
Santanyí	S'Olla	SO-3	520577/4358647	9	29	Caliza de Santanyí
Santanyí	Caló des Corral	CDC-1	520606/4358726	10	29	Caliza de Santanyí
Santanyí	Caló des Corral	CDC-2	520659/4358695	8	20	Caliza de Santanyí
Santanyí	Caló des Corral	CDC-3	520703/4358667	7	10	Caliza de Santanyí
Felanitx	Cala Ferrera	CFR-1	520666/4358822	15	29	Caliza de Santanyí
Felanitx	Cala Ferrera	CFR-2	520684/4358834	16	37	Caliza de Santanyí
Felanitx	Cala Ferrera	CFR-3	520737/4358862	15	32	Caliza de Santanyí
Felanitx	Cala Ferrera	CFR-4	520914/4358807	17	36	Caliza de Santanyí
Felanitx	Na Pont	NPO-1	520985/4358799	13	34	Caliza de Santanyí

Felanitx	Na Pont	NPO-2	521030/4358828	14	36	Caliza de Santanyí
Felanitx	Na Pont	NPO-3	521077/4358841	12	37	Caliza de Santanyí
Felanitx	Na Pont	NPO-4	521113/4358878	13	25	Caliza de Santanyí
Felanitx	Na Pont	NPO-5	521170/4358975	12	37	Caliza de Santanyí
Felanitx	Cova des Coloms	CC-1	521215/4359172	10	22	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Es Penyalr	EP-1	521264/4359296	12	21	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Cala Mitjana	CM-1	521422/4359700	7	45	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Es Cossí	EC-1	521647/4360372	8	14	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Es Cossí	EC-2	521640/4360328	5	23	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Porto-Colom	PTC-1	523067/4363053	7	6	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Porto-Colom	PTC-2	523049/4363006	12	14	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Porto-Colom	PTC-3	523360/4363090	14	17	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Porto-Colom	PTC-4	523364/4363021	24	64	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Porto-Colom	PTC-5	523467/4362997	23	42	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Porto-Colom	PTC-6	523630/4363029	24	43	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Porto-Colom	PTC-7	523728/4363238	25	50	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Porto-Colom	PTC-8	523729/4363448	25	62	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Porto-Colom	PTC-9	523743/4363577	25	68	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Cova des Ganguill	CVG-1	523860/4363756	25	70	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Cova des Ganguill	CVG-2	523866/4363781	25	47	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Cova Forexada	CV-1	523894/4364140	25	59	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Punta de Sa Galera	PG-1	523874/4364356	10	17	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Punta de Sa Galera	PG-2	523836/4364405	10	15	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Punta de Sa Galera	PG-3	523782/4364434	10	19	Lagoon externo-C.de Santanyí
Felanitx	Punta de Sa Galera	PG-4	523738/4364507	10	21	Lagoon externo-C.de Santanyí
Manacor	Cala Murta	CLM-1	528683/4376830	22	14	Lagoon externo-C.de Santanyí
Manacor	Cala Murta	CLM-2	528645/4375134	22	47	Lagoon externo-C.de Santanyí
Manacor	Cala Murta	CLM-3	528747/4375053	22	14	Lagoon externo-C.de Santanyí
Manacor	Cala Murta	CLM-4	528747/4375820	10	36	Lagoon externo-C.de Santanyí
Manacor	Cala Murta	CLM-5	528747/4375820	8	21	Lagoon externo-C.de Santanyí
Manacor	Cala Murta	CLM-6	528747/4375820	15	34	Lagoon externo-C.de Santanyí
Manacor	Porto-Cristo	PC-1	528747/4375055	17	35	Lagoon externo-C.de Santanyí

Existe un abanico amplio de tipos de formas con diferentes geometrías, aunque algunas estructuras, debido a procesos erosivos posteriores no presentan actualmente una geometría definida.

El modelo que define la geometría de un paleocolapso en una sección completa (desde la base de la paleocavidad hasta el techo de las capas superiores afectadas) presenta un forma de embudo o reloj de arena (conoidales), donde se diferencian dos partes (figura 72 A):

1) Una parte inferior en la que se observa la paleocavidad ubicada en la base del paleocolapso (en facies de *lagoon* externo del Complejo Arrecifal), con una morfología irregular, y dimensiones entre 1 m y 9 m, rellena por brechas de las facies adyacentes y suprayacentes. Aflora en pocas estructuras y siempre de forma incompleta.

2) Una parte superior, coincidente con los bordes de la estructura (en facies de plataforma interna/Calizas de Santanyí). Las facies del plataforma interna se presentan bien estratificadas. Las facies intermareales buzan con una inflexión conoidal hacia la zona que conecta la parte inferior con la parte superior más estrecha de la paleocavidad. En esta parte se distinguen tres zonas:

a.- La zona externa: facies basales intermareales deformadas en cono hacia el centro de la estructura (figura 72 B)

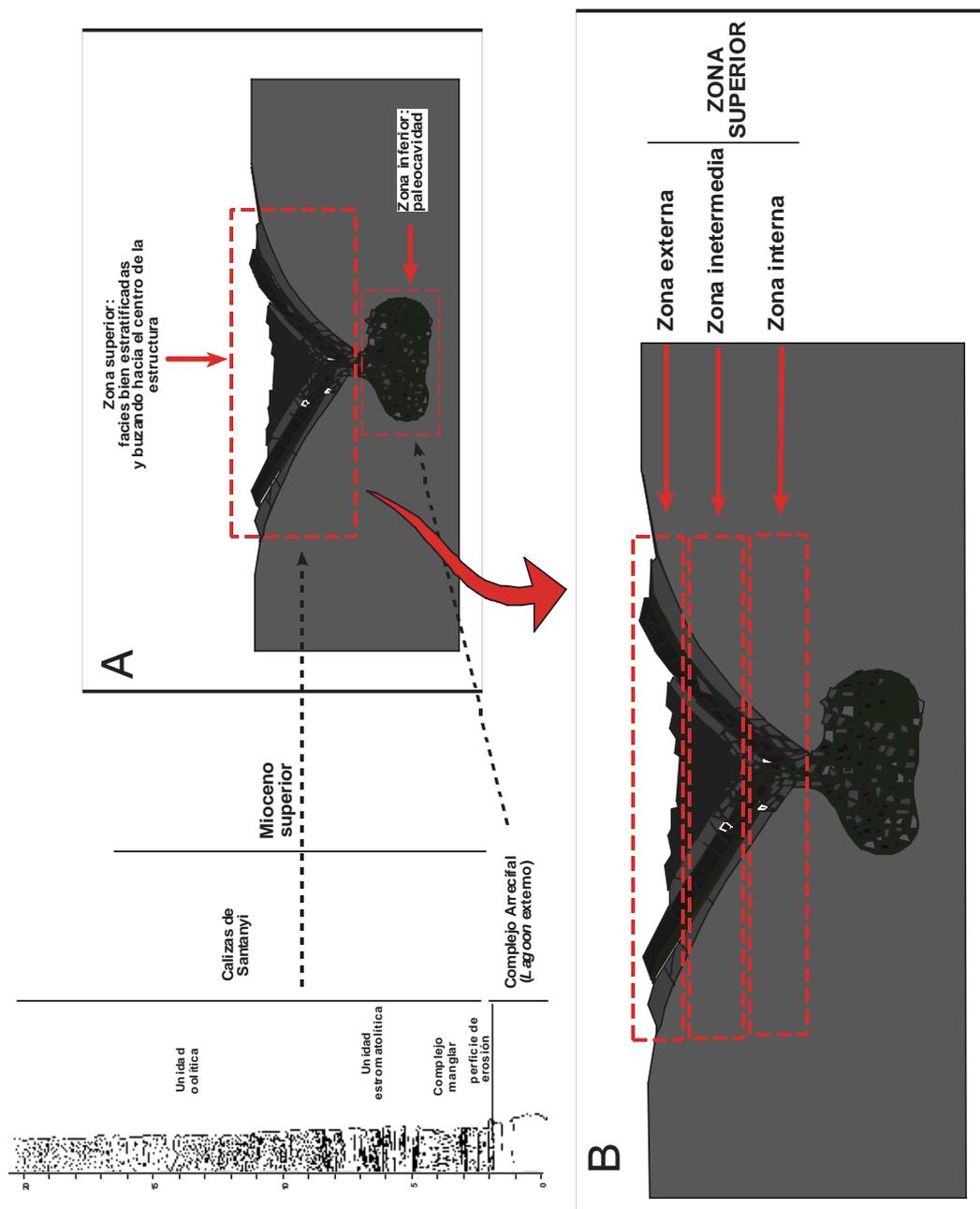


Figura 72 A y B. Paleocolapso tipo y facies afectadas (explicación en el texto)

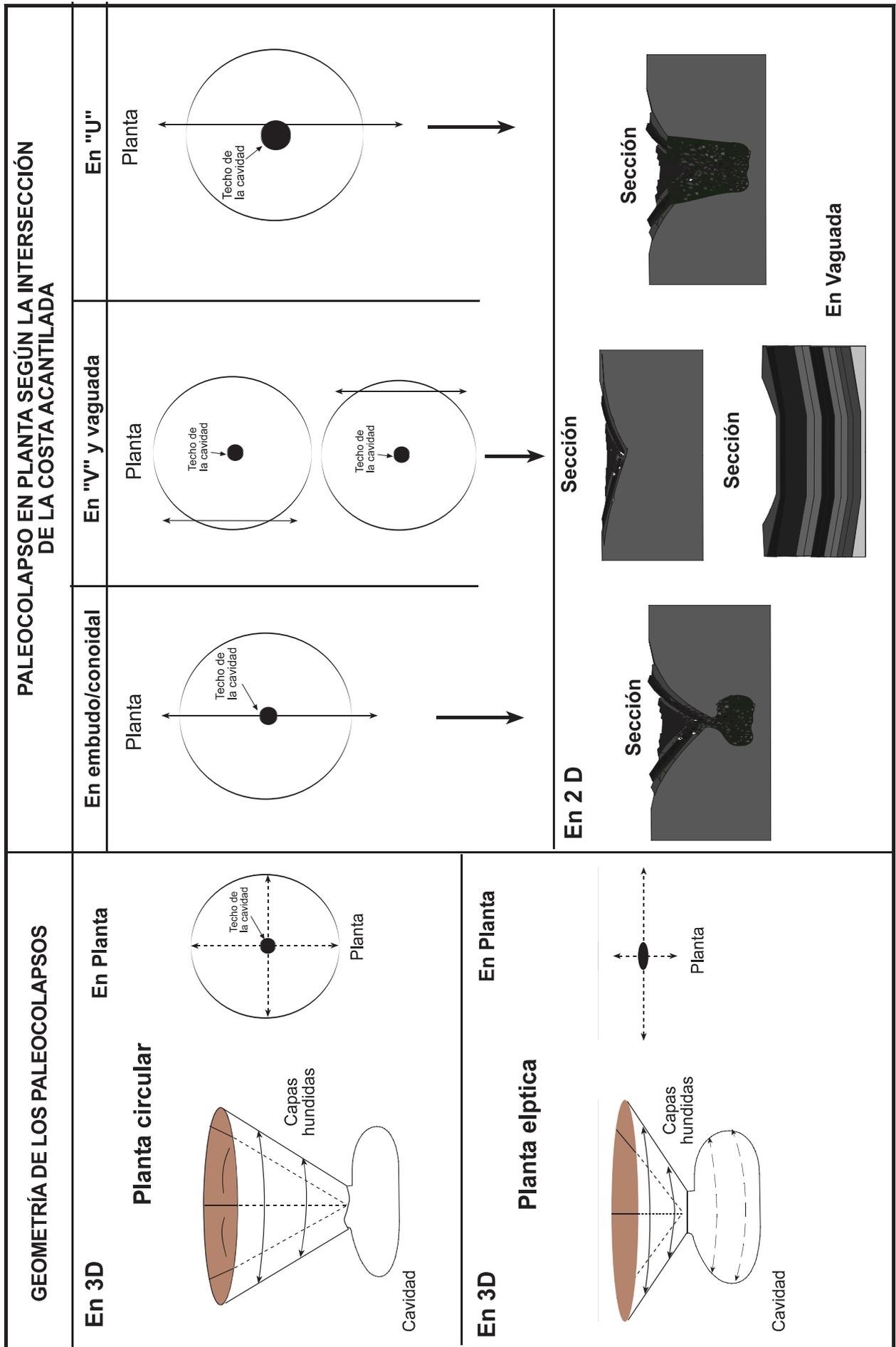
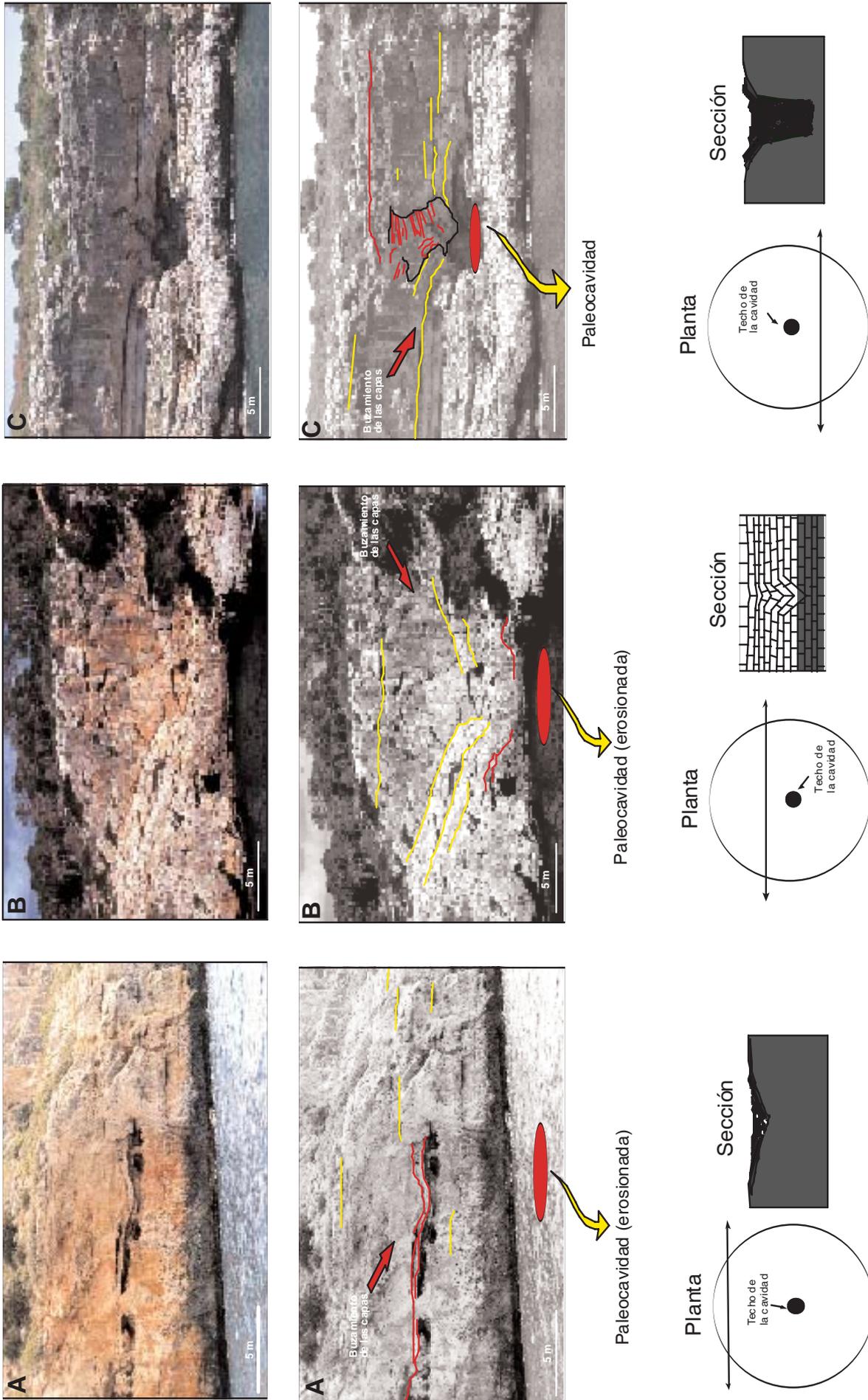


Figura 73. Clasificación teórica de los tipos de paleocolapsos kársticos



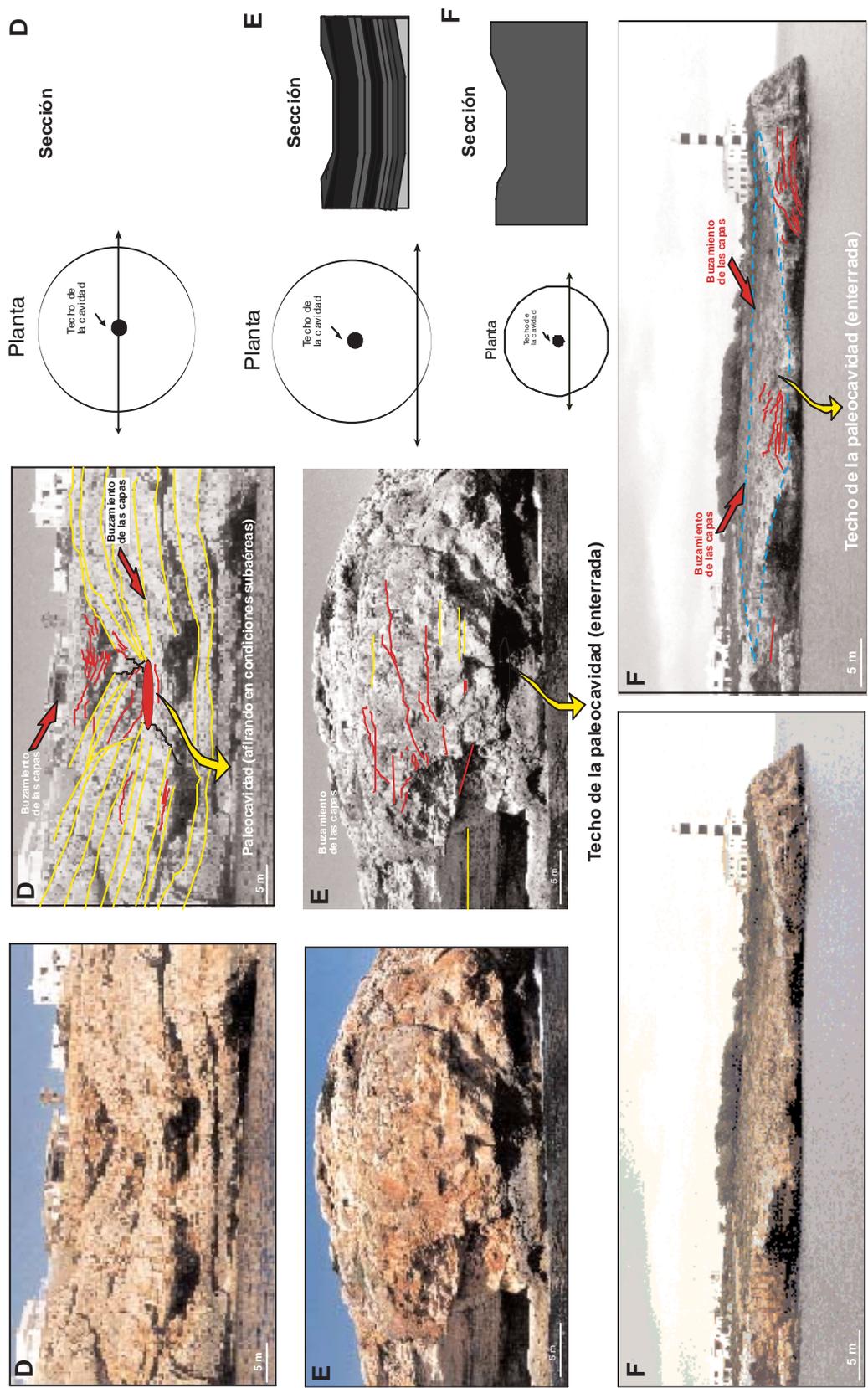


Figura 74. Espectro de formas de los paleocolapsos kársticos de la plataforma carbonatada de Santanyi. A) Afloramiento de la sección de un paleocolapso en forma de “vaguada” en Cingle de Fontanella, Santanyi. B) Afloramiento de la sección de un paleocolapso en forma de “V” en Cala Figuera, Santanyi. C) Afloramiento de la sección de un paleocolapso en forma de “U” en Cala Figuera, Santanyi. D) Afloramiento de la sección de un paleocolapso en forma de “embudo o reloj de arena” en Porto-Colom, Felanitx. E) Afloramiento de la sección de un paleocolapso en forma de “vaguada” abombada en Punta des Moro, Felanitx. F) Afloramiento de la sección de un paleocolapso en forma de “vaguada” o “valle” en Porto-Colom, Felanitx.

b.- La zona intermedia: formada por brechas caóticas de las facies intermareales de las Calizas de Santanyí (facies de manglar) (figura 72 B)

c.- Una zona interna: formada por brechas angulosas y/o redondeadas de las facies submareales de las Calizas de Santanyí (calizas oolíticas, figura 72 B).

La observación y medición de los ángulos y direcciones de buzamiento de las capas afectadas por un paleocolapso, permite establecer que el espectro de formas dependen de la intersección del acantilado (afloramientos en 2 dimensiones) con respecto a la posición de la estructura en 3 dimensiones. Los paleocolapsos presentan un amplio espectro de formas, desde algunas con inflexiones laxas, de bajo ángulo, hasta formas muy inclinadas ( $>60^\circ$ ), pasando por formas con ángulos intermedios (figura 73 y 74). Este hecho permite definir tres tipos importantes de formas (Figuras 73 y 74):

1.- Formas en V y “U”: con buzamientos iguales o superiores a  $60^\circ$

2.- Formas en vaguada: con buzamientos inferiores a  $60^\circ$

3.- Formas en reloj de arena: donde la intersección del acantilado permite observar las dos partes del paleocolapso

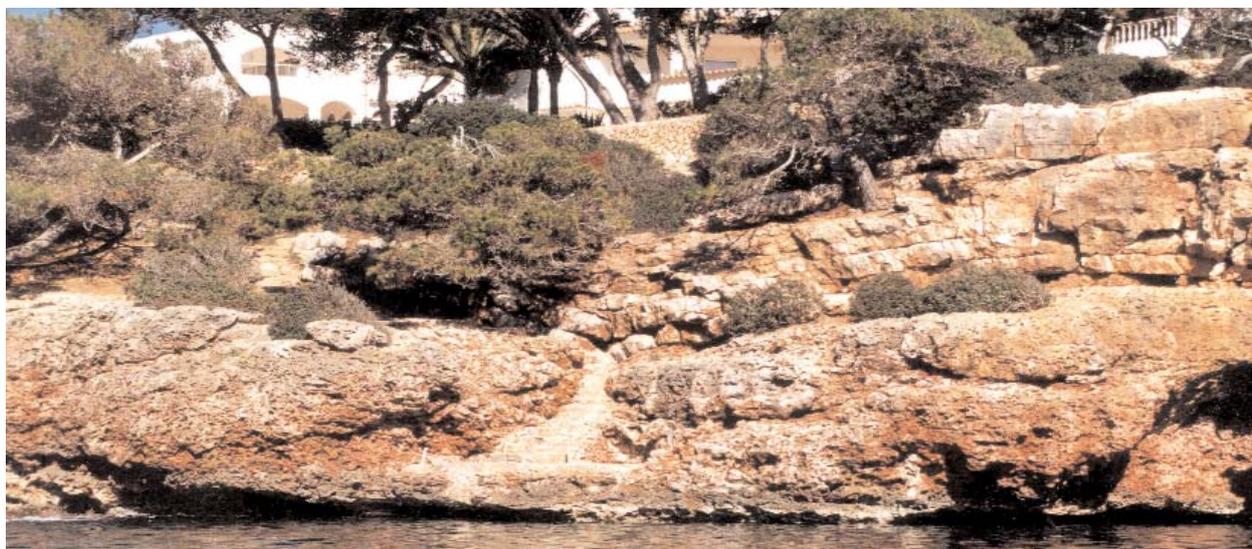


Figura 75. Afloramiento de la sección de un paleocolapso sin una geometría clara en Cala de Sa Galera, Felanitx, Mallorca

Además de estas formas, se encuentran algunas que debido a procesos de erosión o estructurales, no pueden clasificarse, por carecer de una geometría clara (figura 75).

### 10.3. El fenómeno de coalescencia en los paleocolapsos

El fenómeno de cavidades que debido a su desarrollo interceptan otras próximas, ha sido descrito por diversos autores, en publicaciones relacionadas con el estudio de reservorios de hidrocarburos. Loucks, (1999), Loucks y Mescher (2001) y Loucks *et al.* (2004) apuntan que los sistemas de paleocavidades que forman importantes reservorios de hidrocarburos no son consecuencia del colapso aislado de conductos en cavidades, sino debido a la coalescencia de varias cavidades que forman grandes sistemas paleoendokársticos. Estos sistemas presentan notables complejidades espaciales, resultado del colapso y de la propia coalescencia. Según estos autores, el proceso de coalescencia se divide en tres fases (figura 75 A):

- 1.- Inicio del desarrollo de cavidades epigénicas
- 2.- Desarrollo múltiple de sistemas de cavidades epigénicas alcanzando volúmenes significativos
- 3.- Colapso de los techos de las cavidades por la carga inducida de sedimentos suprayacentes, enterramiento y coalescencia de los diferentes sistemas de cavidades. A las estructuras resultado de esta última fase, pueden asociarse fallas que limitan y definen el conjunto de estos sistemas

En los paleocolapsos de la plataforma carbonática de Santanyí, se han observado otras formas y sedimentos asociadas como brechas y paleocavidades aisladas o estratos deformados, que parecen indicar la posible coalescencia de cavidades dando lugar al colapso. En Cala Figuera, la gran dimensión de los paleocolapsos y su proximidad entre ellos (en ocasiones inferior a 10 m), permite inferir la posibilidad de que la disolución de varios parches de coral, muy próximos entre ellos, den lugar a colapsos de grandes dimensiones que, en ocasiones, se interceptan unos a otros. Esta hipótesis cobra peso si extrapolamos los datos de las dimensiones de los parches que han sido descritos sobre el terreno. Los parches de coral no superan los 5 m de altura y 10 m de diámetro, por lo que el colapso, resultado de la disolución de estos volúmenes de roca, no podría dar lugar a determinadas estructuras de paleocolapso cuyas dimensiones son considerables como las que aquí se han descrito.

En Cala Figuera, Cala des Savinar o Porto-Colom, entre otras, se ha observado parcialmente paleocavidades asociadas a paleocolapsos de grandes dimensiones y pequeñas fallas inversas. Además, en dichas localidades, coincidentes con calas, algunas estructuras de hundimientos están ubicadas a ambos márgenes de la cala y afloran de forma casi simétrica entre ellas.

Según está hipótesis, se ha procedido al análisis de los buzamientos y direcciones de las capas suprayacentes deformadas por el hundimiento en dos paleocolapsos (CF-3) (tabla

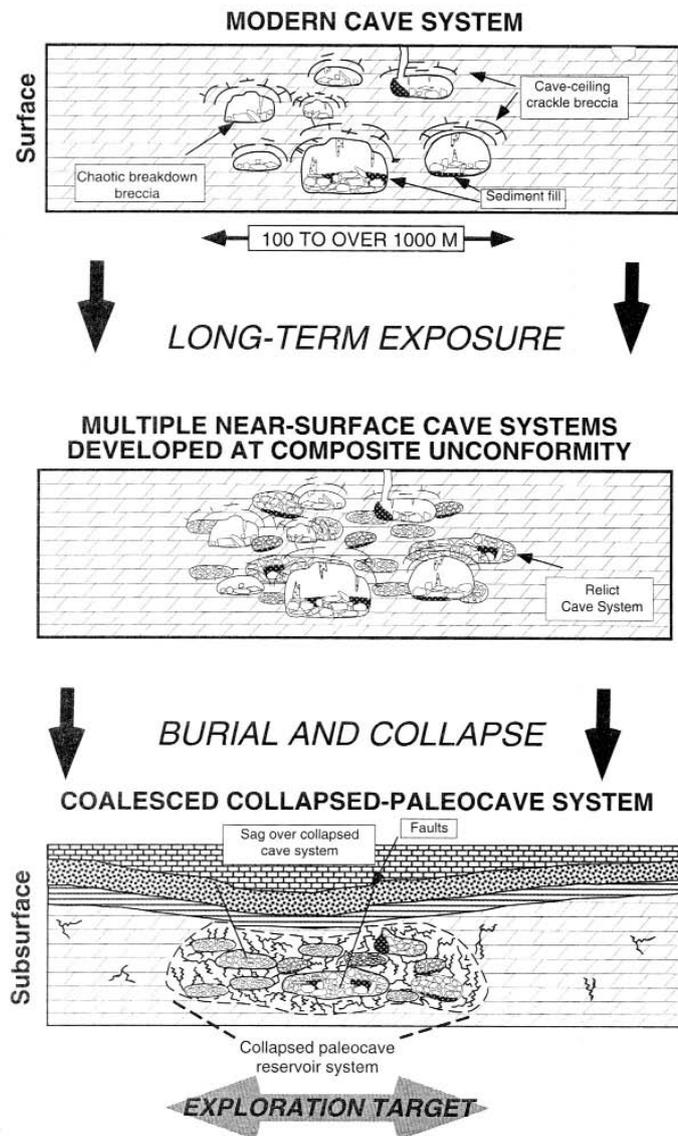


Figura 75 A. Diagrama sobre la coalescencia de colapsos en paleocavidades (Loucks, 1999)

l) que afloran en el margen sur de Cala Figuera. En una depresión cerrada, las direcciones de buzamiento siempre estarán orientadas al centro de la misma. No obstante, es muy común que la geometría del colapso no sea regular. Algunos buzamientos en dichas estructuras en ocasiones no se orientarán hacia el centro del colapso. Además, las capas desde donde se toman los datos suelen tener numerosas irregularidades por lo que el buzamiento de las mismas es variable en todo el plano de hundimiento. Los datos de dirección y buzamiento del plano deben ser tomados en la misma capa, conociendo la distancia entre ambos puntos para minimizar el margen de error.

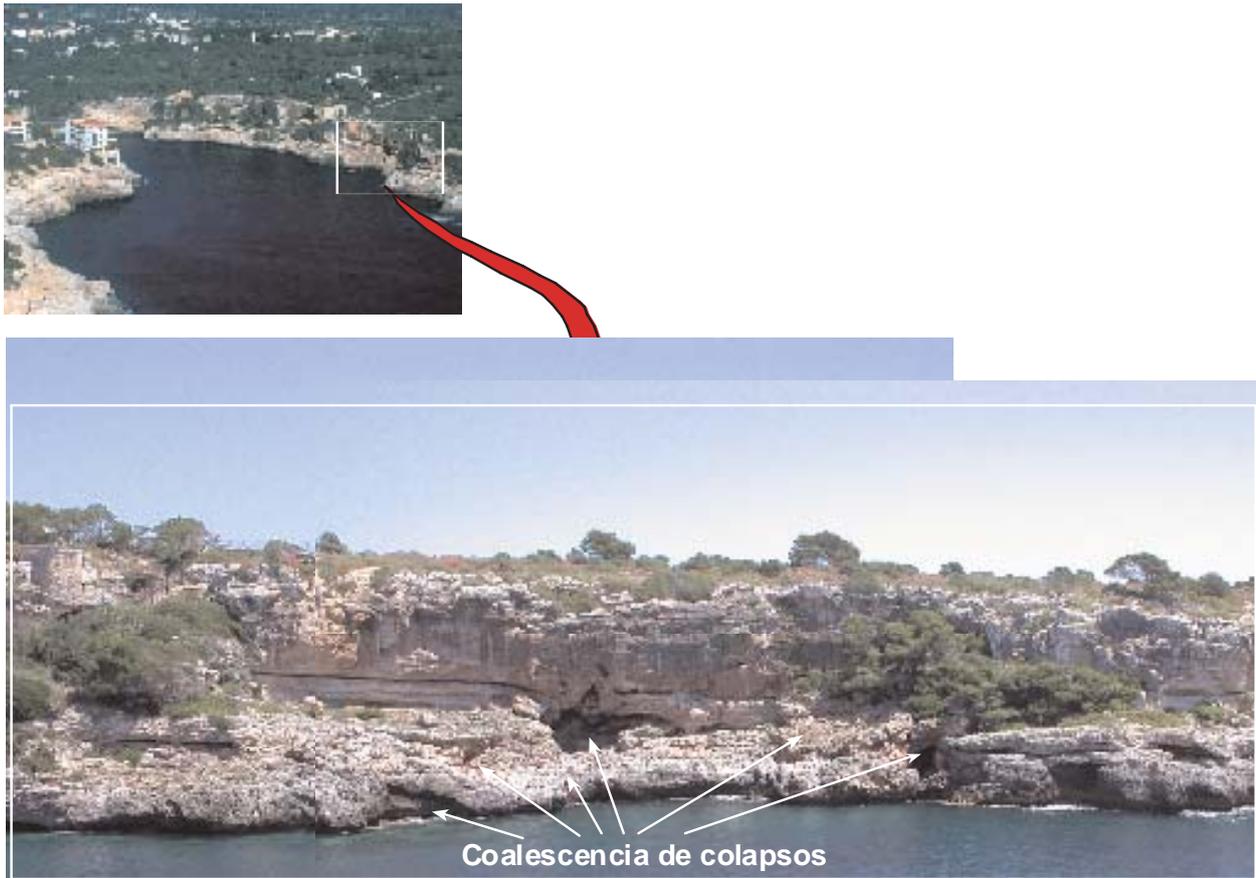


Figura 75. B.- Imagen de un conjunto de paleocolapsos agrupados en una gran estructura (coalescencia en CF-3). Las líneas indican dónde se ubicaban cada una de las estructuras. Cala Figuera, Santanyí, Mallorca

Este análisis configura un conjunto de direcciones, cartografiadas en planta, cuyo centro es variable para cada una de ellas. Como puede observarse en la figura 75 B, los puntos de intersección de las paleocavidades son distintos par cada uno del señalados. Sin embargo, los paleocolapsos apuntados se agrupan en lo que en a priori parece ser una estructura de grandes dimensiones. De ello, se deduce que probablemente se hayan producido varios hundimientos alrededor del paleocolapso más grande que el desarrollo de la cala ha intersectado. El tamaño de la estructura supera los 100 m de diámetro, lo que apunta a un volumen de la cavidad muy importante. Este dato parece indicar que la disolución se produjo a favor de varios parches de coral, que en su fase de coalescencia dieron lugar al hundimiento de las capas suprayacentes.

Se han tomado las direcciones y ángulos de buzamiento desde cinco puntos distintos (A, B, C, D y E en la tabla 2) en las capas deformadas por hundimientos en dos estructuras de paleocolapso cercanas entre sí. Como se puede apreciar, el buzamiento y sentido es similar, lo que parece indicar, que aún siendo estructuras diferentes, forman en su conjunto una gran paleocolapso.

Tabla 2. Datos de las direcciones y buzamiento en los paleocolapsos CF-1 y CF-6.				
Colapso	Puntos de control	Buzamiento	Sentido de buzamiento	Direc. de capa
CF-3	a	25° SO	220 °	30°
	b	35° SO	230°	30°
	c	75° SO	245°	30°
	d	45° SO	240°	30°
	e	60° SO	235°	30°
CF-4	a	15° E	280 °	30°
	b	20° E	270°	30°
	c	45° E	260°	30°
	d	25° E	275°	30°
	e	40° E	285°	30°

## **CAPÍTULO II. EL CONTROL DE LA TECTÓNICA EN LOS PALEOCOLAPSOS DE LA PLATAFORMA CARBONÁTICA DE SANTANYÍ**

Entre los rasgos tectónicos y la disposición de los paleocolapsos parece haber una cierta relación, posterior a la formación de los paleohundimientos, ya que de aquellos depende, en gran medida, la configuración de la costa donde éstos afloran. Existe también una relación obvia entre el proceso mismo de hundimiento y la generación de fracturas asociadas.

### **II.1.- Tipos de fracturas asociadas al proceso de hundimiento en los paleocolapsos kársticos**

Las fracturas en los sistemas de paleocolapso kárstico están relacionadas con procesos mecánicos locales que superan escasamente las dimensiones del propio hundimiento y no están relacionadas con procesos tectónicos regionales. Su orientación no sigue una pauta que marque direcciones preferentes, sino que las fracturas se orientan hacia distintas direcciones, que no coinciden entre diferentes paleocolapsos. Las estructuras que afloran con mejor calidad presentan un sistema semiradial que puede ofrecer un patrón de orientaciones centrado hacia una dirección aleatoriamente. En este sentido, la calidad y cantidad de estructura aflorante determina qué parte del espectro de la distribución espacial de las fracturas puede ser analizada (ver parte II).

El desarrollo y la apertura de las fracturas en los paleocolapsos es también muy variable. Existen fracturas que atraviesan parte del Complejo Arrecifal y las Calizas de Santanyí (métricas) con aperturas desde tamaño centimétrico hasta 0,5 m. La inclinación de los planos afectados presentan también una variabilidad manifiesta, con fracturas subverticales (cercasas a los 90°) hasta otras, donde el buzamiento es casi paralelo a la dirección de capa (subhorizontal). En cuanto al tipo de fracturación podemos distinguir tres grandes conjuntos:

1.- Fracturas provocadas por una relajación de esfuerzos en los materiales durante el proceso de colapso. Las dimensiones oscilan desde pocos centímetros de longitud hasta varios metros y las aperturas van desde órdenes milimétricos hasta 0,5 m. Las fracturas con mayor apertura se ubican generalmente en el Complejo Manglar (figura 76).

2.- Pequeñas fallas inversas (de orden métrico), provocadas por el esfuerzo compresivo vertical local (figura 77). Estas se desarrollan cercanas al centro del paleocolapso y en su base se observan planos de deslizamiento de entre 0,5 y 1 m. Aunque pue-

den afectar a varios cinturones de facies, se desarrollan preferentemente en las facies del Complejo Manglar y las facies estromatolíticas (figura 77).

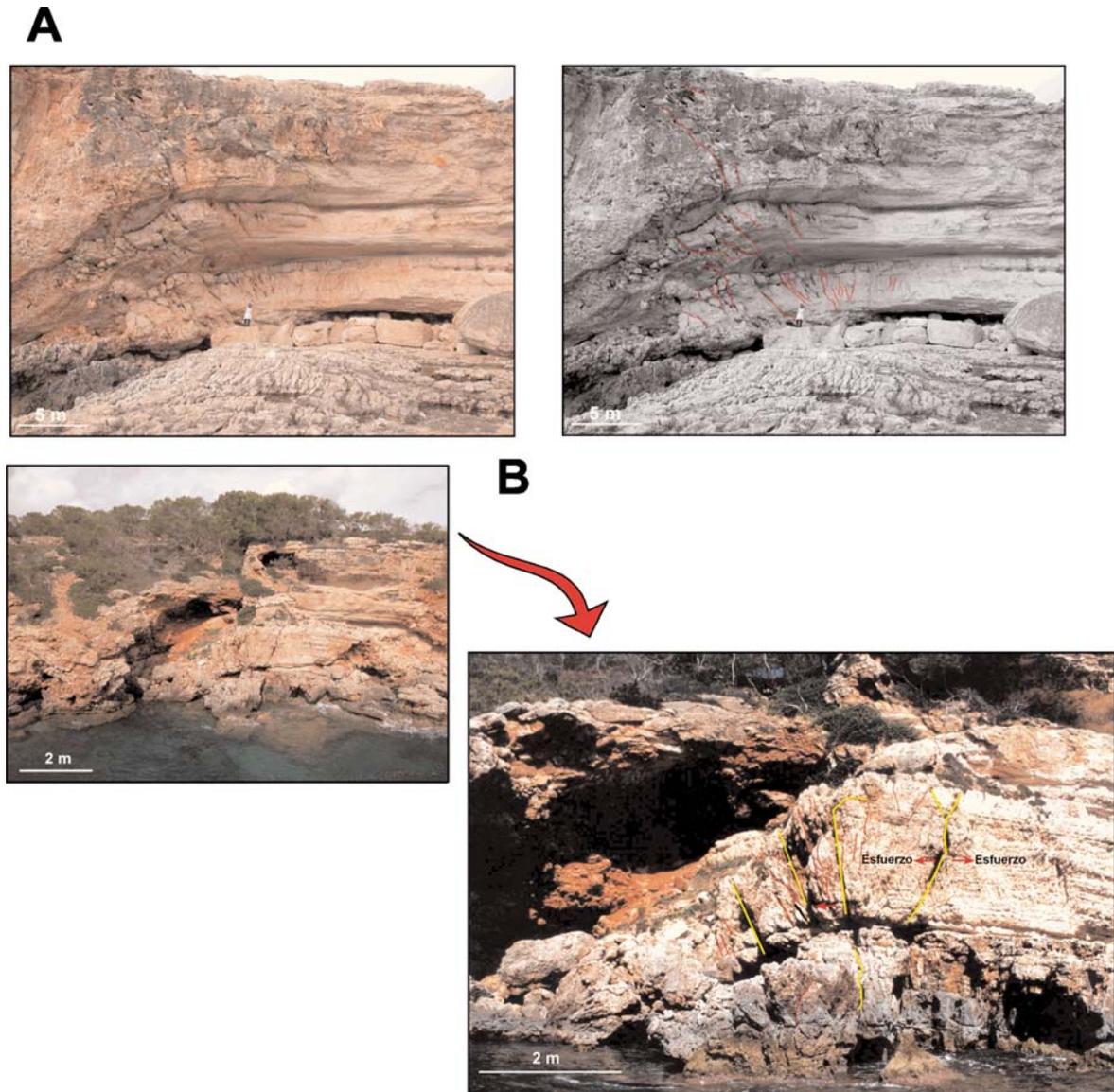


Figura 76. Detalle de fracturas distensivas, con diferentes buzamientos consecuencia de procesos de hundimiento afectando a la Unidad Calizas de Santanyí y al Complejo Arrecifal, en A) Punta des Savinar y B) Cala Savinar, Santanyí, Mallorca

3.-

3.- Diaclasas paralelas a los planos de estratificación (zonas de debilidad interestrato), por descompresión de las capas suprayacentes durante el colapso, con una apertura máxima de orden centimétrico. Se desarrollan generalmente en las facies oolíticas (figuras 78 y 79).

No obstante, esta relativa diversidad y heterogeneidad en los sistemas de fracturas en los paleocolapsos kársticos se traduce en una gradación en su extensión e inclinación. Hacia la zona situada en la cercanía de la paleocavidad las fracturas suelen ser más penetrativas y de mayor desarrollo (atravesando el lagoon externo y en ocasiones las Calizas de Santanyí, con aperturas cercanos a los 0,5 m). Además, en esta zona del paleocolapso, las fracturas presentan siempre buzamientos superiores a 60°.



*Figura 77. Detalle de fallas inversas consecuencia del esfuerzo compresivo local cuando se produce el hundimiento. Saragall d'en Pel.lo, Santanyí, Mallorca*

Hacia los vértices de las estructuras, las fracturas son menos penetrativas, con buzamientos inferiores a  $60^\circ$ . En las estructuras de mayor dimensión, las fracturas más cercanas a los ejes del hundimiento son las más importantes en cuanto al tamaño, atravesando las Calizas de Santanyí y el Complejo Arrecifal y con aperturas que alcanzan los 0,5 m. Este hecho, indica una mayor intensidad del proceso, inducido por el mayor tamaño de la cavidad, donde los ejes de máxima descompresión están representados por grandes fracturas que definen netamente el límite de las estructuras.

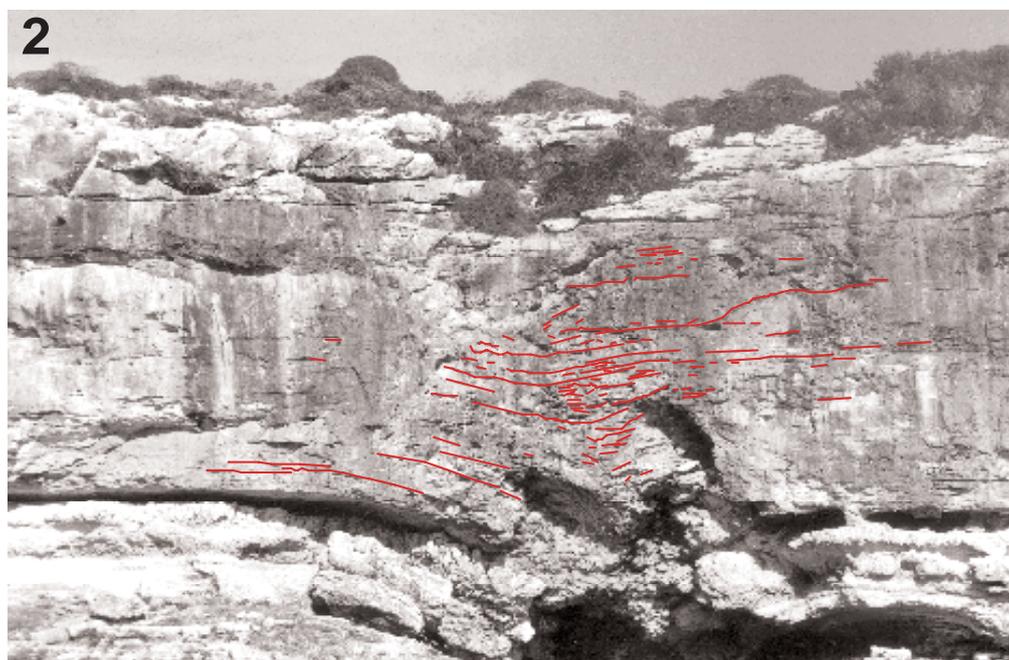


Figura 78. 1) Detalle de las fracturas abiertas distensivas, paralelas a los planos de estratificación, consecuencia del reajuste mecánico de los materiales suprayacentes cuando colapsaron en Cala Figuera. 2) Interpretación y cartografía de las aperturas distensivas.



Figura 79. Fracturas distensivas en es Mirador des Pontàs, Santanyí, Mallorca.

En cuanto a las fallas de pequeña magnitud, a pesar de no superar por lo general los 3 m de desplazamiento sobre el plano de falla, se ubican siempre cercanas a la paleocavidad las de mayor dimensión y desaparecen hacia los ejes del paleocolapso (figura 77). Las diaclasas interestrato también presentan un gradación vertical y horizontal con respecto al centro del hundimiento. De forma general, los espacios interestratos son mayores hacia la paleocavidad, con aperturas cercanas a los 0,5 m, que disminuyen hacia el techo y los vértices del paleohundimiento, donde llegan a acuñarse y desaparecer.

Las fracturas en muchos casos suelen presentar rellenos detríticos o geoquímicos, que cubren parcial o totalmente el hueco entre los planos. Este aspecto será discutido con más detenimiento en la parte V de la presente memoria.

## 11.2. Relación entre la fracturación y distribución de los paleocolapsos kársticos en la plataforma carbonática de Santanyí

Según el análisis de los lineamientos y fracturas expuesto en la parte II, no ha sido observada una relación directa entre una posible tectónica durante el Mioceno y los procesos de colapso. Tras el estudio de las direcciones de lineamientos, éstos parecen estar relacionados mayoritariamente con una tectónica post-miocena, que controla el desarrollo de los cursos fluviales y la configuración actual de la línea de costa.

Sin embargo, y aunque no existan evidencias claras de una relación directa entre la génesis de los hundimientos miocenos y los procesos tectónicos de esa edad, sí existen nexos entre tectónica, la distribución y morfoestructura de los paleocolapsos.

La distribución de los paleocolapsos a lo largo de la plataforma de Santanyí responden a un modelo genético deposicional que controla la arquitectura y distribución de las facies. Esta disposición, ha sido modificada por la tectónica posterior. En el caso de la plataforma de Santanyí, se han observado dos sectores donde el contacto entre las facies de *lagoon* y talud pone de relieve el control de la tectónica sobre la distribución actual de las mismas.

Desde Cala Marmols hasta S'Algar afloran en los acantilados costeros las facies de *lagoon* externo y las Calizas de Santanyí. Según el modelo genético, responden a depósitos de *back reef*. En S'Algar se produce un cambio de facies pasando a talud arrecifal. Este cambio, está aso-

---

ciado a una falla en dirección con una orientación N 85° E (figura 28). Este primer sector se extiende alrededor de 25 km hasta Cala Magrana. Es una franja continua donde no afloran estructuras de paleocolapso. A partir de esta localidad, se produce un nuevo cambio de facies, a depósito de *back reef*, es decir de facies plataforma abierta a facies de plataforma interna (*lagoon* externo). El cambio de facies está controlado por una falla en dirección, cuya orientación es N 90° E, que se extiende cerca de 100 m sobre el terreno (figura 28).

Si bien la forma y estructura de un paleocolapso responde principalmente a factores intrínsecos del propio hundimiento, el hecho de que afloren actualmente está relacionado con la tectónica postmiocena. La relación entre la tectónica y morfoestructura de los paleocolapso se puede resumir en:

1.- La estructura de la costa y la formación de algunas calas y torrentes están relacionadas con la tectónica y permite que muchos paleocolapsos hayan sido intersectados por la costa acantilada y afloren en sección.

2.- Algunas estructuras de paleocolapso han sido posteriormente modificadas por procesos erosivos y sedimentarios que, a su vez, están controlados, directa o indirectamente, por la tectónica. Entre ellos destacan: la erosión de alguna parte de la sección del afloramiento por cursos fluviales, la corrosión marina debido a la exposición de las estructuras y la deposición de sedimentos detríticos rellenando poros y fracturas en los paleocolapsos.

3.- Las estructuras de paleohundimiento son zonas de debilidad donde los procesos tectónicos pueden actuar con más facilidad. Ejemplos como los de Cala Figuera, Punta des Savinar o Cala Murta, entre otros, son una clara evidencia de la existencia de fracturas que, debido a la debilidad de la roca en el entorno de estas estructuras como consecuencia del hundimiento, atraviesan o modifican los paleocolapsos dando lugar, en ocasiones, al encajamiento de una red fluvial o procesos de rebrechificación. Fenómenos similares han sido descritos por Pedley (1975, 1990), Loucks (1999, 2001) y Loucks *et al.* (2004), entre otros.



---

## **PARTE V**

# **EL REGISTRO PALEOCLIMÁTICO EN LOS PALEOCOLAPSOS KÁRSTICOS DEL LEVANTE DE MALLORCA**

## **CAPÍTULO 12. ANÁLISIS DE LAS FORMAS ASOCIADAS Y COMPONENTES EN LOS PALEOCOLAPSOS KÁRSTICOS DE LA PLATAFORMA CARBONÁTICA DE SANTANYÍ**

En los últimos años, el papel del clima como factor karstogenético diferencial ha ganado importancia en las líneas de análisis e interpretación paleoclimática de las formas y depósitos ligados al karst. En el caso que nos ocupa, no sólo las formas y depósitos kársticos relacionados con las estructuras de paleocolapso contribuyen a establecer una parte de la historia climática de la región en la que se han desarrollado las plataformas carbonáticas; las propias unidades carbonáticas conservan registros relacionados con la actuación de procesos morfogenéticos y ambientes sedimentarios diferentes, relacionados con la posición del nivel del mar en cada momento. Así, las plataformas carbonáticas donde ha actuado un karst litoral intenso pueden presentar sedimentos o formas de disolución relacionadas con climas cálidos-húmedos (asociadas a fases de nivel del mar alto), o frío-seco (asociadas a fases del nivel del mar bajo).

El clima es el factor del cual dependen la precipitación, la temperatura y la evaporación. Todos ellos mantienen una estrecha interrelación y a su vez son reguladores de otros elementos sustanciales en los procesos de karstificación, como son el  $\text{CO}_2$  en la atmósfera y la  $\text{Pco}_2$  (presión parcial de dióxido de carbono) en el suelo (Ford y Williams, 1989). Pero el factor climático no sólo es importante en la zona superficial, sino que también lo es en la zona subsuperficial.

El régimen climático determina los procesos de infiltración, disolución y precipitación, tanto en la zona vadosa como en la zona freática. Los fenómenos de cementación en regiones áridas y semiáridas son más lentos debido a la escasez de precipitaciones. Ello provoca que los cambios en la porosidad consecuencia de estos fenómenos sean poco significativos. En las regiones templadas o tropicales, donde las precipitaciones son más importantes, estos procesos se aceleran, siendo más significativos sobre los cambios de porosidad y sobre la tasa de precipitación de depósitos geoquímicos (Choquette y James, 1987). Esto explica que el porcentaje de precipitación de sedimentos carbonáticos sea mayor en zonas situadas en climas templados y tropicales que en climas áridos o semiáridos (Palmer, 1995). Este aspecto diferencial no sólo es útil para explicar factores de control de un proceso, sino también para interpretar ejemplos paleokársticos como los que aquí se describen, ligados a un clima concreto. El análisis de estos aspectos en las estructuras de paleocolapso puede ser un factor indicativo del tipo de clima donde se desarrolló el karst y de la posterior evolución paleoclimática.

### **12.1. Formas y depósitos kársticos**

Los sistemas kársticos responden de manera diferencial a las oscilaciones energéticas y de materia, inducidos por la variación climática a lo largo de un determinado periodo. Puesto

que muchos sistemas kársticos sufren una evolución policíclica y dilatada en el tiempo, las respuestas diferenciales no son permanentes. Los controles ambientales provocan continuos desequilibrios en las formas y depósitos kársticos, buscando el equilibrio natural y en ocasiones, destruyendo total o parcialmente los preexistentes (Durán, 1996). No obstante, en ocasiones existen rasgos definidos en estos sistemas que constituyen un relativo indicio de una herencia paleoclimática regional que puede ser relacionada, en el caso que nos ocupa, con las estructuras de paleocolapso y con la evolución paleoclimática posterior a su génesis.

### 12.1.1. Formas exokársticas

Existen pocas evidencias de formas exokársticas ligadas a los paleocolapsos. De hecho, la plataforma de Lluçmajor y Santanyí son en la actualidad marcos donde el exokarst está limitado a formas de lapiaz y microlapiaz (Gines, 2000), que afloran puntualmente en determinadas zonas y relacionadas con procesos activos del karst. Los paleohundimientos se desarrollan en ambientes subsuperficiales y la exposición de la roca durante el Messinense y hasta la actualidad ha sido múltiple, lo cual impide en gran medida la persistencia de formas kársticas.

### 12.1.2. Formas endokársticas

Las formas endokársticas están más estrechamente relacionadas con las estructuras de paleocolapso. Algunas de las formas producto de procesos de disolución en el subsuelo pueden ser identificadas y, en ocasiones, interpretadas en términos paleoclimáticos.

En las fracturas asociadas al hundimiento en su zona próxima al techo de la plataforma la disolución ha actuado a veces notablemente y en algunos casos en los que han sido selladas por sedimentos, es posible distinguir ciertas formas endokársticas (figura 80). Muchas de estas fracturas están moldeadas y ensanchadas por la disolución de aguas meteóricas. Además, diversos componentes orgánicos de las paredes de las fracturas aparecen parcialmente disueltos.



Figura 80. Detalle de una fractura rellena, con marcas de disolución

Las cavidades sobre las que colapsaron las capas suprayacentes son tal vez la expresión morfológica más evidente de un endokarst litoral durante el Mioceno superior. El colapso y el consiguiente relleno de la cavidad por sedimentos de las capas de techo sellaron un sistema de cavidades que, por su forma, permite establecer un ambiente endokárstico determinado, bajo condiciones climáticas particulares. El tipo de cavidad, controlada por la litología, de forma circular o elíptica, está relacionada con ambientes litorales de clima tropical-subtropical. Algunos ejemplos descritos por Hanshaw y Back, (1980); Back *et al.* (1984), (1986); Hine *et al.* (1988) o Smart *et al.* (1988 b), en ambientes actuales o pretéritos (a partir del estudio de estructuras paleokársticas) interpretan estas formas endokársticas consecuencia de procesos de disolución ligados a regiones tropicales actuales (como Yucatán en México, Bahamas en EEUU, o Bermudas), bajo el citado marco climático.

Algunas marcas en estratos ligados afectados por los paleohundimientos y cercanas a la cavidad, o en cavidades desarrolladas en la plataforma de Santanyí, como las cuevas del Drac, muestran un tipo de porosidad característico (*buggy o spongework*) de climas cálidos-húmedos. Estas formas se relacionan con aguas de disolución agresivas, meteóricas o por mezcla entre aguas dulces y saladas (Smart y Whitaker, 1991).

### 12.1.3. Depósitos endokársticos

El interior de las cavidades son lugares donde gobierna un ambiente muy conservativo. Por ello se preservan depósitos que pueden ser clasificados en dos tipos:

- 1.- Depósitos sedimentarios detríticos
- 2.- Depósitos de precipitación química

#### *Depósitos sedimentarios detríticos*

En los paleocolapsos de la plataforma de Santanyí, los depósitos detríticos son sedimentos asociados a los paleocolapsos que pueden ser interpretados en términos climáticos en función de la localización con respecto al paleohundimiento así como por sus componentes, textura y relación con otros depósitos; se diferencian dos tipos (los aspectos mineralógicos y petrográficos serán discutidos en capítulos posteriores)

- A.- Depósitos de arenas litorales
- B.- Depósitos de arcillas

Los depósitos de arenas litorales están controlados por el transporte marino a través de conexiones del sistema endokárstico con la línea de costa y cuya posición altimétrica está afectada por las oscilaciones del nivel del mar. Aunque en el interior de algunas cavidades litorales del levante de Mallorca, como en la Cova dels Coloms, existen arenas con granuloclasificación a techo, e incluso *ripples* de oscilación por la sensible dinámica que presentan los lagos subterráneos (Ginés, 2000), en la mayoría de los paleocolapsos se disponen como pequeñas láminas de arenas y microconglomerados que tapizan las brechas o rellenan huecos preexistentes (figura 81). Están compuestas por arenas y gravas finas muy cementadas. Su deposición en un ambiente endokárstico está corroborada ya que presentan espeleotemas que sellan estos depósitos, como sucede en el caso de Porto-Colom. Este aspecto ya fue apuntado por Ginés *et al.* (1975), en rela-

ción a sedimentos detríticos alóctonos depositados en condiciones subterráneas y cementados por coladas de estalagmitas. A pesar de que es complejo establecer su cronología, Ginés, (2000) los describe como depósitos litorales del último periodo interglaciar (estadio isotópico 5), asociados a un clima cálido-seco.

Las arcillas forman el segundo tipo de depósito detrítico asociado a las estructuras de paleocolapso y depositados en un ambiente subterráneo. Un primer grupo lo forman sedimentos de arcillas verdes con cantos negros procedentes de las facies suprayacentes (Caliza de Santanyí).

La estratigrafía de esta Unidad presenta varios niveles de arcillas. Su relación con los paleocolapsos y asociada a depósitos endokársticos, está condicionada por el proceso de hundimiento que provocó que parte de este sedimento fuera transportado por gravedad rellenando en ocasiones la macroporosidad abierta por el colapso (fracturas y oquedades). Se observan rellenando fracturas del complejo de Manglar y, en menor medida asociados a las brechas caóticas de las estructuras. Las características mineralógicas y petrográficas de éstas serán discutidas en apartados posteriores, aunque cabe destacar que: 1) las arcillas procedentes estratigráficamente de la Caliza de Santanyí están en muchos casos mezcladas con otra fracción arcillosa de origen distinto; 2) las ubicadas en otros niveles superiores del Complejo de Manglar son de más sencilla atribución puesto que apenas han sufrido mezcla con otros sedimentos aunque, en su composición mineral presentan una fracción carbonática importante. Este aspecto se debe a la mezcla y removilización con materiales de las facies de la Caliza de Santanyí. Dada su posición estratigráfica en cuanto a los cinturones de facies de la Caliza de Santanyí, así como su relación directa con el proceso de colapso, se interpretan como sedimentos de edad Messiniense y, por tanto, atribuibles al mismo ambiente y clima.



Figura 81. Sedimentos de arenas litorales en las brechas de un paleocolapso kárstico, asociados a cementos de precipitación química. Porto-Colom, Felanitx, Mallorca

Un segundo grupo de sedimentos con una fracción arcillosa destacable está compuesta por unas facies rojizas ubicadas en las capas de *lagoon* externo del Complejo Arrecifal y en los niveles inferiores (facies de manglar) de las Calizas de Santanyí. La presencia de minerales carbonáticos y de componentes arrecifales en estos sedimentos, se interpreta como la mezcla entre componentes autóctonos y alóctonos. Las génesis de los primeros, procedentes de la propia unidad estratigráfica, ya sea por degradación de las rocas calizas o por precipitación de sedimentos carbonáticos, están asociados a períodos de descenso y ascenso del nivel del mar y por tanto, del nivel freático, alternando fases de flujo endokárstico relativamente energético y otras donde estaban en condiciones vadosas, con un estancamiento de las aguas donde se produjo la mezcla. Están depositadas en paquetes que presentan laminación subhorizontal muy definida en cavidades anexas al colapso (figura 82) o, entre los estratos del colapso o adyacentes al mismo, rellanado parte de la macroporosidad abierta por el hundimiento. Muchos de estos ejemplos aparecen sellados o como capas interestrato entre cementos freáticos (figu-

ra 83). La interpretación paleoambiental propuesta consiste en una alternancia de climas húmedos con subidas relativas del nivel del mar, con otros fríos-secos, con bajadas relativas del nivel del mar. En las Calizas de Santanyí, se observa una fracción arcillosa rellenando fracturas y porosidad interclasto en las brechas de los paleocolapsos. No obstante, tanto su posición estratigráfica como su composición mineralógica (con una fracción cuarcítica destacable), no permite atribuirla en todos los casos a sedimentos depositados en condiciones subsuperficiales. Su atribución sedimentaria y paleoambiental será discutida en apartados posteriores.

### *Depósitos de precipitación química*

De la evolución particular del karst en los paleocolapsos de la costa meridional y oriental de Mallorca destaca de forma particular la precipitación de carbonatos en el interior de las paleocavidades y en los



Figura 82. Depósitos detríticos limo-arcillosos laminados ubicados en una cavidad litoral. Caló des Moro, Santanyí, Mallorca



Figura 83. Depósitos detríticos limo-arcillosos laminados asociados a cementos en una brecha de colapso. Cala Figuera, Santanyí, Mallorca

poros que se generaron como consecuencia del desplome de las cavidades. Su génesis está determinada por las reacciones químicas que gobiernan el equilibrio del sistema  $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O-CO}_2$  (Whitaker, 1991). Este desequilibrio natural puede ocasionar la saturación o subsaturación de las aguas subterráneas con la consiguiente precipitación de carbonatos (calcita o aragonito) que estaban en equilibrio con las aguas de infiltración (Smart y Whitaker, 1991). Además, estos depósitos son el resultado de una sucesión paleoclimática y paleoambiental que se puede registrar en las distintas capas de determinados tipos de cementos o, en las diferentes familias de espeleotemas en un mismo paleocolapso, como son las coladas o las estalagmitas entre otros. Sin embargo, la distribución lateral y vertical (muy variable), la diversidad y cantidad, así como su exposición subaérea, hace de estos sedimentos, en nuestro caso concreto, un registro difícil de definir e interpretar.

A partir de una interpretación paleoambiental genérica de estos depósitos se deduce que la propia abundancia tipológica y su

---

heterogénea distribución lateral y vertical, denotan la alta frecuencia de la variación del nivel del mar y por tanto, la alternancia paleoclimática desde la formación de los colapsos hasta que éstos fueron intersectados por la línea de costa, calas y torrentes. La correlación entre los mismos depósitos carbonáticos y/o con otros detríticos, permite determinar la existencia de diversos periodos ambientales distintos.

La diferenciación entre espeleotemas freáticos y vadosos es un factor importante, puesto que es un registro de las subidas y bajadas relativas del nivel del mar. Localmente, pueden existir situaciones de estancamiento de aguas colgadas, que no responden a niveles freáticos regionales. Los espeleotemas vadosos están relacionados con ambientes de precipitación por encima del nivel freático. Por el contrario, los espeleotemas freáticos se depositan por debajo del nivel de saturación del agua. Así pues, espeleotemas vadosos infrayacentes a otros freáticos, se interpretan como una subida relativa del nivel del mar, dejando como registro las paleocotas del nivel freático. Si están relacionados con depósitos detríticos endokársticos se puede deducir, según la posición de uno con respecto al otro, la alternancia de flujos de agua de baja energía con otros turbulentos de alta energía y transporte de sedimento.

En una relación teórica, correlativa en el tiempo y sucesiva en una vertical como es el caso de algunos cementos en los paleocolapsos (vadoso-freático-vadoso), los depósitos vadosos se relacionan con climas más fríos que los freáticos, ya que como se ha apuntado anteriormente, están asociados a regresiones marinas. Pero su interpretación paleoclimática y paleoambiental puede ser todavía más detallada si nos referimos a su mineralogía, textura y cristalografía (Ginés, 2000). Ginés *et al.* (1981) diferencian episodios climáticos entre espeleotemas freáticos en función de su litología, atribuyendo depósitos aragoníticos a periodos más cálidos que los calcíticos.

Tras el estudio de la distribución vertical y tipológica de los espeleotemas asociados a los paleocolapsos, en ejemplos determinados, se han observado varias etapas distintas, en respuesta a las oscilaciones del nivel del mar. La distribución tipológica a techo no es alternante en episodios vadosos o freáticos, sino que ambos pueden ser sucesivos o alternantes en respuesta al orden de fluctuación del nivel del mar. La cota máxima con respecto al nivel del mar donde se han encontrado cementos freáticos es de +27 m en el paleocolapso de Cap de Sa Paret y la mínima, en dicha estructura a cota +2 m (además de otros depósitos descritos por Ginés (2000) en cavidades cercanas, a más de 20 m por debajo del nivel del mar). La posición estratigráfica de los cementos, vadosos o freáticos, se sitúa tanto en las facies del Complejo Arrecifal como las correspondientes a la Unidad Calizas de Santanyí. En algunos ejemplos como en Cap de Sa Paret, Porto-Colom o Cala Murta, los cementos se distribuyen verticalmente desde las facies de *lagoon* externo hasta las facies oolíticas de la Caliza de Santanyí.

En términos generales se pueden interpretar los cementos en los paleocolapsos como buenos indicadores paleoclimáticos de la historia geológica desde el Mioceno superior hasta la actualidad. La tipología y cota de estos depósitos son el registro de la alternancia de climas cálidos y fríos, secos y húmedos distribuidos en una gran parte de los paleocolapsos.



## CAPÍTULO 13. ANÁLISIS DE LAS BRECHAS EN LOS PALEOCOLAPSOS

El proceso de colapso sobre una cavidad implica la formación de un conjunto sedimentario detrítico, compuesto por clastos de diferente tamaño de las capas suprayacentes y/o adyacentes a la cavidad. En la mayor parte de los casos, las brechas son los sedimentos más representativos. Estos sistemas deposicionales, en respuesta a un proceso mecánico de la roca, presentan una diversidad tipológica y sedimentológica, según las dimensiones y la intensidad del proceso de hundimiento. Si las brechas están formadas por clastos de las mismas facies se denominan monomícticas. En el caso de que procedan de facies o unidades distintas, constituyen brechas polimícticas (Kerans, 1990).

En los paleocolapsos de la plataforma de Lluçmajor y Santanyí, las brechas son uno de los depósitos sedimentarios que más información aportan. La estructura y componentes sedimentarios, mineralógicos y petrográficos, son parte fundamental del registro geológico de los paleocolapsos. Aunque la calidad del afloramiento del paleohundimiento determina también el tipo y el volumen de brecha que se puede analizar, la gran mayoría de los paleocolapsos objeto de estudio, presentan alguno de los componentes principales de estos ambientes sedimentarios.

En los capítulos posteriores, nos centraremos en la diversidad y la tipología, en los componentes sedimentológicos, mineralógicos y petrográficos, así como en el estudio isotópico de cementos asociados a estos depósitos.

### 13.1. Antecedentes

Los estudios de las brechas consecuencia del hundimiento de una cavidad y los depósitos asociados a éstas se reducen a descripciones realizadas desde la última mitad del siglo XX hasta la actualidad. Posiblemente, el primer autor que describió depósitos relacionados con colapsos en cavidades fue

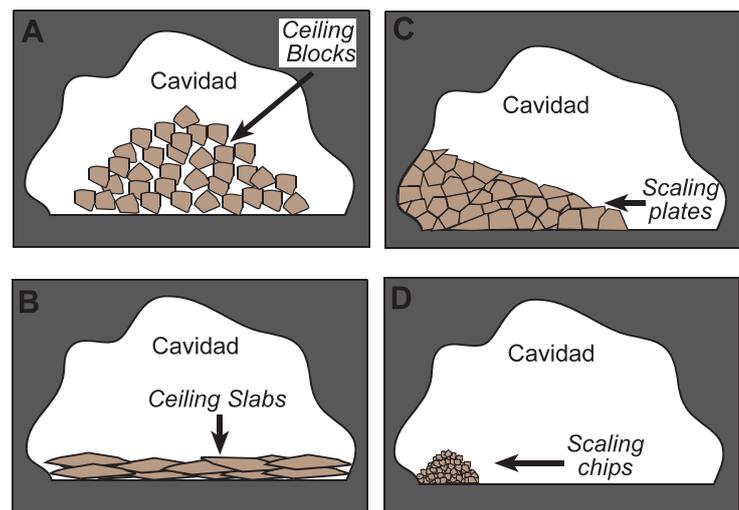


Figura 84. Tipos de brechas de colapso, según Davis (1949)

Davis (1949), tras el análisis de diversas cavidades en el estado de Virginia, EE.UU. Éste describe las brechas desde una perspectiva genética y morfológica. Según su génesis, identifica un tipo de brecha que se desarrolla tras un proceso de disolución a favor de fracturas muy homogéneas en estratos de espesores considerables situadas sobre la cavidad. La disolución individualiza bloques de grandes dimensiones. Cuando el techo de la cavidad no puede sustentar el peso de los estratos, los bloques se desprenden, apilándose en paquetes de gran tamaño (figura 84). El diámetro de los clastos colapsados es muy similar entre ellos y su forma, también parecida, es más o menos cúbica. Este tipo de brecha la denomina *ceiling blocks* (figura 84 A).

Un segundo tipo, *ceiling slabs* (figura 84 B), tiene su origen en la disolución interestrato en el techo de la cavidad. Este proceso individualiza láminas delgadas de roca, que posteriormente colapsan, formando paquetes de menor espesor pero ocupando un superficie mayor en la base de la cavidad, debido a que el área del clasto desprendido es mayor que en el caso anterior.

Un tercer grupo, *scaling plates* (figura 84 C), está caracterizado por sedimentos donde la litología de la roca o la escasa separación entre fracturas en la pared de una cavidad, da como resultado bloques con forma poligonal que la disolución delimita y separa. Posteriormente, se produce un desprendimiento progresivo, autorganizándose en paquetes escalonados según la acomodación de los clastos sobre la base de la cavidad.

La brecha *scaling chips* esta formada por clastos de tamaño centimétrico o milimétrico, desprendido como consecuencia del desplome de brechas mayores o por pequeños fragmentos de roca que debido a diversos motivos mecánicos, caen sobre la base de la cavidad. Se organizan en paquetes de pequeñas dimensiones y escalonados (figura 84 D).

Posteriormente, White y White (1969) caracterizan las brechas basándose en la clasificación de Davis (1949). No obstante, la terminología que aplican para definir paquetes de sedimentos asociados al desprendimiento en cavidades sólo conlleva una simplificación de la anterior a tres categorías, con una interpretación genética distinta. Para todas las tipologías añaden el término *breakdown* (*block breakdown*, *slabs breakdown* y *chip breakdown*), como calificativo que da nombre al proceso, omitiendo el término *scaling*. Aunque, como dice su nombre, son consecuencia de un proceso de colapso, las dos primeras las asocian a procesos de gelifracción durante el último máximo glaciar. Sin embargo, para el caso de la brecha *chip breakdown*, le atribuyen un control litológico.

La descripción morfogenética de estos depósitos expuesta anteriormente, se refiere únicamente a sedimentos y procesos de colapso actuales o subactuales. Son Kerans *et al.* (1988) y Kerans (1990), los primeros que realizan una síntesis sobre ambientes sedimentarios asociados a sistemas paleokársticos. En su análisis sobre los sistemas deposicionales y la geología del karst en las rocas carbonáticas del Ordovícico inferior en el *Ellenburgue Grube* (oeste de Texas), describen tres tipos de brechas (figura 85):

- 1.- fracture breccia
- 2.- mosaic breccia
- 3.- chaotic breccia

Además de relacionar su formación con una geometría y un proceso determinado, relacionan éstas con otros sedimentos que integran un sistema paleokárstico, como son otros sedimentos detríticos y carbonáticos que rellenan parte de la porosidad o que forman la matriz de las brechas. La *frac-*

ture breccia se forma a favor de una red de fracturas que individualiza y desplaza lateralmente (por un fenómeno distensivo) grandes bloques que pueden integrar varias facies (figura 85). La porosidad de estas brechas está, en ocasiones, rellena por sedimento detrítico o químico. La mosaic breccia, presenta un componente estructural parecida a la anterior, pero con un sistema de fracturas más abierto. En este caso, los bloques individualizados han sufrido cierto movimiento y rotación en relación a su posición original y proceden sólo de un tipo litológico. El movimiento de los clastos provoca que el volumen de porosidad sea más importante a lo largo de planos de fractura y entre clastos yuxtapuestos. El sedimento que rellena dicha porosidad puede ser carbonático (calcítico o dolomítico) y detrítico, fundamentalmente arenas y limos (figura 85).

Tanto en la fracture como en la mosaic breccia el tamaño de los clastos o bloques es muy similar, y de características angulosas. Ambas son monomícticas y se desarrollan en litologías con espesores que van desde centímetros hasta varios metros. El contacto desde el techo hasta la base de la brecha puede presentar gradación tipológica entre ambas.

La chaotic breccia está clasificada en dos tipologías: a) cuando los clastos soportan la matriz y b) cuando la matriz soporta los clastos. A su vez, estas últimas pueden ser clasificadas en dos subtipos dependiendo de si presentan matriz que soporte los clastos (sedimento detrítico interclasto) o por el contrario, si los clastos están integrados en un relleno geoquímico (siendo este último menos común). En general, es un tipo de brecha muy variable, tanto en el tamaño de los clastos como la composición de la matriz, el relleno de la porosidad, el porcentaje de porosidad o las facies afectadas (suelen ser brechas polimícticas) (figura 85).

Los clastos han sufrido un notable movimiento y rotación por el desplome del techo de la cavidad. Posteriormente, estos depósitos, que en un principio presentan un porcentaje de porosidad interclasto muy elevado, sufren procesos de resedimentación que rellenan parte de la porosidad y sellan la brecha.

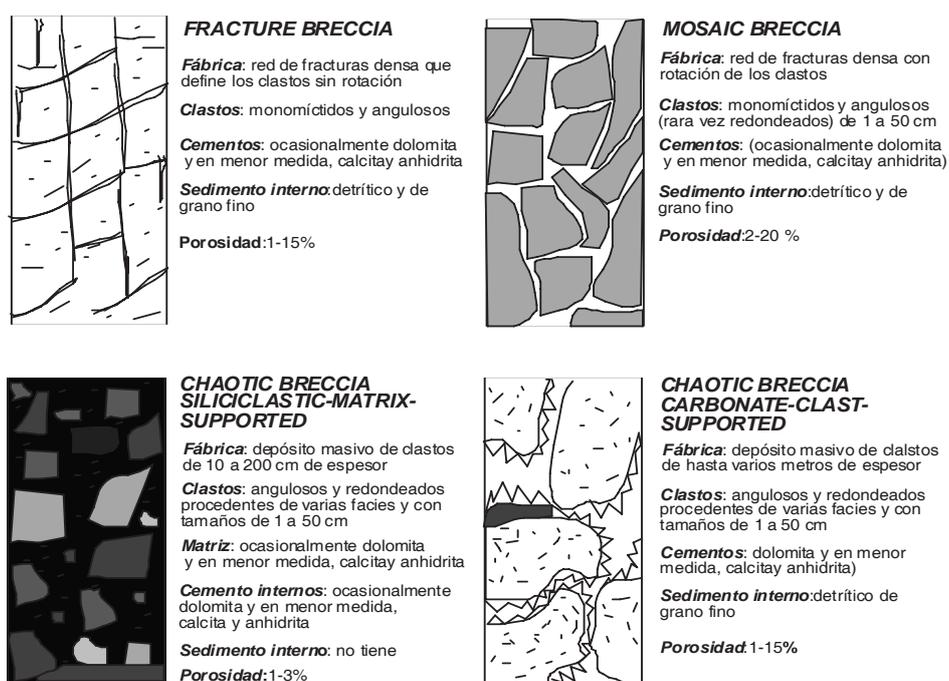


Figura 85.- Representación esquemática de los tipos de brecha en los depósitos paleokársticos del Ellenburge Group, Texas (Kerans, 1990)

A partir de esta clasificación, diversos autores han tomado como referencia los criterios anteriores para definir tipos, componentes principales y aspectos diagenéticos relacionados con las brechas de colapso en sistemas paleokársticos. Lomando *et al.* (1993) definen tres tipos de brechas a partir del estudio de diversos testigos de sondeo en la Cuenca de Tarragona:

- 1.- *fitted breccia*
- 2.- *mosaic breccia*
- 3.- *rubble breccia*

Las tres tipologías son equivalentes en su descripción con las brechas *fracture*, *mosaic* y *chaotic* de Kerans *et al.* (1988) y Kerans (1990), donde una intensa fracturación, sin rotación de los clastos, caracteriza la primera; la fracturación más abierta y desarrollada con sensible rotación de los clastos se asocia a la segunda, y la intensa rotación, desplazamiento de los clastos y relleno de la porosidad (detrítico y carbonático) se relaciona con la última.

Mazzullo y Mazzullo (1992) en su análisis de un sistema paleokárstico en la *Fusselman Formation* (oeste de Texas), analizan los depósitos de brechas desde un marco más integral. Primero clasifican los tipos de brechas según su estructura y ubicación en la cavidad. Posteriormente, clasifican cada tipo de brecha en función de las características sedimentológicas de ésta. Con respecto a la primera, identifican: a) importantes volúmenes de cavidad rellena por brechas de colapso; b) volúmenes de pequeña magnitud que están rellenos por brechas de colapso (*pocket breccia*); 3) brechas que han rellenado fracturas o conductos de cavidades. En relación a la segunda, los autores las definen como rellenos sedimentarios consecuencia de procesos de disolución y colapso que presenta clastos angulosos y subangulosos, que pueden tener desde 1 cm hasta varios metros de longitud. En algunos casos presentan matriz detrítica de grano fino formada por componentes de la roca encajante. A partir de esta definición, distinguen brechas según su composición litológica para los clastos, y mineralógica para los rellenos y la matriz. Los clastos pueden ser de litología calcítica o dolomítica, aunque predominan los primeros, en los que también se ha observado porosidad *buggy* (por disolución):

- 1.- brechas con cemento dolomítico donde el tamaño de los cristales es de 75 a 150 micras.
- 2.- brechas con cemento dolomítico donde el tamaño de los cristales es de 100 a 400 micras
- 3.- brechas con cemento dolomítico donde el tamaño de los cristales es de 100 a 400 micras pero donde aparece cuarzo, arenas de feldespato y limos.

Esta doble clasificación está limitada por la estructura y composición de la unidad analizada, compuesta en su gran mayoría rocas que han sufrido dolomitización antes del proceso de karstificación. Este análisis no se limita sólo a la estructura y composición de las brechas, sino que para cada tipo de brecha se define una porosidad característica, tanto en los clastos como en la matriz o el relleno interclasto.

Finalmente, Loucks y Handford (1992) y Loucks, (1999) basados en los estudios anteriormente citados, realizan una clasificación de brechas profundizando más en la diferenciación de tipos según la gradación entre las brechas, la matriz, el relleno interclasto y de la paleocavidad. El modelo de clasificación que proponen se divide en: (1) *breccia crackle*, cuando la roca presenta una notable y fina fracturación que separa e individualiza bloques de gran tamaño sin rotación y desplazamiento de éstos. (2)

*mosaic breccia*, cuando los clastos han sufrido un sensible desplazamiento y rotación y las fracturas que los separan son de mayor apertura. Este tipo de brecha puede presentar un incremento de la matriz, aunque nunca en mayor porcentaje que con respecto a los clastos. (3) *chaotic breccia*, caracterizada por una extensa rotación y desplazamiento de los clastos consecuencia del hundimiento de una o más capas suprayacentes (brecha polimíctica). Entre la *mosaic breccia* y la *chaotic breccia*, normalmente se da una gradación, tanto en la matriz como en la rotación de los clastos. La matriz de la *chaotic breccia* puede presentar gradación e incremento, dando lugar a un amplio abanico de posibilidades, desde brechas sin matriz, clastos soportando la brecha, matriz soportando la brecha y fragmentos de clastos (*blocks, slabs* y *chips*), con forma y origen distintos integrados en un paquete de sedimentos detríticos de grano medio-fino. Su génesis es consecuencia de un proceso de colapso por el desplome de las paredes y techos de las cavidades o, por el transporte mecánico de materiales sometidos a un flujo subterráneo turbulento. Un último caso es descrito por Loucks (1999), son rellenos sedimentarios con gradación granulométrica y/o litológica en la vertical (figura 86). Entre la *crackle breccia* y el relleno sedimentario fino existe un vacío, puesto que en la *mosaic breccia* no hay transición en el sedimento de relleno.

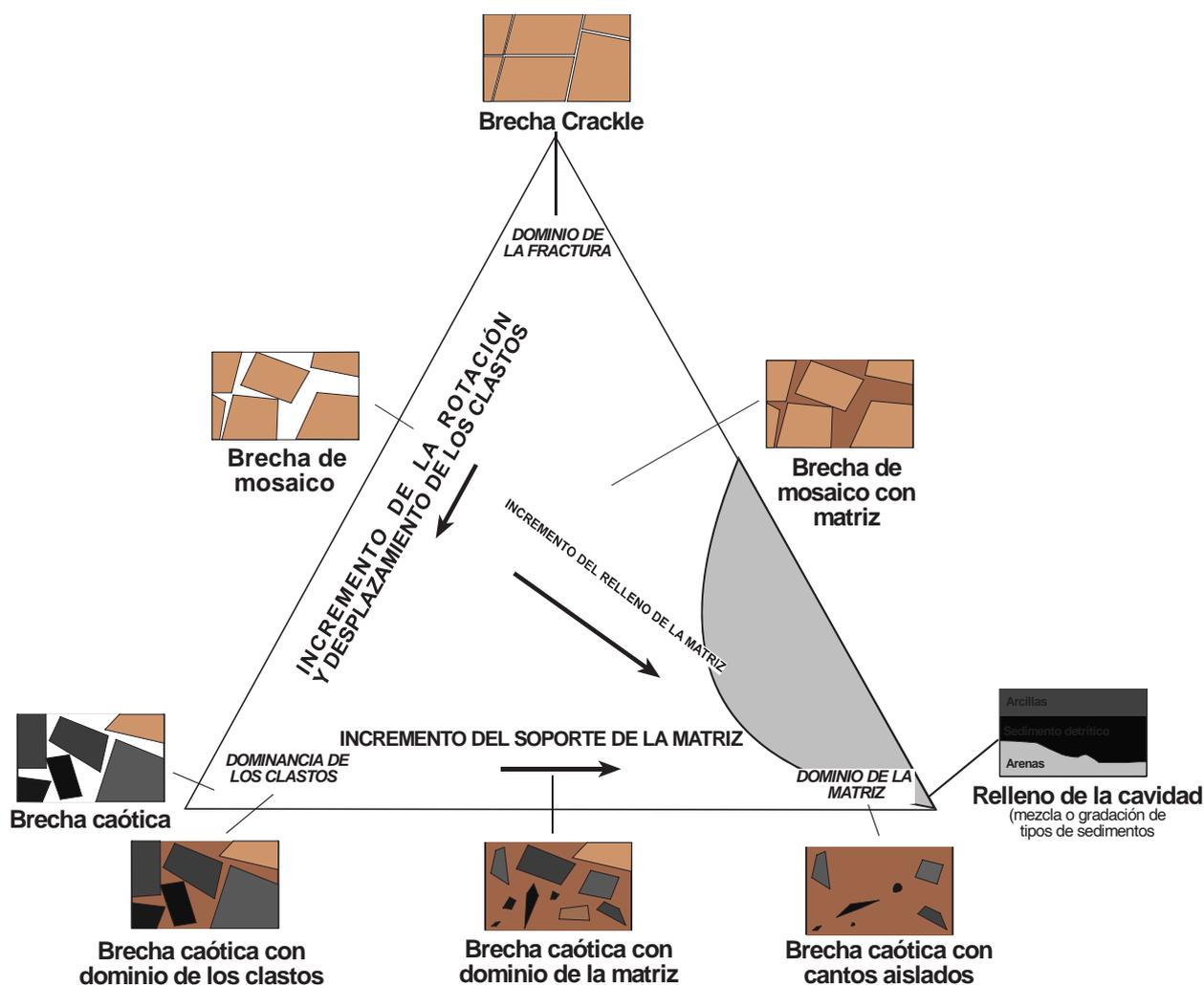


Figura 86. Clasificación de las brechas y otros depósitos detríticos en sistemas de cavidades. Interrelación entre las brechas caótica, de mosaico, crackle y relleno sedimentario en la paleocavidad (Loucks, 1999)

Parte del sedimento que se deposita en la cavidad también puede rellenar conductos menores de un sistema endokárstico, así como la porosidad interbrecha en las *chaotic, mosaic* y *crackle breccias*.

Tras el análisis de los diferentes estudios previos de brechas de colapso y sus clasificaciones respectivas, es obvio que existen similitudes que están relacionadas con el propio proceso de hundimiento. Sin embargo, en cuanto al estudio de los componentes litológicos, sedimentológicos y petrográficos, existen ciertas diferencias determinadas por el marco geológico concreto en el que se han desarrollado las brechas. Además, algunos de estos estudios han sido realizados a partir del análisis de testigo de sondeo, sísmica y diagráfias, lo cual limita aspectos tan importantes como la escala, distribución lateral de la brecha y sus componentes, entre otros. La escala de cada tipo de brecha está determinada por la magnitud de la estructura y la calidad del afloramiento. Si el análisis se realiza con técnicas de subsuelo, es posible identificar una brecha *crackle* o de mosaico en un pequeño clasto de una brecha de colapso que presenta fracturación y/o desplazamiento de un fragmento. Como apunta Loucks (1999) hay clastos que por su impacto debido al desprendimiento han sufrido fracturación. Ello supone que en un mismo tipo de brecha (por ejemplo, en una brecha de colapso) podamos distinguir otros tipos de brecha (figura 89 A). Desde un punto de vista conceptual no es erróneo, si atendemos a los criterios que determinan la clasificación. Sin embargo, en un marco integral, se ha perdido el concepto de escala. Sin duda, es Loucks (1999) quién realiza un estudio más global puesto que parte de diversos estudios, tanto de subsuelo como en afloramientos subaéreos. Sin embargo y como veremos en apartados posteriores, la calidad del afloramiento y el amplio espectro de estructuras que se distribuyen a lo largo de la plataforma de Santanyí, permite profundizar más en los aspectos geológicos que caracterizan estos ambientes sedimentarios donde, en ocasiones, es posible observar completamente la brecha.

### 13.2. Clasificación de las brechas de los paleocolapsos kársticos

La brechas en los paleocolapsos de la costa meridional y oriental de Mallorca presentan una homogeneidad tipológica que se deriva de un proceso semejante en todos los casos. La diferencias más notables entre dos brechas están determinadas por sus dimensiones y el volumen de cemento, sedimento detrítico y porosidad, aunque este aspecto no modifica los criterios de clasificación que aquí se proponen basados en la revisión de los trabajos anteriormente citados. Sin embargo, el marco particular que engloba el proceso de colapso en las estructuras objeto de estudio, determina diferencias sustanciales con respecto a otros ejemplos estudiados. Las características cualitativas y cuantitativas de los afloramientos han permitido ampliar el abanico tipológico con respecto a clasificaciones anteriores y definir ciertos aspectos que no han sido abordados específicamente. La clasificación que aquí se propone diferencia cuatro tipos de brechas en una estructura de paleocolapso (figuras 87 y 92):

- a.- Brecha *crackle*
- b.- Brecha *crackle-laminae-split*
- c.- Brecha de mosaico
- d.- Brecha caótica

El hecho de que los paleocolapsos sean estructuras sinsedimentarias, determina que los materiales afectados presenten un comportamiento mecánico particular que se manifiesta en una estructura y distribución de las brechas algo distinta a otros ejemplos descritos por otros autores. La menor litificación de los sedimentos, por ejemplo, provoca la gradación de las brechas en un paleocolapso, aunque éste sea relativamente homogéneo, presentando en ocasiones una gradación lateral y vertical muy definida (figura 94). Sin embargo, si el colapso ha provocado el hundimiento de toda la unidad suprayacente se pierde la gradación (fundamentalmente en la vertical) y cambia la distribución de las brechas en la estructura.

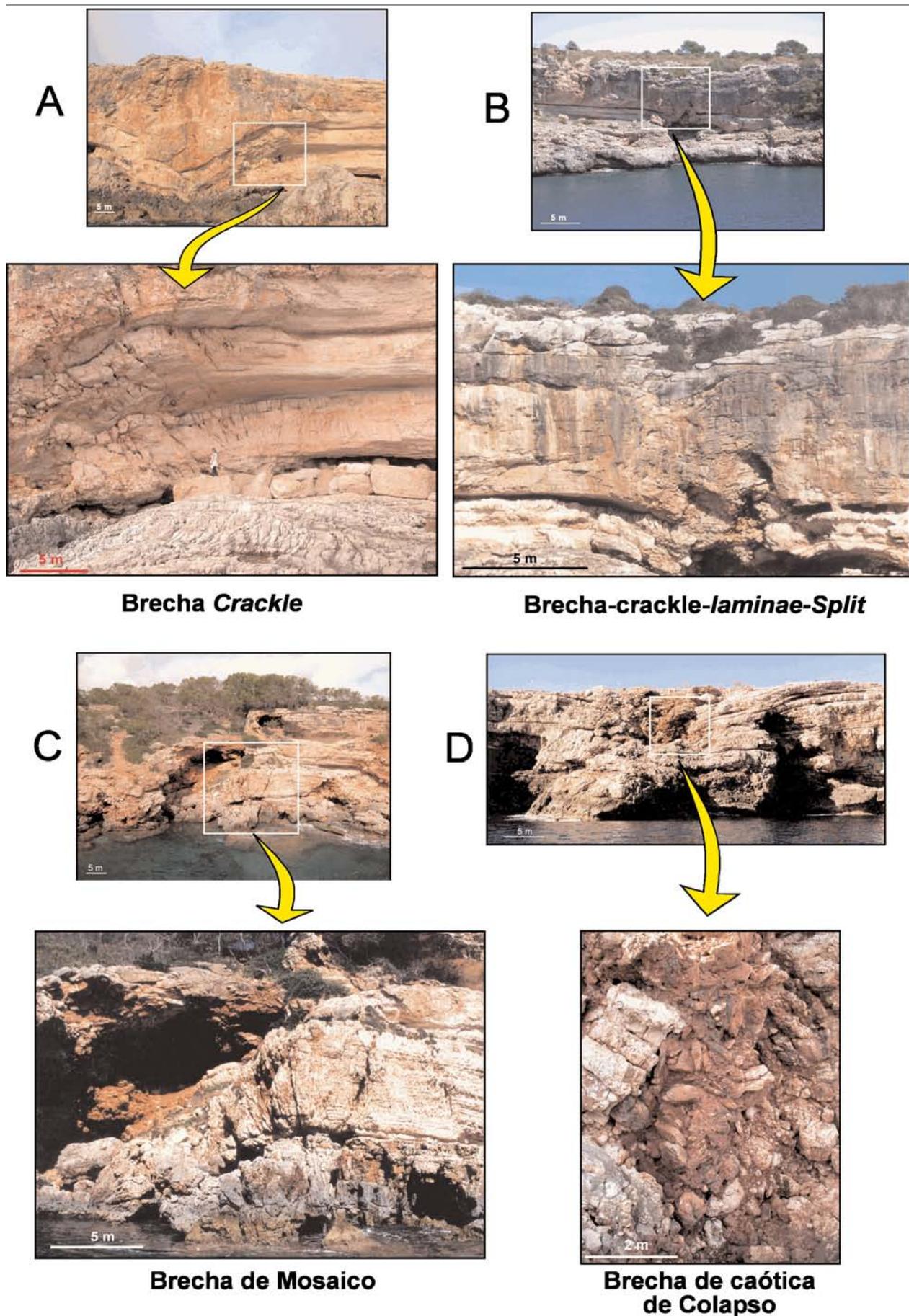


Figura 87. Espectro tipológico de brechas en las estructuras de paleocolapso kárstico. A) Brecha crackle, Punta des Savinar. B) Brecha crackle-laminae-split, Cala Figuera. C) Brecha de mosaico, Cala Savinar. D) Brecha caótica. Porto-Colom, Felantix, Mallorca

No obstante, en las estructuras objeto de estudio existe una distribución homogénea para todos los tipos de brecha, determinada por la propagación del esfuerzo en la unidad afectada. El

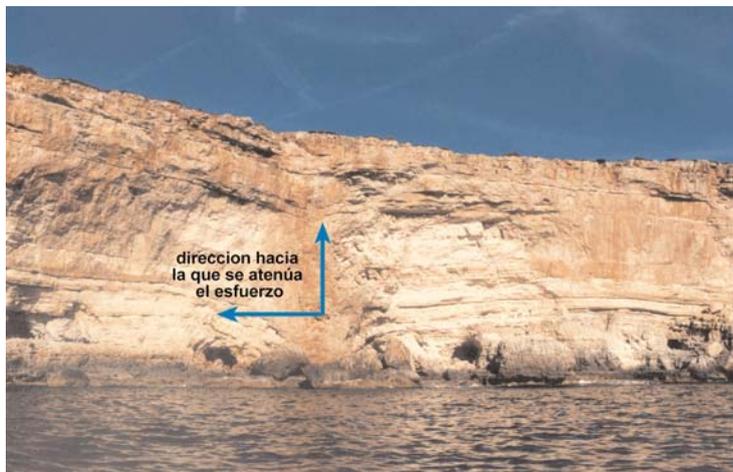


Figura 88.- Dirección de propagación y atenuación del esfuerzo en un paleocolapso

alcance lateral y vertical de la brecha, depende de la dimensión del colapso. El efecto de la propagación del esfuerzo en un paleocolapso se atenúa generalmente desde la base hacia el techo y desde el centro hacia los vértices del mismo (figura 88). Por tanto, es posible definir en términos generales, una distribución tipológica de las brechas en los paleohundimientos. En la vertical, la brecha caótica de colapso se puede observar en la base de la paleocavidad y, dependiendo de la magnitud del hundimiento, afectará a las facies más a

techo de la unidad suprayacente. En el caso de que no haya afectado a toda la unidad suprayacente, por encima de ésta y hacia los vértices del paleocolapso, se ubicarán la brecha de mosaico, crackle-laminae-split y crackle, esta última definiendo los límites de la estructura (figura 89 A, B, 92 y 94).

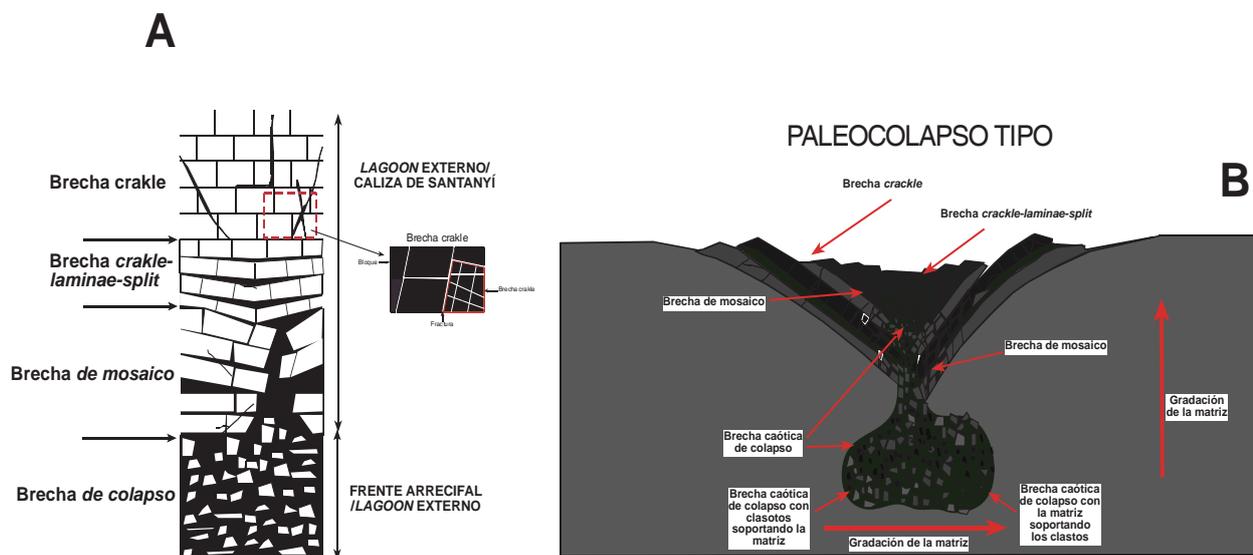


Figura 89. Distribución tipológica de las brechas de colapso en las plataformas carbonáticas de Lluçmajor y Santanyí. A) columna sintética de un paleocolapso tipo, en el que se observa la estructura de una brecha crackle en el margen izquierdo, donde podemos diferenciar otra a menor escala. Este efecto de autoescalado puede repetirse en cualquier bloque de cada tipo de brecha. B) Paleocolapso tipo, con la distribución lateral y vertical de los tipos de brechas y la posible gradación de la matriz.

### 13.2.1. Brecha crackle

La brecha crackle se caracteriza por presentar un sistema de fracturas que separa e individualiza bloques sin que estos hayan sufrido rotación y desplazamiento. Puede afectar a uno o varios tipos de facies, lo cual hace que pueda ser una brecha polimíctica en su conjunto, aunque muchas veces

---

es monomíctica en los diferentes niveles, pues conservan el orden estratigráfico previo. La dimensión lateral y vertical del conjunto de la brecha (que depende del tamaño del colapso), tiene en general varios metros de longitud y altura, aunque en un mismo bloque, otro conjunto de fracturas de menor dimensión puede dar lugar a la individualización de bloques de menor tamaño (figuras 87 y 89). Las fracturas que la caracterizan son más numerosas, penetrativas y de mayor amplitud cuanto más cercanas estén respecto a la paleocavidad. Su tamaño oscila desde longitudes centimétricas hasta métricas, con espesores que van desde pocos milímetros hasta 0,5 m. Éstas, en ocasiones están parcial o totalmente rellenas por sedimento detrítico de grano fino o grueso (a modo de matriz) y cemento (figuras 92 y 93 A).

#### 13.2.2. Brecha *crackle-laminae-split*

La brecha *crackle-laminae-split* o separación laminar está caracterizada por individualizar bloques debido a la apertura de los planos de estratificación cuando se produce el colapso sin que éstos presenten desplazamiento o rotación con respecto a su posición original (figuras 87 y 89). Como la anterior, aunque pueden afectar a distintas facies conserva el orden estratigráfico, lo cual implica que es una brecha polimíctica en su conjunto aunque monomíctica en los niveles estratigráficos. La dimensión lateral y vertical de la brecha es muy variable, oscilando desde órdenes centimétricos hasta varios metros de longitud y extensión horizontal. La separación entre láminas se incrementa, tanto en número como en espesor, a hacia la base del paleocolapso y decrece hacia el techo del mismo. Lateralmente, el comportamiento es el mismo y la separación laminar se acuña desde la zona más próxima al centro del colapso (paleocavidad) hasta llegar a perderse en los vértices del mismo. La porosidad entre láminas varía desde espesores milimétricos hasta centimétricos. En ocasiones, presentan matriz y/o cemento que rellena parcial o totalmente estos espacios abiertos (figuras 92 y 93 A).

#### 13.2.3. Brecha de mosaico

Este tipo de brecha se caracteriza por un tipo de fracturación de mayor espesor que en la brecha *crackle* y donde los clastos han sufrido un sensible desplazamiento y rotación con respecto a su posición original (figuras 87 y 89). Es un depósito heterométrico, donde el tamaño de los clastos suele variar desde pocos centímetros hasta bloques de orden métrico, y afectar a uno o más cinturones de facies, aunque preserva el orden estratigráfico. Este tipo de brecha puede presentar un incremento de la matriz, aunque nunca en mayor porcentaje que con respecto a los clastos. Según el modelo de distribución tipo de las brechas en los paleocolapsos, ocupa una posición intermedia entre la brecha *crackle/crackle-laminae-split* y de colapso, en ocasiones con gradación entre éstas. Presentan matriz (de tamaño de grano variable, según el paleocolapso) y/o cemento que rellena parcial o totalmente la porosidad (figuras 92 y 93 A).

#### 13.2.4. Brecha caótica

Su carácter polimíctico y su ubicación según la distribución de facies la convierten en la brecha que más variables sedimentológicas presenta (figuras 92 y 93 A). Está caracterizada por la extensa rotación y desplazamiento de los clastos, producto del hundimiento de una o más capas suprayacentes, y por ser notablemente heterométrica (figuras 87 y 89). En algunos casos, se observa una gradación lateral y vertical de la matriz y, en ocasiones, una distribución de clastos desde la base de la brecha hasta el techo, de acuerdo con la posición estrati-

gráfica de las facies a las que pertenecen (sobre todo en su zona superior), aunque en conjunto este tipo de brecha no conserva orden estratigráfico (figuras 92, 93 B y 94).

Existen diferencias, según la unidad estratigráfica de la que se procedan los clastos, bien del *lagoon* interno y/o Calizas de Santanyí, o por el contrario, del *lagoon* externo o frente arrecifal, concretamente en la paleocavidad. Los primeros se caracterizan por ser angulosos o subangulosos (figura 90 A). Los segundos son de geometría irregular y subredondeados (no presentan aristas), como consecuencia de la disolución a la que estuvieron sometidos durante su exposición en condiciones endokársticas en la paleocavidad que originó el colapso (figura 90 B). Sin embargo, se ha constatado la presencia en algunos paleocolapsos de cantos con mayor esfericidad, debido a un transporte y abrasión mecánica consecuencia de procesos posteriores de flujos subterráneos, fluviotorrenciales o marinos.



Figura 90. A) Detalle de clastos angulosos (sin esfericidad y redondeamiento) en una brecha caótica afectando las facies de la Caliza de Santanyí. B) Detalle de clastos redondeados y esféricos en una brecha caótica ubicada en la paleocavidad (*lagoon* externo). Cala Figura, Santanyí, Mallorca

La matriz de este tipo de brecha puede presentar gradación, con incremento del relleno detrítico, abarcando un amplio abanico de posibilidades, desde brechas sin matriz, clastos soportando la brecha, matriz soportando la brecha y fragmentos de clastos (bloques angulosos o redondeados de una gran variedad de tamaño), con forma y origen distintos, integrados en un paquete de sedimentos detríticos (figuras 91 A, 92, 93 A, B y 94) de tamaños de grano variados (arcillas, limos, arena, gravas y bloques) o entre cementos, freáticos o vadosos (figuras 91 B, 92, 93 A, B, 94). Su génesis, relacionada con procesos endokársticos activos, ha dado como resultado en algunos ejemplos que parte de la brecha haya sido sometida a transporte mecánico de materiales por un flujo subterráneo como ya apuntó Loucks (1999), tapizando parte de la base de la cavidad o la superficie de determinadas

facies (figura 81). La matriz en su conjunto puede representar desde un 1% hasta más del 30% del conjunto. No obstante, en determinados sectores de la brecha alcanzan porcentajes con respecto a los clastos de más de un 80%, llegando incluso a aparecer sin clastos. Por el contrario, el cemento siempre aparece rellenando la porosidad interclasto, ocupando en ocasiones volúmenes considerables (figura 91 B).



Figura 91. A) Detalle de brecha caótica de colapso con dominio de la matriz sobre el cemento en Punta des Savinar. Se puede observar como en ciertas partes de la brecha los clastos soportan la matriz y, en otras, la matriz soporta los clastos e incluso la matriz aparece sin clastos B). Detalle de una brecha caótica de colapso con cemento en Punta des Savinar. Santanyi, Mallorca.

El tamaño de los clastos es muy variable, desde órdenes milimétricos hasta métricos. Habitualmente, los clastos están integrados en una matriz o cemento, aunque habitualmente este suele ser mixto. Procesos de colapso más recientes en estas estructuras fósiles han provocado el desplome de partes de la brecha, donde abunda bloques de tamaño métrico que, a su vez, son otros de menor dimensión integrados por cementos, depósitos detríticos o mixtos. Estos procesos son muy comunes debido a la intersección del paleocolapso con la línea de costa o en procesos de reactivación posteriores, lo que da lugar a desprendimientos rocosos (Loucks, 1999).

### 13.3. Geometría de los clastos de las brechas

La geometría de los clastos está relacionada con el tipo de brecha y a su vez, con las facies afectadas por éstas.

La esfericidad y/o redondeamiento de los clastos es, tal vez, uno de los aspectos que más información aporta sobre la relación entre la geometría y el ambiente de exposición a los que han estado expuestos los clastos (abrasión, disolución y otros). La esfericidad mide la geometría del clasto según sus tres ejes, clasificándolo en esférico, alargado o intermedio. La redondez indica la curvatura relacionada con los procesos de abrasión que han sufrido los clastos, según el tiempo e intensidad del transporte (independientemente de la distancia recorrida) y varía según el tamaño, la dureza del clasto, y los ambientes de transpor-

te (Monreal, 2000). Por tanto, un clasto con un alto grado de esfericidad y poco redondeamiento es normalmente anguloso o subanguloso por el mayor número de aristas (figura 90 A). Sin embargo, un clasto poco esférico aunque muy redondeado, refleja que el proceso que lo ha moldeado no implica transporte (disolución o similar), por la ausencia o menor número de aristas (figura 90 B).

En la plataforma de Lluçmajor, las fracturas que definen la brecha *crackle*, afectan a las facies de *lagoon* externo e interno en Punta Negra y a las facies de frente arrecifal y *lagoon* interno en Cabo Blanco. Algunas de las fracturas atraviesan ambos cinturones de facies en las dos localidades, con dimensiones de los bloques de hasta 4 m de longitud y 2 m de ancho. Los bloques son irregulares con escaso redondeo. Las brechas *crackle-laminae split* y de mosaico afectan sólo a las facies de *lagoon* interno, con pocos centímetros de espesor y hasta 10 m de longitud para la primera, y con bloques para la segunda que oscilan desde los 10 cm hasta los 2 m. Ambos son de geometría irregular, angulosos y subangulosos. La brecha de colapso presenta clastos de ambas facies, con tamaños siempre inferiores a los 0,5 m y sin granoclasificación. Estos clastos son irregulares y redondeados, debido a los intensos y prolongados procesos de disolución que han sufrido.

En La plataforma de Santanyí, las brechas afloran mayoritariamente en la Unidad Caliza de Santanyí a excepción de ejemplos como los de Cala Figuera, Porto-Colom, Punta de Sa Galera o Cala Murta (entre los más significativos), donde afloran también en las capas del *lagoon* externo. La brecha *crackle* afecta a ambas unidades, aunque el tamaño de las fracturas que individualizan bloques es muy variable (tanto en longitud como en espesor). Algunas de estas fracturas atraviesan ambas unidades, con longitudes que superan los 15 m y con aperturas de hasta 0,5 m. Las dimensiones de los bloques alcanzan en algunos ejemplos 12 m de longitud y 6 de ancho, con una geometría poco definida y escaso redondeamiento (figura 89). Las brechas *crackle laminae-split* y de mosaico afectan sólo a las facies de la Caliza de Santanyí, con bloques de espesores para la primera de orden centimétrico hasta 1,5 m, y entre los 20 cm y 3 m para la segunda (figura 89). La geometría de los bloques de la brecha de mosaico es muy irregular aunque, en ocasiones, presentan un mayor grado de redondeamiento que los anteriores. La brecha caótica de colapso presenta clastos de ambas unidades, con tamaños normalmente inferiores a 1 m y sin granoclasificación. La geometría es variable (esféricos, cuadrangulares y otras), aunque predominan los clastos irregulares muy redondeados debido a procesos de disolución (figuras 89 y 90 B).

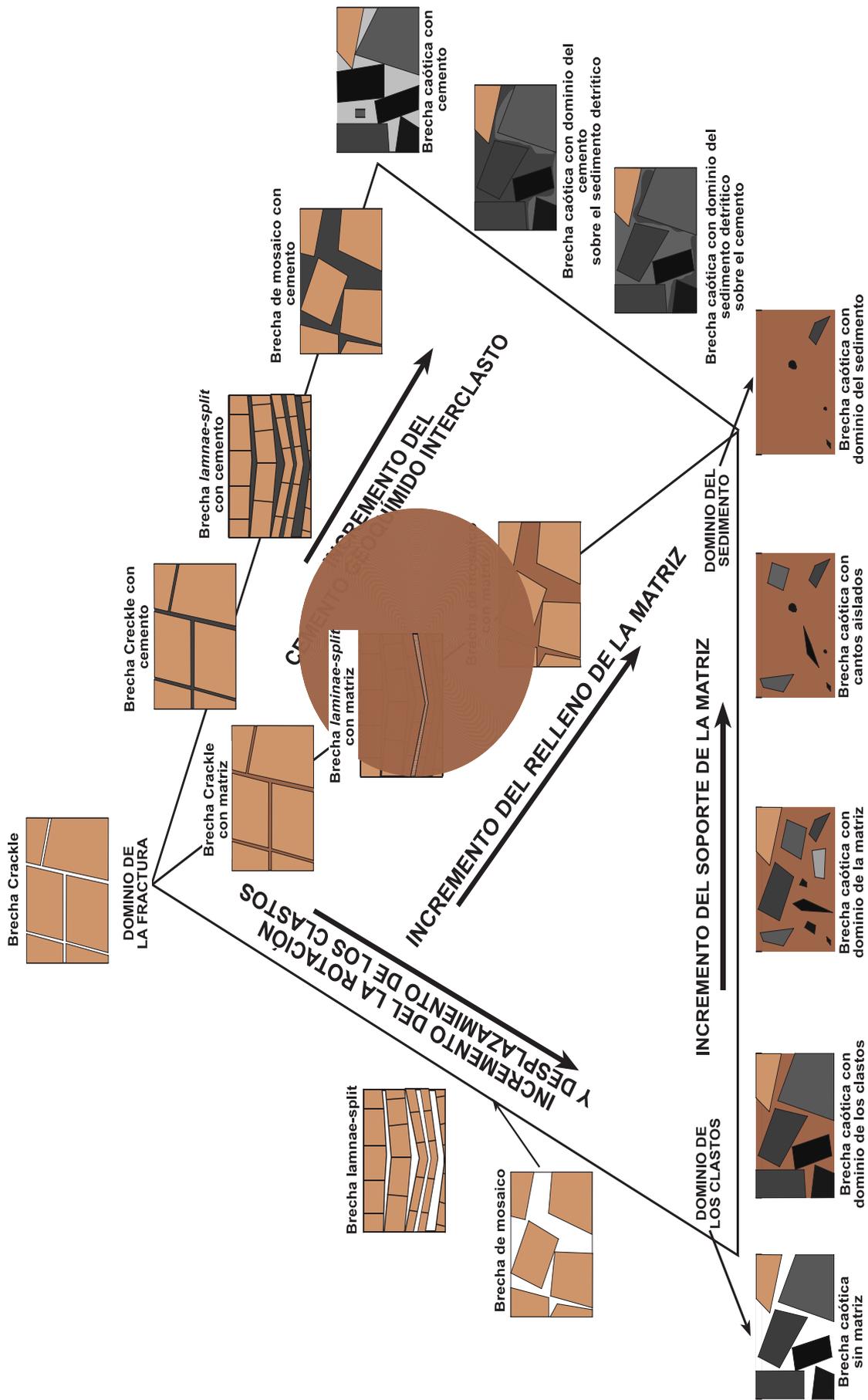


Figura 92. Diagrama sobre la clasificación teórica de las brechas en los paleocolapsos kársticos de Mallorca. Relación y gradación entre los tipos de brechas y el relleno (detrítico o cemento).

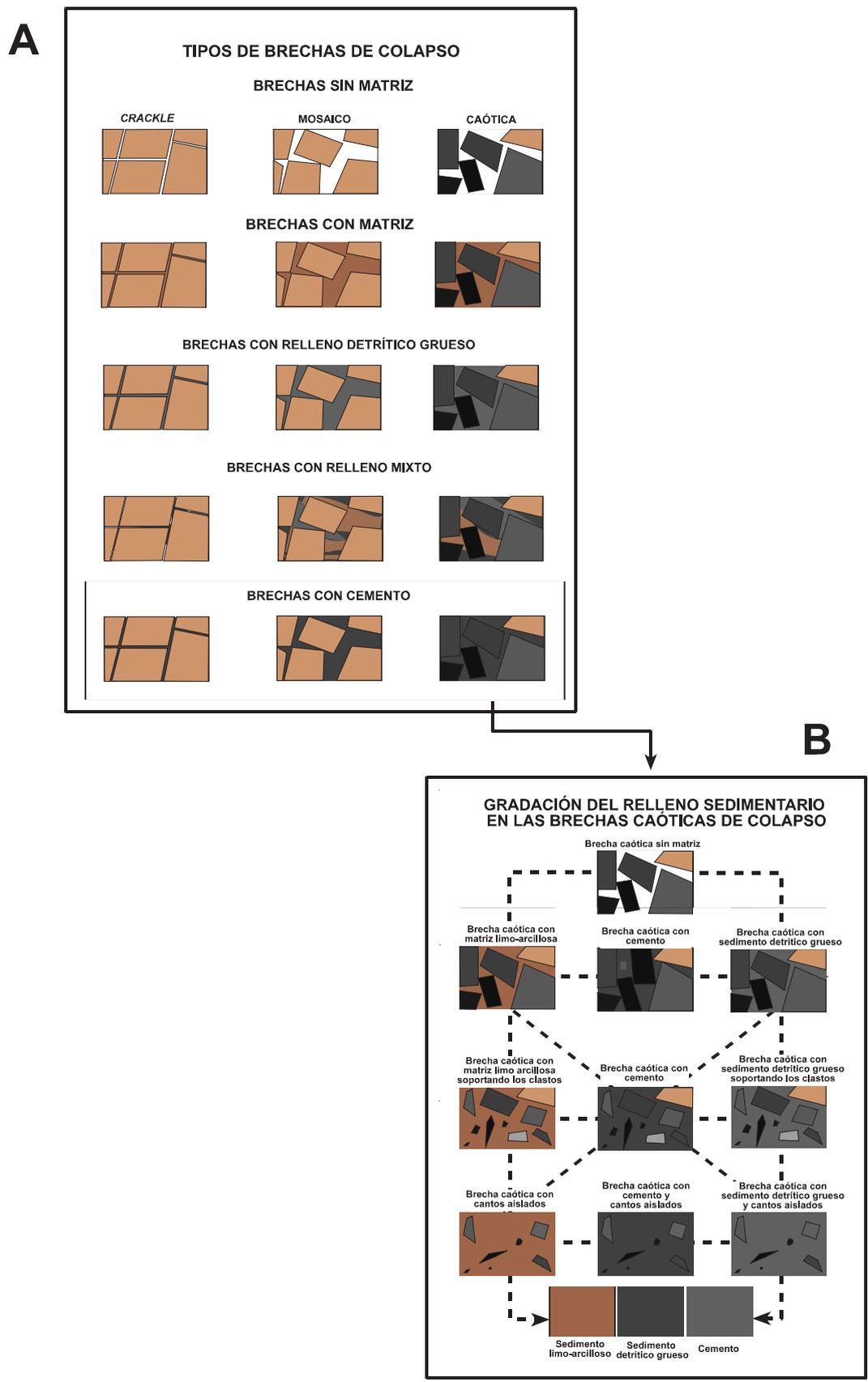


Figura 93. A) Espectro de posibilidades en los diferentes tipos de brecha según el tipo y el volumen de relleno interclasto. B) Espectro de posibilidades en la brecha caótica de colapso según el tipo y el volumen de relleno interclasto

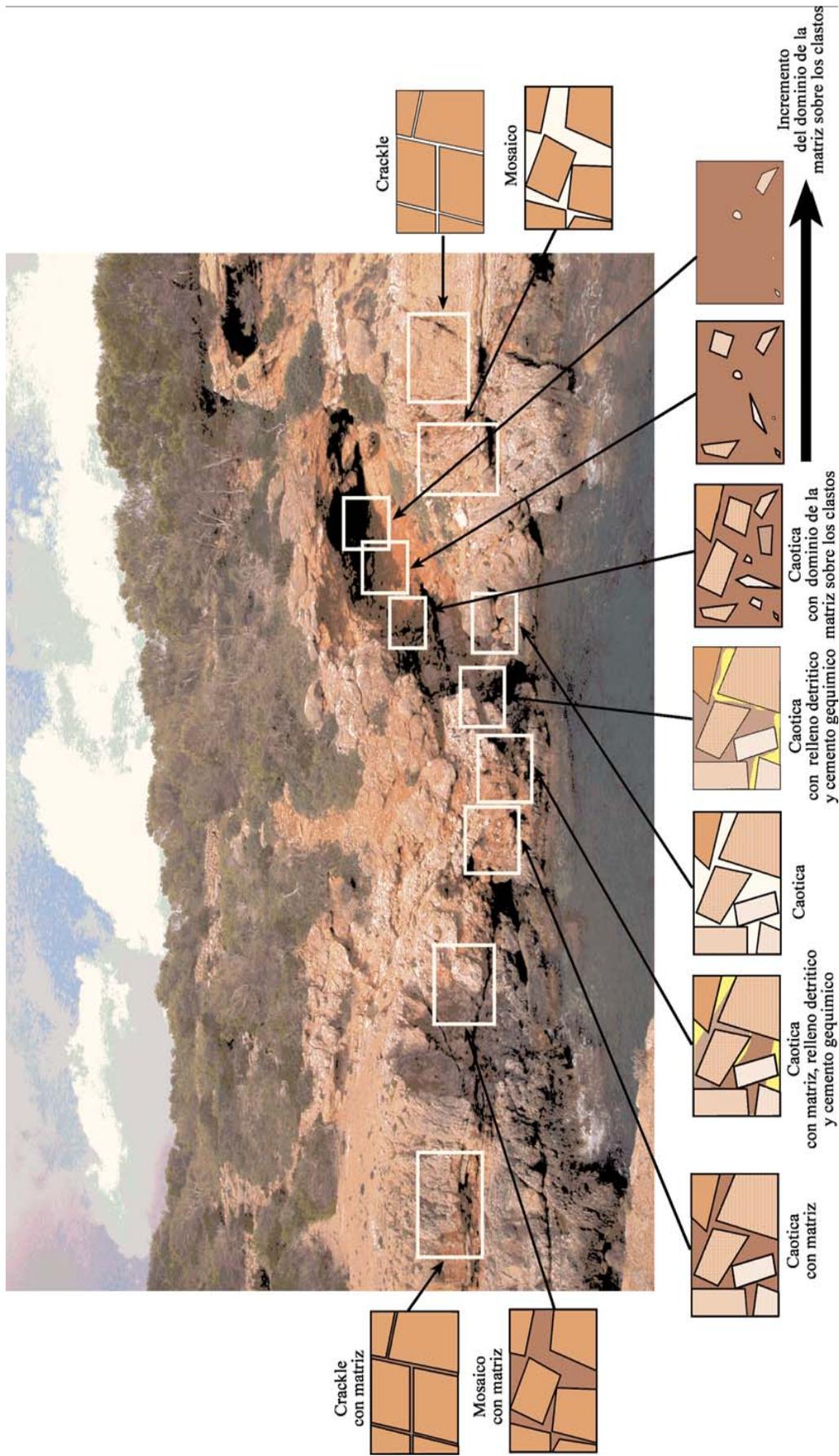


Figura 94. Distribución de los tipos de brechas en un paleocolapso, Cala Savinar, Santanyi, Mallorca. Las brechas muestran una gradación y relación entre las distintas tipologías. Es común en las brechas que la matriz o el relleno sea mixto, con diferencias laterales y verticales en cada tipo de brecha. La gradación de la matriz es muy significativa en la brecha caótica de colapso, con brechas sin relleno y poco volumen de porosidad hacia otras, en las que el volumen de porosidad entre clastos es considerable. Estos espacios, en ocasiones, están rellenos por sedimento detrítico de distinto tamaño o por cemento, pasando por ejemplos intermedios de rellenos mixtos. El cemento también puede gradar, lateral y verticalmente y es variable tipológicamente (fredáticos o vadados)