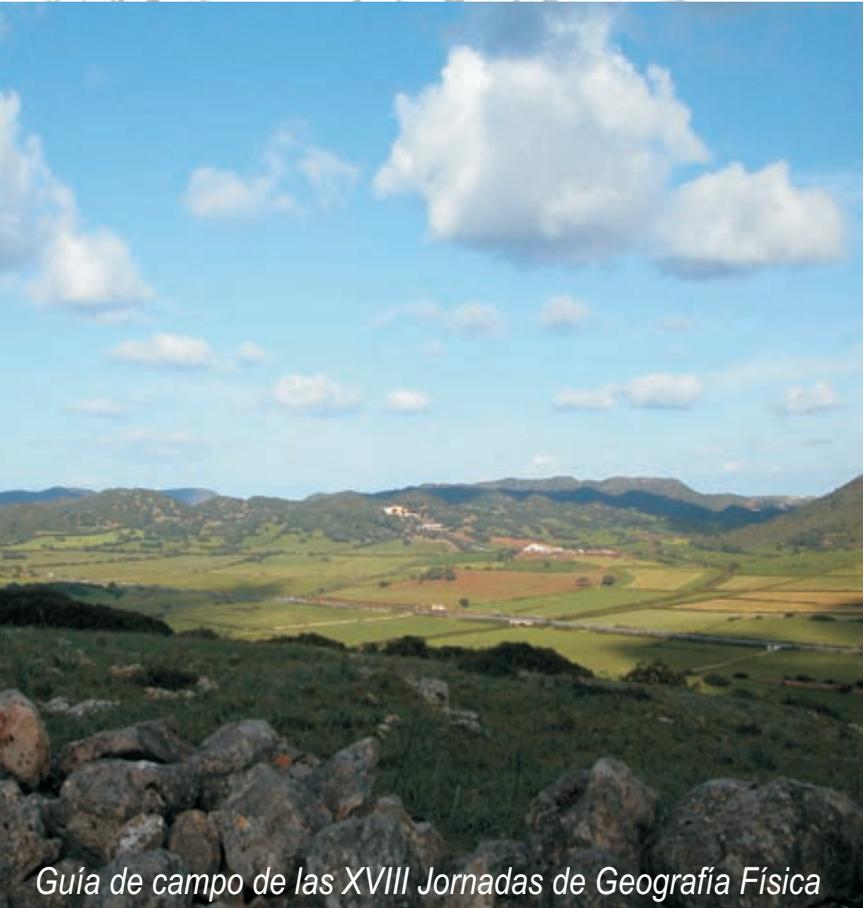


Introducción a la
GEOGRAFÍA FÍSICA de
MENORCA



Guía de campo de las XVIII Jornadas de Geografía Física



EDITORES

Vicenç M. ROSSELLÓ · Joan J. FORNÓS · Lluís GÓMEZ-PUJOL



SOCIETAT D'HISTÒRIA
NATURAL DE LES BALEARS
FUNDADA L'11 DE JUNY DE 1908

Esta obra constituye la
Monografía de la *Societat
d'Història Natural de les
Balears* nº 10

*El present volum s'inclou a
la sèrie de Monografies de
la Societat d'Història
Natural de les Balears i es
correspon al nº 10*

Rosselló, V.M., Fornós, J.J. y Gómez-Pujol, Ll. (eds). 2003. Introducción a la Geografía Física de Menorca. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 10: 232 pp. Ciutat de Mallorca. AGE, Universitat de València, Universitat de les Illes Balears, Societat d'Història Natural de les Balears.

ISBN: 84 7632 823 0
DL: PM 2092 2003

Producció tècnica: **GBR Produccions Gràfiques**
c/ Porto, 4
07014 Palma de Mallorca
Telf./Fax.: 871 94 63 27

Introducción a la
GEOGRAFÍA FÍSICA
de MENORCA

Guía de campo de las XVIII Jornadas de Geografía Física

Editores:

Vicenç M. ROSSELLÓ · Joan J. FORNÓS · Lluís GÓMEZ-PUJOL

Agradecimientos

La guía de las XVIII Jornadas de Geografía Física de la Asociación de Geógrafos Españoles ha sido editada gracias a la contribución de la Facultad de Filosofía y Letras de la Universitat de València, la Universitat de les Illes Balears y la Societat d'Història Natural de les Balears.

La presente guía de campo es fruto y sintetiza buena parte de los conocimientos adquiridos durante el desarrollo de los proyectos de investigación financiados por el Ministerio de Ciencia y Tecnología siguientes:

MAR95-1825: Análisis de la morfogénesis y sedimentación en la zona costera de la Baleares en relación con las oscilaciones recientes del nivel marino y su incidencia en la gestión litoral.

PB98-0132: El karst y la morfogénesis litoral en las Islas Baleares y la costa valenciana: su relación con las oscilaciones del nivel marino durante el Cuaternario.

BTE2002-04552-C03: El modelado kárstico y la evaluación morfológica y sedimentaria del litoral en las Baleares, Valencia y Cerdeña como resultado de las oscilaciones del nivel marino.

Presentación

La acostumbrada excursión anual, casi tradición ya, del Grupo de Geografía física de la Asociación de Geógrafos Españoles os ha traído a la isla de Menorca, la tierra más levantina de las españolas, en donde desde La Mola, se saluda el sol de la mañana. Hace una década (1991) se visitó, en idéntica peregrinación, la isla mayor de las Baleares. La personalidad de estas islas hace innecesaria cualquier justificación, aunque sí podemos explicar cómo ha cuajado en realidad una fugaz sugerencia de hace tres años.

Un equipo de geógrafos y geólogos de la Universitat de les Illes Balears y de las dos de Valencia (Universitat de València-Estudi General y Universitat Politècnica de València) no embarcamos el 1994 en el estudio de un rasgo geomórfico tan popular turísticamente como desconocido científicamente: las calas baleáricas. En una de las primeras fases de la investigación acotamos el sector central del Migjorn de Menorca, el de las calas más bellas e imponentes. Pasar de las primeras calas a todas las demás y, sobre todo, de las calas a los barrancos *barrancs* y *canals* fue cuestión de lógica inductiva y deductiva. Y de los barrancos, al análisis geomorfológico de todo el Migjorn, es decir, a la personalísima plataforma carbonática miocena, un imperativo geográfico. La prudencia nos ha impedido abarcar toda la isla, de la que nos sentimos enamorados.

A las calas, como tema estrella, se han sumado no sólo los barrancos y su sorprendente variedad (incluso relictos), sino también las dunas y las eolianitas y el modelado kárstico, no sólo del litoral, sino también de los llanos o “altiplanos” interiores. Está en vías de redacción un libro monográfico colectivo (con un equipo todavía más amplio) sobre todos los aspectos de la geografía física del Migjorn, completados con su contrapunto antrópico, ya que nosotros, geólogos y geógrafos físicos, no abominamos la Geografía humana. Por estos motivos y con este bagaje os hemos convocado bajo el amparo de la Asociación de Geógrafos Españoles.

Aunque Menorca sea probablemente la última isla poblada del Mediterráneo occidental, la presencia humana prehistórica es muy de ver. El isleño ha tenido que moderar, a lo largo de los siglos, su lucha con un

medio no precisamente paradisiaco y se ha enfrentado a sucesivas crisis - siempre después de grandes roturaciones- que desembocaron en emigración. La áurea mediocridad que caracterizó la sociedad menorquina ahora está a punto de volatilizarse con la última invasión turística.

Esperamos que la hospitalidad y la simpatía que hemos encontrado sea para vosotros una bienvenida en El Toro y Cala Galdana, en Maó y Ciutadella. Gracias por haber venido y gracias a quienes nos han ayudado para que este pequeño y magnífico país sea más conocido y apreciado.

Quisiéramos, antes de finalizar esta presentación, agradecer la colaboración de todas aquellas instituciones y personas que han contribuido con su ayuda en la materialización de las jornadas así como en la edición de la presente monografía; Nuestra gratitud a: *Ajuntament de Maó, Consell Insular de Menorca, Facultat de Geografia i Història de la Universitat de València, Vicerectorat d'Extensió Universitària i Activitats Culturals de la Universitat de les Illes Balears y Societat d'Història Natural de Balears-Estudi General Lul·lià.*

Índice

	Presentación	i
1	Introducción al medio físico de Menorca <i>Guillem X. Pons y Lluís Gómez-Pujol</i>	1
2	Geología de Menorca <i>Joan J. Fornós y Antoni Obrador</i>	31
3	La estructura geológica de Menorca: las zonas de Tramuntana y Migjorn <i>Bernadí Gelabert</i>	39
4	Geomorfología general de Menorca <i>Vicenç M. Rosselló</i>	49
5	El modelado kárstico <i>Joaquín Ginés</i>	65
6	Los barrancos del Migjorn de Menorca <i>Francesca Segura y Josep E. Pardo</i>	71
7	La calas y la costa del Migjorn <i>Vicenç M. Rosselló</i>	87
8	El karst y la evolución del litoral del Migjorn de Menorca <i>Joan J. Fornós</i>	101
9	El relleno de los fondos de los barrancos del Migjorn de Menorca <i>Joan J. Fornós y Francesca Segura</i>	111
10	Los sistemas playa-duna holocenos y actuales de Menorca <i>Jaume Servera</i>	123
11	La vegetación del Migjorn de Menorca <i>Miquel Truyol</i>	139
12	El sistema playa-duna de Cala Tirant <i>Jaume Servera</i>	143

13	La Albufera de Son Bou <i>Josep E. Pardo</i>	157
14	S'Albufera des Grau <i>Miquel Truyol</i>	169
15	Los puertos de Maó y Ciutadella. Aspectos físicos y humanos <i>Vicenç M. Rosselló</i>	175
16	Prehistoria de Menorca. Breve síntesis <i>Joana M. Gual</i>	189
17	Lithica: la explotación del "marès" <i>Joan J. Fornós</i>	203
	Bibliografia	207
	Itinerarios	217

Introducción al medio físico de Menorca (Illes Balears)

Guillem X. PONS y Lluís GÓMEZ-PUJOL

Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears

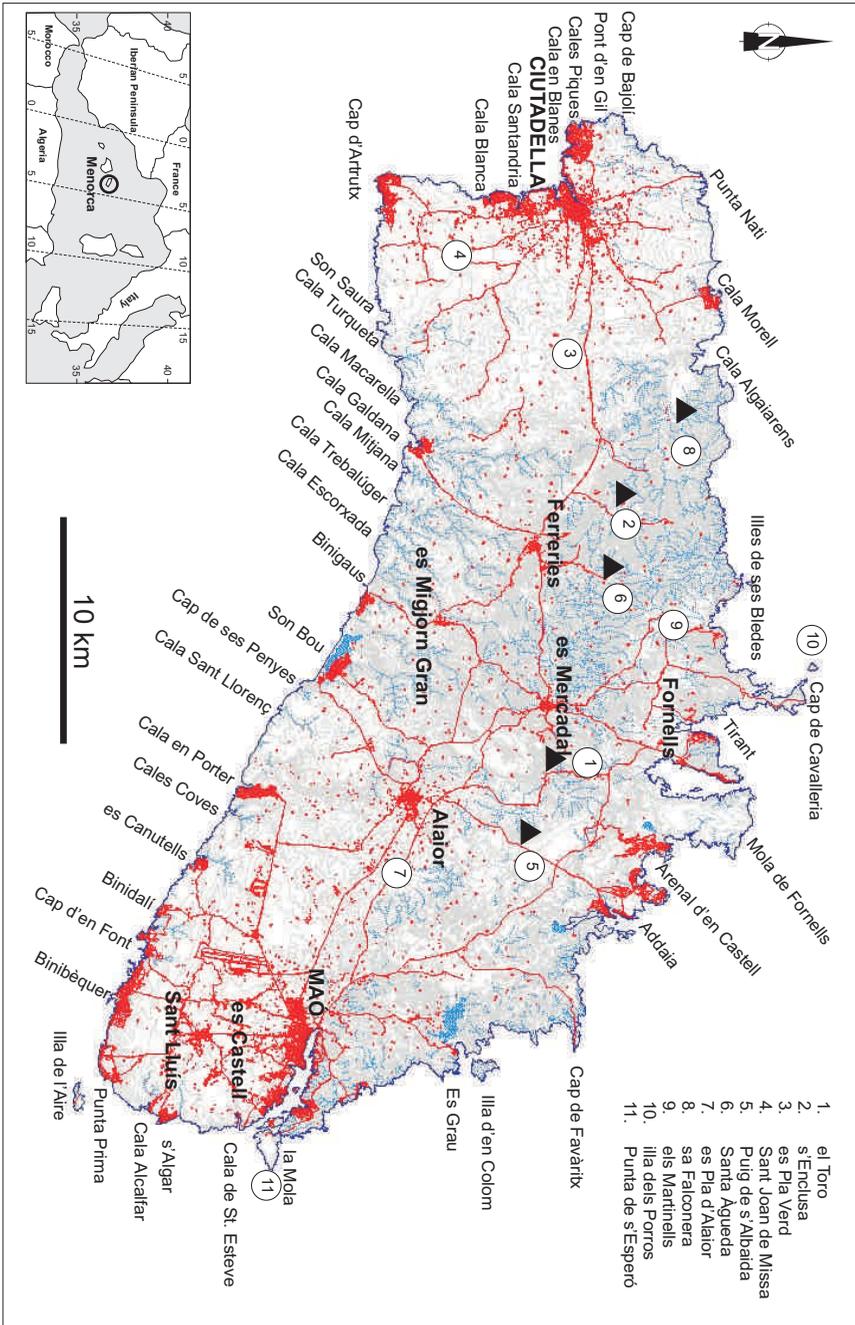
Introducción

De entre las cinco islas mayores y el centenar de islotes que componen el archipiélago de las islas Baleares, Menorca es la segunda en extensión. Sus 716 km² suponen casi el 14% de la superficie del archipiélago, mientras que su perímetro, con 285,7 km de la línea de costa, representa el 23,06% del linde marítimo-terrestre de las islas. Menorca presenta una forma rectangular de disposición E-W basculada, levemente, en su extremo oriental hacia el sur.

Juntamente con los treinta y dos islotes que lleva asociados, Menorca es la más oriental y septentrional de las islas Baleares; siendo sus máximas coordenadas geográficas de latitud los 40° 05' 39" de la *Illa dels Porros* y los 4° 19' 38" de longitud de la *Punta de s'Esperó* (Fig.1). La isla de Menorca queda dividida en cuatro sectores por el meridiano 4°E y el paralelo 40°N, de modo que comparte longitud con la ciudad de Montpellier, el macizo central francés y la ciudad de Bruselas por el norte; mientras que por el sur lo hace con la franja central de Argelia. A su vez, coincide en latitud con la cuenca del río *Millars* en la *Plana Alta* de *Castelló* y la Sierra de Javalambre en Teruel en su proyección occidental; correspondiendo su proyección oriental con las latitudes del *Monti del Gennargentu* (1.834m) en la isla de Cerdeña, o las de la *Campania* italiana.

El territorio menorquín presenta un curioso contraste entre sus elementos físico-bióticos y los sociales. Mientras que los primeros el medio físico o natural- se disponen en un gradiente N-S controlado por la geología y la climatología; el medio artificial la organización social del espacio- se articula de E a W en función de un sistema urbano bicéfalo que presiden la antigua capital de la isla, Ciutadella i la ciudad de Maó, sede administrativa actual.

Hoy por hoy, Menorca aglutina en torno a 70.000 habitantes de derecho, a los que hay que sumar en una situación de carga máxima y por lo bajo- un conjunto de 20.000 plazas hoteleras y 19.000 apartamentos. Aunque son destacables el papel de los sectores primario y secundario en la economía menorquina, es el sector terciario y de la mano del turismo el que ha transformado la economía, el paisaje antropizado de antaño- y la estructura social de la Menorca contemporánea.



El relieve

En su conjunto Menorca es una isla plana cuya hipsometría ubica casi el 79% de su superficie por debajo de los 100 m snm, en torno a un 20% entre 100 y 200 m snm y poco más de un 0,6% más allá de los 200 m snm (Lluch, 1997).

No obstante, la aparente escasez de accidentes topográficos de envergadura no es más que una paradoja. Aunque de alturas discretas, Menorca es una isla muy accidentada que posee pocas superficies cuya continuidad exceda unos pocos kilómetros. No es casual, pues, el dominio -casi tres cuartas partes- de los orónimos en la toponimia menorquina (Ordines, 2001).

Tal contraste entre un relieve notablemente accidentado y la modestia de sus cotas tiene su razón de ser en la combinación de factores como la estructura, el control y una compleja historia evolutiva; especialmente durante los tiempos cuaternarios.

De hecho, pocos elementos del relieve menorquín escapan a una génesis y/o control estrictamente estructural, desde la tenue diaclasación del Migjorn hasta los relieves tipo cuesta o la misma división de los dominios geomórficos de la isla.

En efecto, la separación entre estos dominios queda definida por una falla axial que recorre la isla desde el N de Ciutadella hasta el Port de Maó. En cada uno de los flancos de esta línea se encuentran territorios de composición litológica y edad bien diferenciados. El *Migjorn* dominio meridional- es calcáreo y terciario, cubre poco más de 435 km²; mientras que *Tramuntana* el sector septentrional- suma 276 km² y destaca por lo heterogéneo de sus terrenos paleozoicos y mesozoicos de naturaleza calcárea y silícea (Bourrouilh, 1983).

Una tercera región, aunque sin la nitidez de contrastes de las anteriores, matiza la transición de Tramuntana a Migjorn. Se trata de la Mitjania, un rosario de depresiones Pla Verd, Pla d'Alaior- alineadas en el mismo contacto de los grandes dominios descritos (Rosselló, en prensa). Con cierta frecuencia la Mitjania ha pasado desapercibida en la zonación del medio físico, si bien desde antaño ha constituido una realidad tácita para la vida agrícola de la isla (Baulies, 1964).

Tramuntana

La estructura geológica del dominio de Tramuntana se caracteriza por un sistema de fallas extensivas de orientación NE-SW de edad anterior al

Figura 1 (en la página anterior)
Localización de los principales accidentes fisiográficos de la isla de Menorca

oligoceno superior, plegado, cortado y parcialmente invertido por un sistema de cabalgamientos vergentes hacia el WNW durante el periodo comprendido entre el oligoceno superior y el mioceno medio (Roca, 1992; Rosell y Llompart, 2002) y que en algunos sectores especialmente en el central- han rejugado las estructuras hercinianas con los movimientos alpinos.

El conjunto resulta en un paisaje de colinas y llanos altos en el que a fuerza de matices se hace difícil discernir entre el dominio de un relieve estructural o bien de uno litológico. La disposición de las láminas cabalgantes vergentes hacia el WNW así como los materiales que afloran en cada una de ellas, nos permiten sintetizar las principales características del relieve.

Siguiendo a Bourrouilh (1983) en la región de Tramuntana, de E a W, cabe distinguir cuatro ámbitos:

- a) El primero, comprendido entre el Port de Maó y el Port d'Addaia, se caracteriza por la presencia de los materiales del Carbonífero y el Triásico inferior. En los alrededores de s'Albufera des Grau destaca un persistente moteado de colinas de lomas suaves y cimas adomadas cuyas cotas registran los 25 y 80 m snm. Península de Favàritx, Capifort- y coinciden con las facies de canal de los materiales turbidíticos del Carbonífero, dispuestas en alineaciones discretas de SW a NE. Los retazos de pelitas y areniscas pérmicas que afloran en el sector son escasamente rugosos, buena parte de ellos están tapizados por aluviones cuaternarios. A lo sumo aparece alguna alineación de colinas alargadas en sentido NW-SE y ligeramente inclinadas hacia el SW. Mongofre Vell- cuya cota puede alcanzar los 60 m. Las lomas suavizadas y los valles anchos y subhorizontales de los materiales primarios, contrastan con las pequeñas mesetas que constituyen las calizas tableadas del Muschelkalk y las abrupta vertientes por las que las facies gruesas del Bundtsandstein, descansando sobre las lomas regularizadas de limolitas y pelitas de la misma edad, constituyen los típicos relieves en cuesta del Triásico menorquín. Las cotas de estos accidentes empiezan a ser considerables como en el Capell de Ferro (75 m snm) o el Puig Menor (112 m snm).
- b) El segundo sector queda comprendido entre el Port d'Addaia y la Mola de Fornells. Éste está compuesto por calizas y dolomías jurásicas que se articulan en el territorio en forma de una pequeña meseta que a veces se eleva hasta 176 m snm (Puig de s'Albaida). Por otro lado, hay

que destacar la existencia de formas kársticas que afectan a los materiales jurásicos y cretácicos. Así, en la Mola de Fornells ambas formaciones presentan un lapiaz bien desarrollado, a la vez que se pueden advertir algunas dolinas de diámetro decamétrico. El litoral destaca por una imponente fachada de acantilados superiores a los 10m. La continuidad del roquedo liásico queda interrumpida por pequeñas hendiduras de substrato triásico inferior limolitas y pelitas del buntsanstein que dada la naturaleza de sus materiales presentan problemas de drenaje (Gelabert, 2001). Un buen ejemplo lo constituye el Camp Siquiat topónimo cuya traducción equivaldría a "campo drenado" - al sur de S'Albadaia.

- c) De la Mola de Fornells al W del término municipal de Ferreries queda comprendida la franja más accidentada y de mayores cotas de la región de Tramuntana. Son sobre todo las pequeña colinas redondeadas del paleozoico que forman lo esencial de esta región y en menor cuantía el control litológico de la diferentes facies del triásico. No obstante, la altura media diferencia este sector del que describíamos al N de Maó. Entre otros accidentes aquí encontramos el Toro (350 m snm, cota más alta de la isla) monte formado por calizas y dolomías secundarias que descansa sobre una base de materiales triásicos y paleozoicos; así como los relieves tipo cuesta de S'Enclusa (275 m snm) y Santa Àgueda (260 m snm) constituidas por las areniscas rojas del triásico inferior.
- d) Finalmente y comprendiendo el sector al NE de Ciutadella reaparecen las pequeñas mesetas jurásicas (entre los 126 y los 60 m snm), aquí si cabe con una red de drenaje más nítida que en sus paralelismos orientales.

En general la costa septentrional de Menorca presenta un grado de articulación considerable y, aunque existe un buen número de pequeñas ensenadas que acogen algunos sistemas dunares (Servera, 1997), el aspecto dominante es el de una costa acantilada alta. Son destacables los abrigos que suponen la bahía de Fornells y el Port d'Addaia.

Hasta la fecha no existe ninguna síntesis sobre la evolución geomórfica de la región de Tramuntana, aunque algunos autores apuntan varios episodios de erosión pre-cuaternaria que quedarían reflejados en las superficie de erosión de las mesetas jurásicas y aplanamientos de los cerros paleozoicos; así como el retoque de las oscilaciones climáticas y de nivel

marino cuaternarias en el fondo y desembocadura de los valles (Obrador y Mercadal, 1979; Rosell y Llompart, 2002).

Migjorn

El dominio geomórfico de Migjorn ofrece a grandes rasgos un área llana, con una ligera inclinación al sur cuya naturaleza geológica corresponde a la formación de una plataforma carbonática por progradación de una rampa, con barras y frentes arrecifales pertenecientes al Mioceno medio y superior (Pomar *et al.*, 2002).

La característica más llamativa de este dominio es su horizontalidad la cota topográfica se mantiene en torno a los 50 m casi hasta la misma línea de costa- que solo queda interrumpida en el sector central por importantes barrancos. Una vez más resulta difícil discernir entre la preponderancia de un relieve litológico y uno estructural, puesto que ambos se imbrican estrechamente para acabar en un corolario de dolinas, poljes y conductos freáticos a los que el juego de la neotectónica y las variaciones climáticas así como de nivel marino durante el plio-cuaternario permiten configurar el modelado actual del Migjorn de Menorca (Rosselló *et al.*, 2002).

La plataforma miocénica puede dividirse en tres grandes bloques (Bourrouilh, 1983): uno central, más elevado entre Cala Macarella y la Albufera de Son Bou, flanqueado por otros dos bloques más bajos. Tal disposición responde a la reactivación en tiempos pliocenos en sentido inverso de una falla de orientación NNE-SSW que afectó a Tramuntana durante el Mioceno superior, constituyendo el anticlinal laxo que define la estructura del Migjorn (Gelabert *et al.*, en prensa).

El sector central del Migjorn se caracteriza por la presencia de una marcada red de drenaje (Barranc de Trebalúger, Algendar, Cala en Porter, etc.) de paredes abruptas y fondos relativamente planos, cuya disposición está controlada por las direcciones de diaclasamiento y que dan forma a falsos meandros, coincidiendo con la captura o presencia de semi-dolinas (Rosselló *et al.*, 2002). A su vez los bloques laterales no presentan una red de drenaje tan manifiesta, dominado la sensación de arresismo.

Son abundantes las manifestaciones exokársticas. Al SE de Ciutadella destacan los poljes de Sant Joan de Missa o el de Torrelladufa, con ejes máximos superiores al kilómetro. El bloque oriental tampoco permanece alieno a la presencia de estas formaciones, destacando entre otros las depresiones de 550 m de eje al E de Sant Climent, o la próximas al aeropuerto de Maó (Na Plana con 650 m de eje mayor).

La dolinas, en ambos sectores, se cuentan por decenas aunque muchas estan desbocadas o han sido estabilizadas-alteradas por la mano del

hombre (Rosselló, en prensa).

La costa meridional, menos articulada que la de Tramuntana, se caracteriza por lo abrupto y rectilíneo de las paredes de sus acantilados, que disminuyen su altura en los flancos de la isla para aumentar su cota en el sector central. Tal es el caso de las Penyes d'Alaior, con una altitud media de 50 m snm. La costa tan solo aparece recortada por concavidades de orden decamétrico que guardan relación con antiguas dolinas o conductos freáticos (Fornós, 1998; Fornós *et al.*, 1997; Rosselló *et al.*, 1997) y que constituyen, en buena parte, la desembocadura de los barrancos del sector central.

Climatología: meteorología mediterránea y elementos del clima

Menorca posee un clima templado; ni seco, ni húmedo, marcadamente estacional en cuanto a las precipitaciones y humedad; e igualmente estacional aunque más moderado- en cuanto a temperaturas; y singularmente ventoso (Fig.2). Todo ello lo ubica en la categoría de un clima de predominio mediterráneo (Gil y Olcina, 2001), variedad de invierno suave, verano caluroso y seco y esporádicos diluvios; Csak, en la clasificación de Köppen.

El clima de Menorca está condicionado por su situación geográfica, en latitudes medianas-bajas, así como por el hecho de estar rodeada por las aguas del Mediterráneo occidental. Tal situación la expone a la influencia

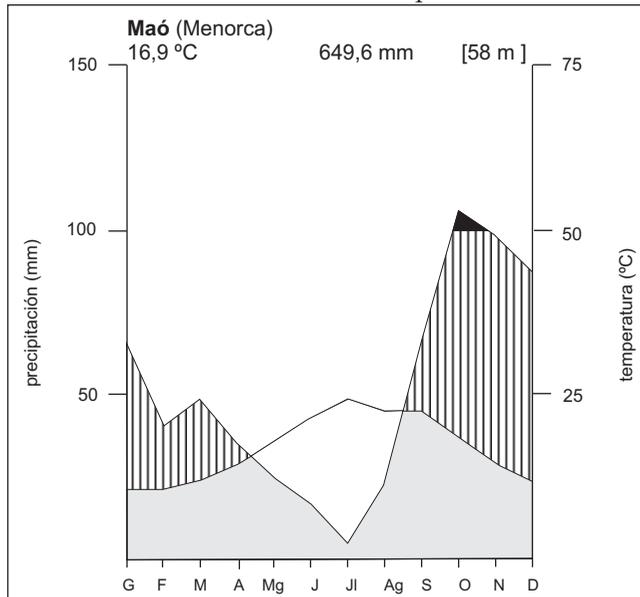


Figura 2
Diagrama ombro-
térmico de Menorca.

alternativa de dos tipos dominantes de circulación atmosférica: la de los vientos de poniente, característica de las latitudes medias, con sus sucesiones de frentes nubosos, y otra de tipo subtropical, con un gradiente de presión escaso y precipitaciones de origen convectivo ocasionales. La primera situación atmosférica predomina durante los meses más fríos de noviembre hasta abril- y la segunda durante los más cálidos, aunque ninguna de ellas es exclusiva de tales meses (Jansà, 1979).

La acción de este tipo de circulación general se ve modificada por la compleja orografía de la cubeta del Mediterráneo occidental, rodeada de alineaciones montañosas que alteran de forma considerable la circulación de las masas de aire y complican su estructura espacial. A este hecho hay que sumarle el comportamiento térmico de las aguas mediterráneas (Jansà, 1998). La concurrencia de ambos efectos -oroográfico y térmico- induce a la generación de procesos ciclogénéticos como el del golfo de Génova donde se dan la concentración mundial más alta de centros de bajas presiones- o los generados por la depresión continental nordafricana se manifiesta en episodios de fuertes vientos y precipitaciones intensas, habitualmente acompañados de un fuerte oleaje.

Florit y Jansà (1980) identifican 12 tipologías de situaciones de presión que ayudan a explicar el factor meteorológico del clima menorquín y que agrupan en dos conjuntos. Por un lado aquellas configuraciones que tienen su centro en el Golfo de Génova, Valencia, León, Alborán o Argelia y que pueden corresponder a situaciones anticiclónicas, de depresión, tálveg o dorsal; y por otro lado aquellas situaciones que no tienen una configuración lo suficientemente clara aunque sí es posible identificar su procedencia N, NE, E, SE, S, SW, W y NW- suelen corresponder estas situaciones de presión a los centros béricos extramediterráneos. Hay que destacar que en términos de frecuencia relativa, los tipos de situación ciclónicas depresionarias y las procedentes de SW seguidas de las anticiclónicas suponen el 46% de los episodios meteorológicos de Menorca. Tanto el caso de las situaciones depresionarias como en las anticiclónicas su centro se ubica sobre el Golfo de Génova o sobre el mar Tirrénico, destacando las propias Baleares como centro geográfico de estas situaciones de presión en tercera instancia.

La distribución temporal de las situaciones de presión se caracteriza por un dominio estival de las categorías de NE, N, E, anticiclón y dorsal; todas ellas de carácter anticiclónico y estrechamente ligadas a la presencia casi permanente- del anticiclón subtropical ayudado por la anticiclogénesis mediterránea característica de esta época del año (Capel, 2000). Durante la estación fría las situaciones frontales y las de depresión

con la acción directa e indirecta del frente polar (Jansà, 1979), así como con el contraste entre temperaturas del aire continental y el mediterráneo. Buena parte de estas situaciones se hallan situadas sobre el mar Tirreno y el Golfo de Génova, de manera que al unirse constituyen una única y verdadera borrasca mediterránea. Primavera y otoño constituyen la convivencia y sucesión de los estadios ya explicados aunque con algunos matices (Florit y Jansà, 1980).

En cuanto a los elementos del clima, destacar que el régimen de temperaturas se caracteriza por temperatura media anual en torno a los 16,5°C y 17°C cuya distribución temporal destaca por la diferencia estacional de las temperaturas (Guijarro, 1986). Se puede hablar, entonces, de estíos e inviernos claramente diferenciados. Los 11°C de temperatura mediana de Maó en enero contrastan con los casi 27°C de mediana que se consiguen durante los meses de julio y agosto. En lo tocante al espectro territorial de la temperatura, tan solo destacar que se constata un discreto gradiente de temperatura de E a W, siendo la comarca de Ciutadella la más cálida de la isla con temperaturas por encima de las máximas anuales y el interior oriental de la isla el sector más frío (Fig. 3a). La influencia marítima se deja sentir tanto en la costa septentrional como en la meridional, aunque lo escasamente articulado de la última se manifiesta en un gradiente termométrico claramente definido y que a su vez es responsable de las alteraciones sobre el régimen de vientos estival. En general durante el verano las masas de aire sobre la isla están más calientes que las que descansa sobre el mar, produciéndose un régimen de brisas embat-de mar a tierra.

La precipitación total anual se ubica en torno a los 500 y 600 mm, aunque se reparten de manera desigual durante el curso del año. Durante el otoño se acumula el 46% del volumen de precipitaciones de todo el año, a lo que sí se le suma el 31% correspondiente a la estación invernal, casi constituye la totalidad de precipitaciones anuales. El 20% restante se distribuye mayoritariamente durante los meses de primavera, dejando escasamente un 6% de las precipitaciones durante el estío. En cuanto a la intensidad de las precipitaciones, estas son un tanto dilatadas. Así, por ejemplo, del largo centenar de días lluviosos que se registran en Menorca destaca que de octubre a febrero llueve un día sí, un día no. Es decir el promedio de días con precipitaciones es ligeramente superior a 15. En cuanto a la distribución de las precipitaciones existen variaciones aunque no muy destacables (Fig. 3b), los valores oscilan entre los 600 mm/año en la parte central de la isla y los 500 mm/año del resto. Tan solo quedan algunos manchones en el NE y SE por debajo de los valores medios

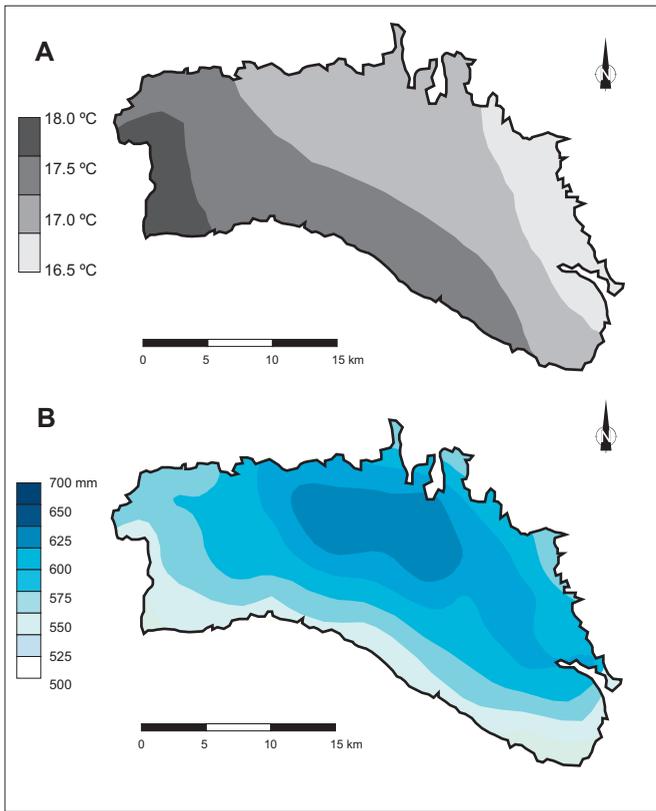


Figura 3
a) Distribución de temperaturas
b) Distribución de precipitaciones

anuales de 500-400 mm (Guijarro, 1986).

Una referencia al viento es obligada. Las direcciones dominantes registradas en al aeropuerto de Menorca, otorgan un significativo protagonismo a la componente norte 19 días de cada 100- seguido de los vientos procedentes de SE y NE (Jansà, 1976). Una cuarta parte de los vientos procede del N, más de una tercera parte de la combinación de las componentes N-NE la Tramuntana- y más de una cuarta parte procede del SW-W. No obstante, las calmas son más frecuentes que no el protagonismo de cualquier viento, acaecen en torno a 24 días de cada 100. La velocidad dominante del viento se sitúa entre los 17 km/h y los 24 km/h, aunque son frecuentes las situaciones en que el viento circula a 59 km/h (fuerza 8 en la escala de Beaufort). Por último hay que destacar la acción de la popular Tramuntana -viento de componente septentrional de fuerte intensidad- con velocidades punta de 91 km/h y rachas registradas de 144 km/h al menos en nueve ocasiones cada año.

La Fauna terrestre de Menorca

La historia biogeográfica las Baleares como territorio insular independiente se podría situar a finales del Messiniense, hace unos 5,35 m.a., cuando después de que el Mediterráneo se secase volvió a abrir el estrecho de Gibraltar y de nuevo se llenó de aguas atlánticas la cuenca mediterránea. Desde finales del Messiniense (5,35 m.a.) hasta, seguramente, el inicio del Plioceno superior (2,35 m.a.) encontramos una fauna menorquina con un conejo gigante de dedos cortos (todavía no descrito), un lirón de gran tamaño, una tortuga gigante (*Cheirogaster gymnesica*), aves exclusivas de Menorca (un petrel, *Pterodromoides minoricensis*, o una grulla, *Camusia quintanai*) (Seguí *et al.*, 2001; Seguí, 2002) y varios reptiles (una víbora, *Vipera natiensis* y un lacértido) y anfibios (un disclogósido) (Bailon *et al.*, 2002).

El conjunto faunístico de vertebrados endémicos del plio-pleistoceno, con una especie de *Myotragus*, un caprino originario de Mallorca, se instala en Menorca durante el Plioceno superior (Alcover *et al.*, 2000), mientras que el resto de la fauna terrestre endémica de Menorca se extingue. La fauna de *Myotragus* vivirá en Menorca hasta la llegada de los primeros humanos a la isla, hace poco más de 4000 años. Juntamente con el góral balear *Myotragus balearicus* aparecen otras especies fósiles como una especie de lirón careto (*Eliomys morpheus*) y una musaraña (*Soriculus hidalgoi*) y las actuales la lagartija balear (*Podarcis lilfordi*) -extinta de la isla principal y sólo conocida en islotes- y el ferreret o sapillo balear (*Alytes muletensis*) -en la actualidad sólo vive en algunos torrentes de la serra de Tramuntana de Mallorca-. De entre todos los mamíferos de Menorca, sólo los murciélagos escaparon a esta extinción (Tabla 1).

Nombre científico	Nombre popular
<i>Rhinolophus ferrumequinum</i>	Murciélago grande de herradura
<i>Rhinolophus hipposideros</i>	Murciélago pequeño de herradura
<i>Eptesicus serotinus</i>	Murciélago hortelano
<i>Myotis capaccinii</i>	Murciélago patudo
<i>Myotis emarginatus</i>	Murciélago de oreja partida
<i>Myotis nattereri</i>	Murciélago de Natterer
<i>Nyctalus noctula</i>	Nóctulo mediano
<i>Pipistrellus kuhlii</i>	Murciélago de borde claro
<i>Pipistrellus pipistrellus</i>	Murciélago común
<i>Hypsugo savii</i>	Murciélago de montaña
<i>Plecotus austriacus</i>	Murciélago orejudo gris
<i>Miniopterus schreibersii</i>	Murciélago de cueva
<i>Tadarida teniotis</i>	Murciélago rabudo

Tabla 1
Murciélagos presentes en la actualidad en Menorca.

Durante las distintas glaciaciones los islotes han quedado unidos a la isla principal y distintos organismos han tenido la posibilidad de colonizarlos. Una vez el nivel del mar vuelve a subir, las poblaciones que han quedado aisladas han iniciado un nuevo proceso de subespeciación. Así ha ocurrido con las lagartijas (Tabla 2) algunas de las cuales han sido redescubiertas (Pérez-Mellado *et al.*, 2002) o descubiertas recientemente y todavía no han sido descritas (Pretus, 2003). Menorca, tal como la conocemos, se separa ya definitivamente de Mallorca durante el Pleistoceno superior.

Subespecies endémicas de Menorca	Distribución
<i>Podarcis lilfordi addayae</i>	Addaia Gran y Addaia
Petita <i>Podarcis lilfordi balearica</i>	Illa del Rei
<i>Podarcis lilfordi brauni</i>	Illa den Colom
<i>Podarcis lilfordi carbonerae</i>	Illa Carbonera
<i>Podarcis lilfordi codrellensis</i>	Escull de Binicodrell
<i>Podarcis lilfordi fenni</i>	Illa dels Porros
<i>Podarcis lilfordi lilfordi</i>	Illa de l'Aire
<i>Podarcis lilfordi porrosicola</i>	Illa dels Porros (Fornells)
<i>Podarcis lilfordi rodriguezi</i>	Extinta (de l'illa de ses Rates, Maó)
<i>Podarcis lilfordi sargantanae</i>	I. Sargantanes y I. des Rovell
<i>Podarcis lilfordi</i> subespecie no descrita	Illa d'en Mel (s'Albufera des Grau)

Tabla 2

Distribución geográfica de las distintas subespecies de lagartijas de las Baleares

Poco después de la llegada del hombre a la isla de Menorca se produjo la extinción de todos los vertebrados terrestres no voladores insulares y la sustitución por otros nuevos colonizadores procedentes de distintas zonas geográficas.

Alcover *et al.* (2001) sugieren situar el primer contacto entre humanos y la naturaleza prístina de Menorca en un momento entre el 3000 y 1930 BC gracias a una datación del yacimiento de Biniai (Van Strydonck y Maes, 2001). La fauna que podemos encontrar en la actualidad es la Marta (*Martes martes*), la lagartija italiana (*Podarcis sicula*) y el sapo verde de las Baleares (*Bufo viridis balearica*) provienen de islas tirrenicas (Córcega y Cerdeña). La culebra de cogulla (*Macroprotodon mauretanicus*), la lagartija mora (*Lacerta perspicillata*) y el erizo (*Atelerix algirus*) son oriundos del norte de África. El conejo (*Oryctolagus cuniculus*) y la perdiz roja (*Alectoris rufa*), por ejemplo, son originarios de la península Ibérica. Algunas especies, una vez introducidas, han evolucionado originando subespecies distintas de las continentales como: la Marta (*Martes martes minoricensis*) de mayor tamaño y de la Musaraña (*Crocidura suaveolens balearica*), formas actuales exclusivas de Menorca.

Las aves de Menorca

Las aves también se han visto afectadas por los cambios acaecidos después de la llegada del hombre a las islas Baleares. Así, por ejemplo, se tienen datos sobre la presencia (nidificació) de águilas reales (*Aquila chrysaetos*) en Menorca y Mallorca, actualmente ausentes de las Baleares. Són conocidas gracias a restos óseos hallados en cinco cuevas de Menorca en las que también aparecen huesos de *Myotragus balearicus* de los cuales se alimentaban. Algunas de estas cavidades (cova des Mussol, cova de les Tres Sales, coveta de la Colada, Coveta des Forat) están situadas en acantilados litorales de Ciutadella, son inaccesibles para mamíferos de talla media. A estas hay que añadir una quinta cavidad situada en un acantilado del interior, la cova Murada (Barranc de l'Algendar) también en Ciutadella. La extinción de este mamífero fue, seguramente, decisiva en la desaparición del águila real en Menorca (Alcover *et al.*, 2000, Arnau *et al.*, 2000).

Uno de los indicadores más utilizados para conocer la biodiversidad animal de distintas regiones viene dado por la avifauna presente en dichos lugares. La literatura ornitológica es muy diversa y, alrededor del mundo podemos disponer de abundante información sobre la avifauna de esa región. La terminología fenológica para conocer la avifauna de Menorca es sencilla, por razones de espacio ha sido abreviada, siguiendo los criterios de los tratados de ornitología (GOB, 2001) (Anexo 1), se emplean los conceptos:

S. Sedentario, nidificante cuya población esta presente todo el año.

E. Estival, población presente sólo en época de reproducción, en primavera y verano.

M. Migrante, población presente sólo en los pasos migratorios pre y/o postnupciales.

I. Invernante, población presente sólo en el invierno, básicamente de octubre a marzo.

Ds. Dipersivo, especie sedentaria en otras islas de Baleares, que al realizar cortos desplazamientos aparece por Menorca.

A. Accidental, especie de procedencia paleártica occidental, pero alejada de su área normal de distribución, migración o invernada.

Dv. Divagante, especie procedente de áreas muy alejadas (no del paleártico occidental), que normalmente no debe aparecer en Baleares.

En las especies donde la población ha podido ser cuantificada (nidificantes/número de parejas, censos/número de ejemplares), se indica además los siguientes parámetros:

r:	Raro	1-5
e:	Escaso	6-100
m:	Moderado	101-1000
a:	Abundante	+ 1001

Evolución del paisaje vegetal de Menorca

La cobertura vegetal de la zona de Tramuntana de la isla cuenta con una mayor biodiversidad paisajística que el Migjorn de Menorca. No obstante, la fisionomía de las formaciones vegetales es similar en ambas mitades de Menorca. El paisaje mediterráneo se repite, aunque sin llegar a conformar grandes extensiones. Pinares, garrigas de acebuche, maquias y encinares son las formaciones arbóreas predominantes. Pinos y encinas aparecen frecuentemente entremezclados. La estadística de mediados del siglo pasado (INE, 1951) recogía 1670 ha con predominio de la encina, frente a 2730 ha de pino. En la actualidad (Villanueva, 2002) estas cifras han aumentado sensiblemente, 8767,71 ha para los pinares y 4579,98 ha para los encinares. Pero la mayor extensión la ocupan las garrigas de origen secundario por pérdida del bosque primitivo, de difícil recuperación por la acción del viento o por el cambio de uso residencial (urbanizaciones). Este cambio también se ve reflejado con la ausencia actual de formaciones arbóreas de suelos ácidos, aunque se pueden encontrar algunos pies de alcornoques (*Quercus suber*) en el término municipal de es Mercadal (19 individuos en Llinàritx Nou y 17 en Puig Mal), así como otras citas en Ferreries, Santa Galdana, Sant Cristòfol de Migjorn y Alaior (Montserrat, 1972; Gil *et al.*, 2003).

El viento de Tramuntana, de carácter frío, seco y cargado de spray salino hace aumentar la xericidad del ambiente. Este viento es el responsable de la presencia de vegetación con portes vencidos y dominados, con su orientación hacia el sur. El viento proporciona una destacada singularidad a la climatología menorquina y es causa de su denominación como *illa del vent*, propuesto por Vila (1932).

Además del pino de Alepo, se ha localizado un pequeño reducto de unos pocos ejemplares de Pino marítimo o negral (*Pinus pinaster*) en la zona des Milocar de Binigalfà (Ferreries) (Fraga, 1996), de los que no hay ninguna evidencia de que se trate de ejemplares cultivados o naturalizados. Están situados en una zona poco accesible y poco frecuentada.

La evolución del paisaje vegetal de Menorca queda patente después del estudio de secuencias polínicas fósiles. La más antigua de las Baleares corresponde con un sondeo marino de la depresión periférica de Menorca donde se registra la evolución de la vegetación de los últimos 70000 años. (Pérez-Obiol *et al.*, 2000; 2001). En este registro, el pino carrasco es el tipo polínico arbóreo mejor representado, con porcentajes que oscilan desde el 25 al 75%. El siguiente tipo polínico arbóreo es *Quercus-caducifolia* y otras especies caducifolias y de climas fríos. En Menorca el avellano (*Corylus*

avellana) y el boj (*Buxus balearica*) fueron plantas muy abundantes durante la primera mitad del Holoceno. Entre los 6000 y 4000 años BP ambas especies desaparecen de Menorca, lo que podría deberse a un descenso acusado de las precipitaciones (Pérez-Obiol *et al.*, 1996). El registro polínico del periodo talayótico de Cala Galdana, Algendar y Cala'n Porter muestran la disminución de varios tipos arbóreos, principalmente caducifolios, como avellanos, olmos, alisos, sauces y fresnos. Los árboles xerófitos y esclerófilos son los dominantes en el paisaje. Los pinos no muestran ninguna variación en el final de las secuencias polínicas en el caso de Algendar y Cala'n Porter; en Cala Galdana se recuperan ligeramente, pero puede ser debido a un artefacto del diagrama, pues su frecuencia polínica disminuye en las muestras finales (Yll, 1992). La evolución del paisaje vegetal pasa por un desarrollo cerealista en plena fase talayótica. Cebada y trigo son las especies más importantes como se pone de manifiesto en Torralba de Alaïor, donde el análisis de semillas muestra un 96% de cebada y un 4% de trigo (Fernández-Miranda, 1991). Pero el desarrollo de la agricultura se desarrolló especialmente a partir de la ocupación almohade, sobre 1202. Los gobernadores almohades se preocuparon por la introducción de mejoras en la agricultura y acometieron plantaciones de arbolado de cierta entidad; se les atribuye también la realización de bancales en ciertos ámbitos con la finalidad de extender la superficie cultivable, para lo que contaron con la mano de obra esclava (Sans, 1973; Gil *et al.*, 2003).

Buena parte del paisaje de Menorca está dominado por pequeñas extensiones divididas por paredes de piedra seca en las que se cultiva el cereal o especies forrajeras y donde tiene un papel importante la ganadería (Tablas 3, 4 y 5). Estos muros de unos seis palmos de altura se levantaron gracias a la autorización de Pere IV "el Ceremonioso", de la corona de Aragón, en 1373 para defender los cultivos frente a la acción de los vientos y para evitar la dispersión del ganado.

Cultivos de herbáceas	25819,28 ha (37,14% del territorio)
Cereales	10467,59 ha (15,06% del territorio)
Leguminosas	237,65 ha (0,34% del territorio)
Hortalizas	17,86 ha (0,026% del territorio)
Forrajeras	12325,67 (17,73% del territorio)
Regadío	2470 (3,55% del territorio)
Viña	2 (0,003% del territorio)

Tabla 3

Superficie de cultivos de Menorca. Datos de la Conselleria d'Agricultura i Pesca (extensiones que se han adherido a subvenciones del 2000) y Censo Agrario de 1989 (Lucas, 2002)

La ganadería ha permitido desarrollar actividades complementarias como la elaboración de quesos y curtido de pieles.

	Cabezas	Cabezas /ha
Ganado porcino	3891	0,056
Ganado vacuno para la producción de leche	14919	0,215
Ganado vacuno para la producción de carne	3891	0,056
Ganado cabrío	3028	0,044
Ganado ovino	22849	0,329

Tabla 4

Censo ganadero de Menorca. Datos de la Conselleria d'Agricultura i Pesca (datos de 1999) (Lucas, 2002)

Núcleos de población (tejido urbano continuo)	455 ha
Urbanización laxa (tejido urbano discontinuo, urbanizaciones y núcleos rurales)	2699
Polígonos industriales	131
Puertos marítimos	39
Aeropuerto	305
Canteras	75
Zonas deportivas	35
Total superficies artificiales	3739
Cultivos extensivos (secano)	29489
Cultivos intensivos - Regadío	860
Pastizales - campos abandonados	11376
Total superficies agrícolas y ganaderas	41725
Encinares	3694
Bosques mixtos (encinas y pinos)	2335
Marinas (vegetación baja y densa)	3436
Maquias (acebuchal y comunidades litorales de aladierno menorquín)	9709
Zonas de transición	2192
Playas y sistemas dunares	281
Roquedos litorales e interiores	1841
Bosques y áreas naturales	23487
Marismas litorales	193
Saladares costeros (vegetación nitrohalófila litoral inundable)	184
Salinas (activas o en desuso)	13
Cursos de agua (torrentes y lagunas de desembocadura)	35
Lagunas litorales (agua salada o salobre separada del mar por un brazo de arena)	69
Zonas húmedas y torrentes	493

Tabla 5

Ecología del paisaje. Cobertura del suelo según la nomenclatura *CORINE Land Cover* (*COOrdination of INFORMATION on the Environment*) y superficies ocupadas

La proximidad de las Gimnesias (Mallorca y Menorca) al bloque cirnardo durante el final del Paleógeno explica la existencia de un elemento florístico común, los denominados endemismos tirrénicos (Baleares, Cerdeña, Córcega, Islas Léres, islas Toscanas y los islotes y costa siciliana, Anexo 2).

Comunidades vegetales

La actividad humana en Menorca ha tenido y tiene gran importancia en el modelado del paisaje vegetal en mosaico. La producción de forraje para el ganado se combinan con encinares, marinas, acebuchares,... Las tierras de cultivo, habitualmente, se sitúan en las zonas con menor pendiente y dejan las zonas con suelos más abruptos al resto de comunidades vegetales. Las comunidades vegetales de Menorca y sus superficies se presentan en la Tabla 6.

Comunidades vegetales presentes en Menorca	Superficie
Encinar baleárico (Asociación <i>Cyclamini balearici - Quercetum ilicis</i>)	34,21 km ²
Encinar con acebuche (<i>Cyclamini-Quercetum + Oleo-Ceratonion</i>)	3,55 km ²
Acebuchal menorquín (<i>As. Prasio-Oleetumsylvestris</i>)	104,42 km ²
Marina calcícola con brezo y romero (<i>As. Loto-Ericetum multiflorae</i>)	20,77 km ²
Marina silicícola de urce y jara (<i>As. Ampelodesmo-Ericetum scopariae</i>)	16,05 km ²
Encinar con marina y brezo (<i>Cyclamini-Quercetum + Loto-Ericetum</i>)	17,43 km ²
Marina de urce con encinar (<i>Ampelodesmo-Ericetum + Cyclamini-Quercetum</i>)	19,45 km ²
Marina de urce con acebuchal (<i>Ampelodesmo-Ericetum + Prasio-Oleetum</i>)	3,35 km ²
Marina de brezo con acebuchal (<i>Loto-Ericetum + Oleo-Ceratonion</i>)	5,51 km ²
Maquia de aladierno menorquín (<i>As. Aro picti + Phillyreetum rodriguezii</i>)	3,10 km ²
Sabinar (<i>As. Clematido Balearicae-Juniperetum turbinatae</i>)	1,17 km ²
Vegetación dunar (Clase <i>Ammophilletea</i>)	1,55 km ²
Tamarindar con sauzgatillo (Clase <i>Nerio-Tamaricetea</i>)	0,9 km ²
Vegetación acuática	2,28 km ²
Matorrales halófilos mediterráneos de saladares (Cl. <i>Salicornietea-fruticosae</i>)	1,61 km ²
Roquedos litorales halófilos (SubCl. <i>Crithmo-Limonienion</i>)	8,12 km ²
Matorral nitrohalófilo litoral (<i>As. Suaedetum verae</i>)	1,8 km ²
Comunidad almohadillada (Subalianza <i>Launaeenion cervicornis</i>)	8,4 km ²
Comunidad con alcaparras (<i>As. Capparidetum inermis</i>)	1,11 km ²
Comunidad Xerocánticas no estrictamente litorales (<i>As. Astragalo balearici-Teucrietum mari</i>)	0,33 km ²

Tabla 6

Superficies de comunidades vegetales de Menorca según Llop et al. (1997)

Comunidad halófila de acantilados (Crithmo-Limonion)

Es la comunidad vegetal que se encuentra más cerca del mar, sometida frecuentemente a la acción del agua salada. Está dominada por el hinojo marino (*Crithmum maritimum*) y distintas especies de *Limonium*. Un poco más hacia el interior y protegida del spray marino se encuentran toda una serie de especies vegetales endémicas (ver Anexo 2) como: *Senecio rodriguezii*, *Bellium bellidioides* y *Micromeria filiformis*.

Comunidad de almohadillado (Launaetum cervicornis)

La comunidad de almohadillado se desarrolla detrás del *Crithmo-*

Limonio, sobre suelos más o menos salinizados y batidos por el viento. Esta comunidad está conformada por distintas especies exclusivas de las Baleares, pero relacionadas con otras especies del litoral mediterráneo. En Menorca se pueden encontrar cinco especies, todas endémicas de las Gimnesias y, en conjunto, de elevado interés botánico: *Launaea cervicornis*, *Femeniasia balearica*, *Astragalus balearicus*, *Dorycnium pentaphyllum* subsp. *fulgurans* y *Anthyllis hystrix*. Florecen de forma masiva durante la primavera, en cambio durante el verano, a veces, se secan y parecen muertas.

Comunidades psamófilas

En el litoral arenoso se desarrolla una comunidad extraordinariamente adaptada a suelos muy permeables. Más allá del la zona donde rompen las olas aparece una comunidad herbácea baja, *Agropyretum mediterraneum*, dominada por dos gramíneas: *Agropyrum junceum* y *Sporobolus arenarius*. Inmediatamente después aparecen otra comunidad llamada *Ammophiletum arundinacea*, donde domina una especie el barrón (*Ammophila arenaria*). También asociada a esta comunidad encontramos especies adaptadas a este medio como el cardo marino (*Eryngium maritimum*), lirio de mar (*Pancretium maritimum*). Un poco más hacia el interior ya aparecen especies leñosas (*Juniperetum lyciae*), dominando la sabina (*Juniperus phoenicea eumediterranea*), la mata (*Pistacia lentiscus*), el romero (*Rosmarinus officinalis*) y algunos pinos (*Pinus halepensis*).

Cañizares y comunidades asociadas

Asociados a distintos sistemas dunares y finales de calas (torrentes) es frecuente encontrar pequeñas zonas húmedas. Los lados de los barrancos cuentan con una densa y alta vegetación dominada por el cañizo (*Phragmites australis*) y la espadaña (*Typha angustifolia*) correspondiente a la comunidad *Typho-Schoenoplectetum glauci*. Las raíces de estas plantas arraigan por debajo del nivel del agua y tallos y hojas sobresalen algunos metros de la superficie. Si nos encontramos con aguas profundas (como en Trebalúger), con una lámina de agua libre, permite el desarrollo de macrófitos acuáticos como: *Potamogeton pectinatus* y *Ruppia cirrhosa*.

Acebuchal (Prasio-Oleetum)

El acebuchal menorquín es una maquia densa, a menudo impenetrable, que puede alcanzar los dos o tres metros de altura. Las especies que lo conforman están muy bien adaptadas a la falta de agua, con

hojas perennes, duras, pequeñas y a veces espinosas. Las especies dominantes son el acebuche (*Olea europaea sylvestris*), la mata (*Pistacia lentiscus*), el aladierno (*Phyllirea media*) y dos lianas: el prasio (*Prasium majus*) y la clemátide (*Clematis cirrhosa*). Esta es una comunidad pobre en endemismos y ligeramente diferente de las maquias que crecen en el litoral ibérico, está ausente el algarrobo (*Ceratonia siliqua*) y la coscoja (*Quercus coccifera*). El estrato herbáceo es muy pobre mientras que en las maquias ibéricas el ladrón (*Brachypodium retusum*) es muy abundante. El aspecto de esta comunidad es la misma a lo largo del año, sólo las pocas especies herbáceas presentes en esta peculiar maquia se secan. Se pueden diferenciar dos tipos de acebuchales: los que crecen en el interior de los barrancos y los de las zonas altas y expuestas. Los primeros con más humedad y protección del viento forman bosques espesos difíciles de penetrar y con mayor presencia de lianas. En las partes altas, el acebuche tiene problemas para su desarrollo y la maquia es más laxa.

El encinar (Cyclamini-Quercetum ilicis)

Este bosque ocuparía, de forma natural, las áreas de la isla con suelos profundos, pero en la actualidad normalmente está asociado a los barrancos. Es un bosque denso dominado por la encina (*Quercus ilex*) de unos 10-15 m de altura, adaptado a soportar condiciones moderadas de sequedad. El interior del bosque es muy húmedo y está ocupado por un gran número de arbustos. Una característica del encinar balear es que sotobosque no es tan denso como el de los encinares litorales peninsulares. Además, faltan determinados arbustos como el durillo (*Viburnum tinus*) debido a la sequedad estival. La presencia del sotobosque crea cuatro estratos situados a diferentes alturas. El superior lo forman las copas de las encinas. El intermedio tiene una altura de entre 1,5 y 3 m y está formado por el madroño (*Arbutus unedo*), el aladierno (*Rhamnus alaternus*), aladerno (*Phyllirea latifolia*) y la mata (*Pistacia lentiscus*). A estos arbustos hay que añadir plantas trepadoras y lianas con la yedra (*Hedera helix*), la madreSelva (*Lonicera implexa*), la nueza negra (*Tamus communis*) y la clemátide (*Clematis cirrhosa*). Por debajo se encuentra otro estrato de 50 a 100 cm de altura, formado por el brusco (*Ruscus aculeatus*) y la esparraguera silvestre (*Asparagus acutifolius*) y el helecho (*Asplenium onopteris*), entre otras especies. Toda esta superposición hace que llegue poca luz al suelo y por tanto el estrato herbáceo es más bien pobre. Entre las pocas plantas presentes en el encinar encontramos el ciclamen balear (*Cyclamen balearicum*) y la ciperácea *Carex hallerana*.

Tradicionalmente el hombre ha utilizado el encinar para el engorde de

cerdos y para la obtención de carbón vegetal. La actividad humana ha provocado la eliminación de parte del sotobosque, facilitando su degradación así como la penetración de especies heliófilas como el carrizo (*Ampelodesmos mauritanica*), el brezo blanco y el brezo de escobas (*Erica arborea* y *E. scoparia*) o los pinos (*Pinus halepensis*). En este escenario se crea un bosque mixto en el cual puede desaparecer la encina. La situación sería de un pinar con una marina de brezo blanco en terrenos silíceos o una marina de brezo (*Erica multiflora*) y romero en terrenos calcáreos. Este es actualmente el tipo de bosque más extendido en Menorca, sobre todo en zonas cercanas a la costa (Fig.4).

Comunidades arvenses

Muchos de los pastizales seminaturales pueden ser incluidos en la comunidad Galactito-Vulpietum geniculatae, dominadas por galactites (*Galactites tomentosa*) que florece en primavera y se seca a principios de verano. Otras especies acompañantes son las papilionáceas del género *Trifolium*, *Lotus* y *Medicago* y las espiguillas del género *Poa*. También son abundantes los agrios (*Oxalis pes-caprae*) y el asfodelo (*Asphodelus aestivus*). Durante el verano esta comunidad se seca completamente. En los años lluviosos, a mediados de verano aparece el girasol (*Heliotropium europaeum*). Los terrenos enriquecidos con nitrógeno propicia la existencia de una comunidad diferente, dominada por la reseda blanca (*Reseda alba*) y el antimano (*Chrysanthemum coronarium*), a los que acompaña la caléndula (*Calendula arvensis*), el gamoncillo (*Asphodelus fistulosus*), el hinojo (*Phoeniculum vulgare*) y la zanahoria silvestre (*Daucus carota*).

Marina calcícola (Loto-Ericetum multiflorae)

Gran parte de las zonas costeras se encuentran recubiertas por una marina baja y densa dominada por el brezo blanco (*Erica arborea*) y el romero (*Rosmarinus officinalis*), con la presencia del pino (*Pinus halepensis*) que nos da un aspecto boscoso.

En algunas zonas de Menorca aparece un pino con todas las ramas y hojas dirigidas hacia arriba (como si se tratase de un ciprés), de situación taxonómica incierta, que es considerado un endemismo de las Balears, el pino de Llorens (*Pinus halepensis* var. *ceciliae*). Este es un pino escaso que se encuentra con mayor frecuencia en las zonas costeras de Trebalúger y Atalis.

La marina silícolas (Ampelodesmo-Ericetum scoparia)

En terrenos silícolas, la degradación del encinar da lugar a este tipo de

comunidad dominada por el brezo blanco (*Erica arborea*), el brezo de escoba (*Erica scoparia*) y el carrizo (*Ampelosdesmos mauritanica*) acompañadas por la jara negra (*Cistus salvifolius*) y la estepa morisca (*Cistus monspeliensis*).

Barrancos

A lo largo de los barrancos aparecen distintas comunidades. En las partes altas, donde no siempre hay agua superficial, se encuentra la comunidad Rubo-Crataegetum brevispiniae dominada por las zarzas (*Rubus ulmifolius*) y rosas silvestres (*Rosa sempervirens*). También pueden aparecer árboles caducifolios como olmos (*Ulmus minor*) o álamos blancos (*Populus alba*). Siguiendo el recorrido del agua, allí donde el agua superficial es retenida durante, al menos, unos meses se desarrolla la comunidad Apietum nodiflori, con la berraza (*Apium nodiflorum*) y el berro (*Nasturtium officinale*) como especies dominantes, generalmente rodeado por el cañizar (*Thypho-Schoenoplectetum glauci*).

Hippocrepidetum balearicae y Sibthorpio-Arenarietum balearicae

Los acantilados litorales y de los barrancos están colonizados por este tipo de comunidad, extraordinariamente ricas en endemismos como: *Hippocrepis balearica*, *Crepis triasii*, *Sibthorpia africana*, *Erodium reichardii*, *Digitalis minor*,...

Pastinacetum lucidae

Las zonas con suelos móviles de rocalla, principalmente localizadas en las vertientes de los barrancos, también cuentan con algunas especies endémicas como la hierba del diablo (*Pastinaca lucida*) y la peonía (*Paeonia cambessedesii*).

Comunidades marinas litorales y de poca profundidad

Los fondos marinos arenosos del buena parte del litoral de Menorca están cubiertos de praderas de *Posidonia oceanica*. Las rocas del infralitoral presentan densas comunidades de *Cystoceira stricta*.

Conservación de espacios naturales

Menorca fue declarada Reserva de la Biosfera por la UNESCO -MAB- (Man and Biosphere) el mes de octubre de 1993. Las Reservas de Biosfera son lugares del planeta donde se experimenta el concepto de desarrollo sostenible. Es decir, son territorios donde la actividad humana se desarrolla de manera compatible con la conservación de los recursos

naturales, con el fin de asegurar su persistencia para las futuras generaciones de habitantes y visitantes de la isla.

La ordenación del territorio desde criterios ambientales es uno de los grandes retos planteados en la isla de Menorca. La Ley 1/91 de Espacios Naturales (LEN) y la Ley 14/2000 de Ordenación Territorial y de conformidad y en aplicación de las Directrices de Ordenación del Territorial (DOT), aprobadas por Ley 6/1999 y modificadas parcialmente por Ley 9/1999 han hecho desarrollar y aprobar, recientemente, el Plan Territorial Insular de Menorca (BOIB del 16/05/2003). En este dispositivo legal vienen refrendadas la protección de distintas áreas de Menorca (un 39,5% de su superficie) organizadas en 18 áreas naturales de especial interés (ANEI), además del Parque Natural de la Albufera des Grau, declarado parque el 4 de mayo de 1995 (Tabla 7).

Descripción	Superficie (ha)
<i>Zonas de protección con normativa y gestión específica:</i>	
Parque Natural de s'Albufera des Grau	1820*
<i>Zonas de protección con normativa específica:</i>	
ANEI Me-14 Costa sur de Ciutadella	1124
<i>Zonas de protección nominal:</i>	
ARIPs, otras ANEIs sin plan especial y encinares protegidos ANEIs	27156
<i>Zona de protección con normativa y gestión específicas de medio marino</i>	
Reserva Marina del Norte de Menorca	5108
<i>ANEI (Áreas Naturales de Especial Interés)</i>	
Costa nord de Ciutadella (Me-1)	750
La Vall d'Algaiarens (Me-2)	13075
De Els Alocs hasta Fornells (Me-3)	2736
La Mola y Albufera de Fornells (Me-4)	1583
Bella Vista (Me-5)	136
D'Addaia a s'Albufera des Grau (Me-6)	1038
Parc Natural de s'Albufera des Grau (Me-7)	1820
(ampliado a 5067 ha)	
De s'Albufera a la Mola y Binisermenya (Me-8)	1806
Cala St Esteve - caló des Rafalet (Me-9)	1337
De Biniparratx hasta Llucalari (Me-11)	3896
Son Bou y barranc de sa Vall (Me-12)	1210
De Binigaus hasta cala Mitjana (Me-13)	1813
Algendar y Costa sur de Ciutadella (Me-14)	1131
Son Olivaret (Me-15)	152
Santa Àgueda - s'Enclusa (Me-17)	3042
El Toro (Me-18)	1572
Penyes d'Egipte (Me-19)	2152

Tabla 7

Espacios protegidos (ANEI + Parque Natural) de Menorca y superficie ocupada. Datos de la Conselleria de Medi Ambient (Govern Balear). * En la actualidad está en tramitación la ampliación del Parque de 1820 ha hasta 5067 ha de ámbito terrestre y marino.

La declaración de Menorca como Reserva de la Biosfera se basó en la diversidad de sus sistemas naturales que se encuentran concentrados en una isla pequeña, con una elevada riqueza de endemismos vegetales (Anexo 2) y animales (Anexo 3), un paisaje rural en equilibrio con el entorno y un patrimonio histórico importantísimo, que es preciso conservar.

Una Reserva de Biosfera no es un espacio virgen sin actividad humana. Todo lo contrario, el papel del hombre ha sido y ha de ser primordial en la gestión y transformación del paisaje. La conservación del patrimonio natural y histórico y la recuperación de cualidad ambiental y paisajística allí donde se haya perdido es uno de los objetivos básicos. En este sentido, la participación y complicidad de la sociedad en el desarrollo de estrategias de conservación es fundamental.

ANEXO 1

Lista sistemática de las aves de Menorca y su estatus, se indica la familia a la que pertenece cada especie, el nombre científico, en castellano, en catalán (utilizado en Menorca) y inglés, así como su estatus (datos modificados de GOB, 2001).

GAVIIDAE				
<i>Gavia stellata</i>	A	Colimbo Chico	Calàbria petita	Red-throated Diver
PODICIPEDIDAE				
<i>Tachybaptus ruficollis</i>	Se, He	Zampullín Chico	Soterí petit	Little Grebe
<i>Podiceps cristatus</i>	Hr	Somormujo Lavanco	Soterí gros	Great Crested Grebe
<i>Podiceps nigricollis</i>	He, Me	Zampullín Cuellinegro	Soterí	Black-necked Grebe
PROCELLARIIDAE				
<i>Calonectris diomedea</i>	Ea, He	Pardela Cenicienta	Baldritja grossa	Cory's Shearwater
<i>Puffinus mauretanicus</i>	Em	Pardela Balear	Baldritja de Balears	Balearic Shearwater
<i>Puffinus yelkcuau</i>	Hr, Mr	Pardela Pichoneta	Baldritja mediterrània	Levantine Shearwater
HYDROBATIDAE				
<i>Hydrobates pelagicus</i>	S?, Ee	Paíño Europeo	Marineret	European Storm-petrel
SULIDAE				
<i>Morus bassanus</i>	He, Me	Alcatraz Atlántico	Mascarell	Northern Gannet
PHALACROCORACIDAE				
<i>Phalacrocorax carbo</i>	Me, Hm	Cormorán Grande	Corb marí gros	Great Cormorant
<i>Phalacrocorax aristotelis</i>	Sa	Cormorán Moñudo	Corb marí	Shag
ARDEIDAE				
<i>Botaurus stellaris</i>	Mr	Avetoro Común	Bitó	Great Bittern
<i>Ixobrychus minutus</i>	E?, Me	Avetorillo Común	Suís	Little Bittern
<i>Nycticorax nycticorax</i>	Ee no reprod, Mm	Martinete Común	Orval	Night Heron
<i>Ardeola ralloides</i>	Me	Garcilla Cangrejera	Toret	Squacco Heron
<i>Bubulcus ibis</i>	He	Garcilla Bueyera	Esplugabous	Cattle Egret
<i>Egretta garzetta</i>	E no reprod, Hm, MmMe	Garceta Común	Agró blanc	Little Egret
<i>Egretta alba</i>	Hr	Garceta Grande	Agró blanc gros	Great White Egret
<i>Ardea cinerea</i>	Em no reprod., Hm, Mn	Garza Real	Agró gris	Grey Heron
<i>Ardea purpurea</i>	Mm	Garza Imperial	Agró roig	Purple Heron
CICONIIDAE				
<i>Ciconia nigra</i>	Mr	Cigüeña Negra	Cigonya negra	Black Stork
<i>Ciconia ciconia</i>	Me	Cigüeña Blanca	Cigonya blanca	White Stork
THRESKIORNITHIDAE				
<i>Plegadis falcinellus</i>	Mr	Morito	Ibis negre	Glossy Ibis
<i>Platalea leucorodia</i>	Hr, Me	Espátula	Bec-planer	Eurasian Spoonbill

ANATIDAE				
<i>Cygnus olor</i>	A	Cisne Vulgar	Cigne	Mute Swan
<i>Anser fabalis</i>	A	Ánsar Campestre	Oca de camp	Bean Goose
<i>Anser erythropus</i>	A	Ánsar Careto Chico	Oca riallera petita	Lesser White-fronted
<i>Anser anser</i>	He	Ánsar Común	Oca comuna	Greylag Goose
<i>Tadorna ferruginea</i>	A	Tarro Canelo	Áneda canyella	Ruddy Shelduck
<i>Tadorna tadorna</i>	He, Me	Tarro Blanco	Áneda blanca	Common Shelduck
<i>Anas penelope</i>	Hm, Mm	Ánade Silbón	Xiulaire	Eurasian Wigeon
<i>Anas strepera</i>	He	Ánade Friso	Áneda griseta	Gadwall
<i>Anas crecca</i>	Hm, Mm	Cerceta Común	Anedó	Common Teal
<i>Anas platyrhynchos</i>	S, Ha, Ma	Ánade Real	Collblau	Mallard
<i>Anas acuta</i>	He	Ánade Rabudo	Coer	Pintail
<i>Anas querquedula</i>	He, Mm	Cerceta Carretona	Anedó blanc	Arganey
<i>Anas discors</i>	D	Cerceta Aliazul	Anedó alablau	Blue-winged Teal
<i>Anas clypeata</i>	Hm	Pato Cuchara	Cullerot	Northern Shoveler
<i>Marm. angustirostris</i>	Mr	Cerceta Pardilla	Anedó marbrenc	Marbled Duck
<i>Netta rufina</i>	A	Pato Colorado	Becvermell	Red-crested Pochard
<i>Aythya ferina</i>	Hm, Me	Porrón Común	Rabassot	Common Pochard
<i>Aythya nyroca</i>	Hr	Porrón Pardo	Rabassot menut	Ferruginous Duck
<i>Aythya fuligula</i>	He	Porrón Moñudo	Rabassot de cresta	Tufted Duck
<i>Mergus serrator</i>	He	Serreta Mediana	Áneda peixetera	Red-breasted Merganser
<i>Oxyura jamaicensis</i>	A	Malvasía Rojiza	Áneda de Jamaica	Ruddy
DuckACCIPITRIDAE				
<i>Mernis apivorus</i>	Me	Abejero Europeo	Aligot vesper	European Honey-buzzard
<i>Milvus migrans</i>	Me	Milano Negro	Milà negre	Black Kite
<i>Milvus milvus</i>	Sm	Milano Real	Milà	Red Kite
<i>Neophron percnopterus</i>	Sm	Alimoche Común	Miloca	Egyptian Vulture
<i>Aegypius monachus</i>	A	Buitre Negro	Voltor negre	Monk Vulture
<i>Circus gallicus</i>	Me	Culebrera Europea	Àguila marcenca	Short-toed Eagle
<i>Circus aeruginosus</i>	Hm, Mm	Aguilucho Lagunero	Arpella d'aigua	Marsh Harrier
<i>Circus cyaneus</i>	He, Me	Aguilucho Pálido	Arpella d'albufera	Hen Harrier
<i>Circus pygargus</i>	Mm	Aguilucho Cenizo	Arpella cendrosa	Montagu's Harrier
<i>Accipiter nisus</i>	Hm	Gavilán Común	Falcó torter	Eurasian Sparrowhawk
<i>Buteo buteo</i>	Hr, Mm	Busardo Ratonero	Aligot	Common Buzzard
<i>Aquila pomarina</i>	A	Águila Pomerana	Àguila pomerània	Lesser Spotted Eagle
<i>Hieraetus pennatus</i>	Se	Aguililla Calzada	Soter	Booted Eagle
PANDIONIDAE				
<i>Pandion haliaetus</i>	Se, Hr, Mr	Águila Pescadora	Àguila peixetera	Osprey
FALCONIDAE				
<i>Falco naumanni</i>	A	Cernícalo Primilla	Xoric petit	Lesser Kestrel
<i>Falco tinnunculus</i>	Sm	Cernícalo Vulgar	Xoric	Common Kestrel
<i>Falco vespertinus</i>	Me	Cernícalo Patirrojo	Xoric cama-roig	Red-footed Falcon
<i>Falco columbarius</i>	A	Esmerejón	Esmerla	Merlin
<i>Falco subbuteo</i>	Me	Alcotán Europeo	Falconet	Hobby
<i>Falco eleonorae</i>	Me	Halcón de Eleonora	Falcó torter	Eleonora's Falcon
<i>Falco peregrinus</i>	Se, M	Halcón Peregrino	Falcó	Peregrine Falcon
PHASIANIDAE				
<i>Alectoris rufa</i>	S	Perdiz Común	Perdiu	Red-legged Partridge
<i>Coturnix coturnix</i>	Sm, Mm	Codorniz Común	Guàtlera	Common Quail
RALLIDAE				
<i>Rallus aquaticus</i>	Sm	Rascón	Rasló	Water Rail
<i>Porzana porzana</i>	He, Me	Polluela Pintoja	Rasclat pintat	Spotted Crane
<i>Porzana parva</i>	A	Polluela Pintoja	Rasclétó	Little Crane
<i>Crex crex</i>	A	Guión de Codornices	Rei de guàtleres	Corn Crane
<i>Gallinula chloropus</i>	Sa, Ma	Gallineta Común	Polla d'aigua	Moorhen
<i>Porphyrio porphyrio</i>	Sm	Calamón Común	Gall faver	Purple Swamp-hen
<i>Fulica atra</i>	S, Ha	Focha Común	Fotja	Common Coot
GRUIDAE				
<i>Grus grus</i>	He, Me	Grulla Común	Grua	Common Crane
HAEMATOPODIDAE				
<i>Haematopus ostralegus</i>	Mr	Ostrero Euroasiático	Garsa de mar	Oystercatcher
RECURVIROSTRIDAE				
<i>Himantopus himantopus</i>	Ee, Mm	Cigüeñuela	Cames de jonc	Black-winged Stilt
<i>Recurvirostra avosetta</i>	Me	Avoceta	Bec d'alena	Avocet
BURHINIDAE				
<i>Burhinus oedicnemus</i>	S, He, Me	Alcaraván Común	Sebel·lí	Stone-curlew

GLAREOLIDAE				
<i>Glareola pratincola</i>	Me	Canastera	Polleta de mar	Collared Pratincole
CHARADRIIDAE				
<i>Charadrius hiaticula</i>	E, Mm	Chorlitejo Chico	Passa-rius petit	Little Ringed Plover
<i>Charadrius hiaticula</i>	He, Mm	Chorlitejo Grande	Passa-rius gros	Great Ringed Plover
<i>Charadrius alexandrinus</i>	Sm, Hm, Ma	Chorlitejo Patinegro	Passa-rius camanegra	Kentish Plover
<i>Charadrius morinellus</i>	Mr	Chorlito Carambolo	Passa-rius pit-roig	Dotterel
<i>Pluvialis apricaria</i>	He, Mm	Chorlito Dorado Común	Xirlot	Europ. Golden Plover
<i>Pluvialis squatarola</i>	He, Me	Chorlito Gris	Xirlot gris	Grey Plover
<i>Vanellus vanellus</i>	Ha, Ma	Avefría Europea	Juia	Northern Lapwing
SCOLOPACIDAE				
<i>Calidris canutus</i>	Mr	Correlimos Gordo	Corriol gros	Red Knot
<i>Calidris alba</i>	Me	Correlimos Tridáctilo	Corriol tres-dits	Sanderling
<i>Calidris minuta</i>	Ma	Correlimos Menudo	Corriol menut	Little Stint
<i>Calidris temminckii</i>	Me	Correlimos de Temminck	Corriol de Temminck	Temminck's Stint
<i>Calidris ferruginea</i>	Mm	Correlimos Zarapitín	Corriol beclarg	Curlew Sandpiper
<i>Calidris alpina</i>	He, Mm	Correlimos Común	Corriol variant	Dunlin
<i>Philomachus pugnax</i>	He, Mm	Combatiente	Batalaire	Ruff
<i>Lymnocyptes minimus</i>	He, Me	Agachadiza Chica	Becassineta	Jack Snipe
<i>Gallinago gallinago</i>	Hm, Mm	Agachadiza Común	Becassina	Common Snipe
<i>Scolopax rusticola</i>	Hm, Ma	Chocha Perdiz	Cega	Woodcock
<i>Limosa limosa</i>	Me	Aguja Colinegra	" de mosson coa negra	Black-tailed Godwit
<i>Limosa lapponica</i>	Me	Aguja Colipinta	" de mosson coa roja	Bar-tailed Godwit
<i>Numenius phaeopus</i>	Me	Zarapito Trinador	Curlera cantaire	Whimbrel
<i>Numenius arquata</i>	Me	Zarapito Real	Curlera reial	Eurasian Curlew
<i>Tringa erythropus</i>	He, Me	Archibebe Oscuro	Cama-roja pintada	Spotted Redshank
<i>Tringa totanus</i>	Mm	Archibebe Común	Cama-roja roja Common	Redshank
<i>Tringa stagnatilis</i>	Me	Archibebe Fino	Cama-verda menuda	Marsh Sandpiper
<i>Tringa nebularia</i>	Me	Archibebe Claro	Cama-verda	Greenshank
<i>Tringa ochropus</i>	He, Mm	Andarriros Grande	Xivita	Green Sandpiper
<i>Tringa glareola</i>	Mm	Andarriros Bastardo	Valona	Wood Sandpiper
<i>Actitis hypoleucos</i>	Hm, Mm	Andarriros Chico	Xivitona	Common Sandpiper
<i>Arenaria interpres</i>	A	Vuelvepiedras	Picaplátges	Turnstone
TERCORARIIDAE				
<i>Catharacta skua</i>	He, Me	Págalo Grande	Paràsit gros	Great Skua
LARIDAE				
<i>Larus melanocephalus</i>	Mr	Gaviota Cabecinegra	Gavina de cap negre	Mediterranean Gull
<i>Larus minutus</i>	Me	Gaviota Enana	Gavinó	Little Gull
<i>Larus ridibundus</i>	Hm, Ma	Gaviota Reidora	Gavina d'hivern	Black-headed Gull
<i>Larus genei</i>	Me	Gaviota Picofina	Gavina de bec prim	Slender-billed Gull
<i>Larus audouinii</i>	Em, He	Gaviota de Audouin	Gavina corsa	Audouin's Gull
<i>Larus fuscus</i>	He, Me	Gaviota Sombria	Gavià fosc	Lesser Black-backed G.
<i>Larus cachinnans</i>	Sa	Gaviota Patiamarilla	Gavina camagroga	Yellow-legged Gull
STERNIDAE				
<i>Gelochelidon nilotica</i>	Me	Pagaza Piconegra	Llambritja bec-negre	Gull-billed Tern
<i>Sterna sandvicensis</i>	Hm, Mm	Charrán Patinegro	Llambritja beclarga	Sandwich Tern
<i>Sterna hirundo</i>	A	Charrán Común	Llambritja	Common Tern
<i>Sterna albifrons</i>	Me	Charrancito	Llambritja menuda	Little Tern
<i>Chlidonias hybridus</i>	Mm	Fumarel Cariblanco	Fumarell carablanc	Whiskered Tern
<i>Chlidonias niger</i>	Mm	Fumarel Común	Fumarell	Black Tern
<i>Chlidonias leucopterus</i>	Mm	Fumarel Aliblanco	Fumarell alablanc	White-winged Black T.
ALCIDAE				
<i>Alca torda</i>	A	Alca Común	Pingdai	Razorbill
<i>Fratercula arctica</i>	He	Frailecillo Atlántico	Cadafet	Atlantic Puffin
COLUMBIDAE				
<i>Columba livia</i>	Sa	Paloma Bravía	Colom salvatge	Rock Dove
<i>Columba oenas</i>	A	Paloma Zurita	Xixell	Stock Dove
<i>Columba palumbus</i>	Sa	Paloma Torcaz	Tudó	Wood Pigeon
<i>Streptopelia decaocto</i>	S (desde 1997)	Tórtola Turca	Tórtora turca	Collared Dove
<i>Streptopelia turtur</i>	E, Mm	Tórtola Europea	Tórtora	Turtle Dove
PSITTACIDAE				
<i>Myiopsitta monachus</i>	Cría accid. 1987	Cotorra Gris	Cotorra argentina	Monk Parakeet
CUCULIDAE				
<i>Clamator glandarius</i>	Mr	Crialo	Cucui reial	Great Spotted Cuckoo
<i>Cuculus canorus</i>	Mm	Cuco Común	Cucui	Common Cuckoo
TYTONIDAE				
<i>Tyto alba</i>	S	Lechuza Común	Òliba	Barn Owl

STRIGIDAE				
<i>Otus scops</i>	S	Autillo	Mussol	Eurasian Scops Owl
<i>Athene noctua</i>	A	Mochuelo Común	Miula	Little Owl
<i>Asio otus</i>	Me	Buho Chico	Mussol reial	Long-eared Owl
<i>Asio flammeus</i>	Hr, Me	Lechuza Campestre	Mussol emigrant	Short-eared Owl
CAPRIMULGIDAE				
<i>Caprimulgus europaeus</i>	E, Mm	Chotacabras Gris	Enganapastors	European Nightjar
APODIDAE				
<i>Apus melba</i>	E, Me	Vencejo Real	Vinjola reial	Alpine Swift
<i>Apus apus</i>	Ea, Ma	Vencejo Común	Vinjola	Common Swift
<i>Apus pallidus</i>	E, Mm	Vencejo Pálido	Vinjola pàl·lida	Pallid Swift
ALCEDINIDAE				
<i>Alcedo atthis</i>	He, Me	Martín Pescador	Arner	Common Kingfisher
MEROPIIDAE				
<i>Merops apiaster</i>	E, Mm	Abejaruco Común	Abellerol	European Bee-eater
CORACIIDAE				
<i>Coracias garrulus</i>	Mr	Carraca	Gaig blau	European Roller
UPUPIDAE				
<i>Upupa epops</i>	S, Mm	Abubilla	Puput	Hoopoe
PICIDAE				
<i>Jynx torquilla</i>	He, Mm	Torcecuello	Formiguerol	Wryneck
LAUDIDAE				
<i>Calandrella brachydactyla</i>	Em	Terrera Común	Terrolot	Short-toed Lark
<i>Galerida theklae</i>	Sa	Cogujada Montesina	Terroca caputxina	Thekla Lark
<i>Alauda arvensis</i>	Ha, Ma	Alondra Común	Alosa	Sky Lark
HIRUNDINIDAE				
<i>Riparia riparia</i>	Mm	Avión Zapador	Vinjolita de vorera	Sand Martin
<i>Ptyonoprogne rupestris</i>	He, Me	Avión Roquero	Vinjolita de penyal	Crag Martin
<i>Hirundo rustica</i>	Em, Ma	Golondrina Común	Oronella	Barn Swallow
<i>Hirundo daurica</i>	Me	Golondrina Daurica	Oronella daurada	Red-rumped Swallow
<i>Delichon urbica</i>	Ea, Mm	Avión Común	Vinjolita	House Martin
MOTACILLIDAE				
<i>Anthus campestris</i>	Em, Mm	Bisbita Campestre	Titeta d'estiu	Tawny Pipit
<i>Anthus trivialis</i>	Mm	Bisbita Arbóreo	Titeta d'arbre	Tree Pipit
<i>Anthus pratensis</i>	Ha, Me	Bisbita Común	Titeta sorda	Meadow Pipit
<i>Anthus cervinus</i>	Mr	Bisbita Gorgirrojo	Titeta gola-roja	Red-throated Pipit
<i>Anthus spinoletta</i>	He, Me	Bisbita Alpino	Titeta de muntanya	Water Pipit
<i>Motacilla flava</i>	Mm	Lavandera Boyera	Titeta groga	Yellow Wagtail
<i>Motacilla cinerea</i>	He, Me	Lavandera Cascadeña	Titeta torrentera	Grey Wagtail
<i>Motacilla alba</i>	Ha, Ma	Lavandera Blanca	Titeta blanca	Pied Wagtail
TROGLODYTIDAE				
<i>Troglodytes troglodytes</i>	He	Chochín	Salvatget	Wren
PRUNELLIDAE				
<i>Prunella modularis</i>	Hm, Mm	Acentor Común	Xalambri	Hedge Accentor
<i>Prunella collaris</i>	Hm, Me	Acentor Alpino	Xalam. de muntanya	Alpine Accentor
TURDIDAE				
<i>Cercotrichas galactotes</i>	A	Alzacola	Coadreta	Rufous-tailed Scrub-robin
<i>Erithacus rubecula</i>	Ha, Ma	Petirrojo	Ropit	Robin
<i>Luscinia megarhynchos</i>	E, Ma	Ruiseñor Común	Rossinyol	Rufous Nightingale
<i>Luscinia svecica</i>	He, Me	Pechiazul	Blaveta	Bluethroat
<i>Phoenicurus ochruros</i>	Ha, Ma	Colirrojo Tizón	Coa-roja de barraca	Black Redstart
<i>Phoenicurus phoenicurus</i>	Ma	Colirrojo Real	Coa-roja reial	Common Redstart
<i>Saxicola rubetra</i>	Mm	Tarabilla Nortea	Vitrac foraster	Whinchat
<i>Saxicola torquata</i>	S, Hm, Me?	Tarabilla Común	Vitrac	Common Stonechat
<i>Oenanthe oenanthe</i>	Mm	Collalba Gris	Culblanc	Northern Wheatear
<i>Oenanthe hispanica</i>	Me	Collalba Rubia	Culblanc roig	Black-eared Wheatear
<i>Monticola saxatilis</i>	Me	Roquero Rojo	Mèrlera vermella	Rock Thrush
<i>Monticola solitarius</i>	S	Roquero Solitario	Mèrlera blava	Blue Rock Thrush
<i>Turdus torquatus</i>	Me	Mirlo Capiblanco	Tord de collaret	Ring Ouzel
<i>Turdus merula</i>	Sa, Mm	Mirlo Común	Tord negre	Blackbird
<i>Turdus pilaris</i>	He, Me	Zorzal Real	Tord burell	Fieldfare
<i>Turdus philomelos</i>	Ha, Ma	Zorzal Común	Tord blanc	Song Thrush
<i>Turdus iliacus</i>	He, Me	Zorzal Alirrojo	Tord d'ala roja	Redwing
<i>Turdus viscivorus</i>	He, Me	Zorzal Charlo	Tord rei	Mistle Thrush
SYLVIIDAE				
<i>Cettia cetti</i>	Sa	Ruiseñor Bastardo	Rossinyol bord	Cetti's Warbler
<i>Cisticola juncidis</i>	Sa	Buitrón	Butxac	Zitting Cisticola

<i>Locustella naevia</i>	Me	Buscarla Pintoja	Boscarler pintat gros	Grasshopper Warbler
<i>Locustella luscinioides</i>	E?	Buscarla Unicolor	Boscarler	Savi's Warbler
<i>Acrocephalus melanopogon</i>	Sm	Carricerín Real	Boscarla mostatxuda	Moustached Warbler
<i>Acrocephalus schoenobaenus</i>	Me	Carricerín Común	Boscarla de joncs	Sedge Warbler
<i>Acrocephalus scirpaceus</i>	Ee, Mm	Carricero Común	Boscarla de canyís	Reed Warbler
<i>Acrocephalus arundinaceus</i>	Em, Mm	Carricero Tordal	Rosinyol gros	Great Reed Warbler
<i>Hippolais icterina</i>	Mm	Zarzero Icterino	Bosqueta icterina	Icterine Warbler
<i>Hippolais polyglotta</i>	Me	Zarzero Común	Bosqueta	Melodious Warbler
<i>Sylvia undata</i>	Sm	Curruca Rabilarga	Busqueret roig	Dartford Warbler
<i>Sylvia conspicillata</i>	Ee	Curruca Tomillera	Busqueret trencamates	Spectacled Warbler
<i>Sylvia cantillans</i>	Mm	Curruca Carrasqueña	Busqueret de garriga	Subalpine Warbler
<i>Sylvia melanocephala</i>	Sa	Curruca Cabecinegra	Busqueret de cap negre	Sadainian Warbler
<i>Sylvia hortensis</i>	A	Curruca Mirlona	Busqueret emmascarat	Orphean Warbler
<i>Sylvia nisoria</i>	A	Curruca Gavilana	Busqueret gavila	Barred Warbler
<i>Sylvia curruca</i>	A	Curruca Zarcerilla	Busqueret xerraire	Lesser Whitethroat
<i>Sylvia communis</i>	Mm	Curruca Zarcera	Busqueret de batzer	Common Whitethroat
<i>Silvia borin</i>	Ma	Curruca Mosquitera	Busqueret mosquiter	Garden Warbler
<i>Sylvia atricapilla</i>	Sm, Ma	Curruca Capirota	Busqueret de capell	Blackcap
<i>Phylloscopus inornatus</i>	D	Mosquitero Bilstado	Ull de bou de dues retxes	Yellow-browed warbler
<i>Phylloscopus bonelli</i>	A	Mosquitero Papiambo	Ull de bou pà-lid	West Bonelli's Warbler
<i>Phylloscopus sibilatrix</i>	Mm	Mosquitero Silbador	Ull de bou siulador	Wood Warbler
<i>Phylloscopus collybita</i>	Ha, Ma	Mosquitero Común	Ull de bou	Common Chiffchaff
<i>Phylloscopus trochilus</i>	Ma	Mosquitero Musical	Ull de bou de passa	Willow Warbler
<i>Regulus regulus</i>	Hm, Mm	Reyezuelo Sencillo	Reietó	Goldcrest
<i>Regulus ignicapillus</i>	Sm, Me	Reyezuelo Listado	Reietó cellablanc	Firecrest
MUSCICAPIDAE				
<i>Muscicapa striata</i>	E, Ma	Papamoscas Gris	Menjamosques gris	Spotted Flycatcher
<i>Ficedula parva</i>	A	Papamoscas Papirrojo	Menjamosques menut	Red-breasted flycatcher
<i>Ficedula albicollis</i>	Mr	Papamoscas Collarino	Menjamosques de collar	Collared Flycatcher
PARIDAE				
<i>Parus major</i>	Se, He	Carbonero Común	Primavera comuna	Great Tit
TICHODROMADIDAE				
<i>Tichodroma muraria</i>	A	Treparriscos	Pela-roques	Wall Creeper
REMIZIDAE				
<i>Remiz pendulinus</i>	He	Pájaro Moscón	Teixidor	Penduline Tit
ORIOLIDAE				
<i>Oriolus oriolus</i>	Me	Oropéndola	Oriol	Golden Oriole
LANIIDAE				
<i>Lanius collurio</i>	Mr	Alcaudón Dorsirrojo	Capsigrany roig	Red-backed Shrike
<i>Lanius excubitor</i>	Hr, Mr	Alcaudón Real	Capsigrany reial	Great Grey Shrike
<i>Lanius meridionalis</i>	Hr, Mr	Alcaudón Real ibérico	Capsigrany reial ibèric	Iberian Great Grey rike
<i>Lanius senator</i>	Ea, Ma	Alcaudón Común	Capsigrany	Woodchat Shrike
CORVIDAE				
<i>Pyrhocorax pyrrhocorax</i>	A	Chova Piquiroja	Gralla de bec vermell	Red-billed Chough
<i>Corvus corax</i>	Sm	Cuervo	Corb	Common Raven
STURNIDAE				
<i>Sturnus vulgaris</i>	Ha, Ma	Estornino Pinto	Estornell	Common Starling
<i>Sturnus unicolor</i>	A	Estornino Negro	Estronell negre	Sotless Starling
PASSERIDAE				
<i>Passer domesticus</i>	Sa	Gorrión Doméstico	Pardal	House Sparrow
<i>Passer hispaniolensis</i>	A	Gorrión Moruno	Pardal de passa	Spanish Sparrow
<i>Passer montanus</i>	A	Gorrión Molinero	Pardal barraquer	Tree Sparrow
<i>Petronia petronia</i>	A	Gorrión Chillón	Pardal roquer	Rock Sparrow
<i>Montifringilla nivalis</i>	A	Gorrión Alpino	Pardal d'ala blanca	Snowfinch
FRINGILLIDAE				
<i>Fringilla coelebs</i>	Sa, Ma	Pinzón Vulgar	Pinsà	Common Chaffinch
<i>Fringilla montifringilla</i>	He, Me	Pinzón Real	Pinsà mec	Brambling
<i>Serinus serinus</i>	He, Me	Verdecillo	Serí	European Serin
<i>Serinus citrinella</i>	A	Escribano Cerillo	Llucareta	Citrel Finch
<i>Carduelis chloris</i>	Sa, Ha	Verderon Común	Verderol	Greenfinch
<i>Carduelis carduelis</i>	Sa, Ha	Jilguero	Cadenera	Goldfinch
<i>Carduelis spinus</i>	He, Me	Lúgano	Lugru	Siskin
<i>Carduelis cannabina</i>	Sa, Ma	Pardillo Común	Passerell	Linnet
<i>Carduelis flammea</i>	A	Pardillo Sizerín	Passerell golanegra	Common Redpoll
<i>Loxia curvirostra</i>	A	Piquituerto Común	Trencapinyons	Common Crossbill
<i>Bucanetes githagineus</i>	A	Camachuelo Trompetero	Pinsà trompeter	Trumpeter Finch
<i>Carpodacus erythrinus</i>	A	Camachuelo Carminoso	Pinsà carminat	Common Rosefinch
<i>C. coccythraustes</i>	He, Me	Picogordo	Becgròs	Hawfinch

EMBERIZIDAE

<i>Plectrophenax nivalis</i>	A	Escribano Nival	Sit blanc	Snow Bunting <i>Emberiza</i>
<i>Scitrinella</i>	A	Escribano Cerillo	Sit groc	Yellowhammer
<i>Emberiza cirius</i>	A	Escribano Soteño	Sit de coll negre	Cirl Bunting
<i>Emberiza hortulana</i>	Me	Escribano Hortelano	Hortolà	Ortolan Bunting
<i>Emberiza schoeniclus</i>	Hm, Mm	Escribano Palustre	Sit de canyís	Reed Bunting
<i>Miliaria calandra</i>	Me	Triguero	Súl-lera	Corn Bunting

ANEXO 2

Endemismos vegetales presentes en Menorca, junto con su área de distribución. Datos recogidos de Alomar et al. (1997).

<i>Asplenium balearicum</i>	Menorca, Córcega, Cerdeña, Capraria, Ponzá, Palmarola y Panteleria
<i>Allium antoni-bolosii</i> subsp. <i>antoni-bolosii</i>	Gimnesias (Mallorca, Menorca y Cabrera)
<i>Apium bernejoii</i>	Menorca
<i>Pastinaca lucida</i>	Menorca y Mallorca
<i>Thapsia gymnesica</i>	Menorca y Mallorca
<i>Arum pictum</i>	Menorca y Mallorca, Córcega, Cerdeña e islas Toscanas
<i>Dracunculus muscivorus</i>	Menorca, Mallorca, Cabrera, Córcega y Cerdeña
<i>Aristolochia bianorii</i>	Menorca y Mallorca
<i>Aetheorhiza bulbosa</i> subsp. <i>willkommii</i>	Baleares
<i>Bellium bellidoides</i>	Baleares, Córcega y Cerdeña
<i>Crepis triasii</i>	Menorca, Mallorca, Cabrera
<i>Femeniasia balearica</i>	Menorca
<i>Helichrysum ambiguum</i>	Menorca y Mallorca
<i>Launaea cervicornis</i>	Menorca y Mallorca
<i>Senecio rodriguezii</i>	Menorca y Mallorca
<i>Polycarpon polycarpoides</i> subsp. <i>colomense</i>	Menorca y Mallorca Cabrera
<i>Silene mollissima</i>	Menorca y Mallorca
<i>Carex rorulenta</i>	Baleares
<i>Cymbalaria aequitriloba</i>	Menorca, Mallorca, Cabrera, Córcega, Cerdeña e islas Toscanas
<i>Cymbalaria fragilis</i>	Menorca
<i>Digitalis minor</i>	Menorca, Mallorca, Cabrera
<i>Sibthorpia africana</i>	Menorca, Mallorca, Cabrera y Eivissa
<i>Euphorbia maresii</i> subsp. <i>maresii</i>	Menorca, Mallorca, Cabrera
<i>Anthyllis hystrix</i>	Menorca
<i>Astragalus balearicus</i>	Menorca, Mallorca, Cabrera
<i>Dorycnium pentaphyllum</i> subsp. <i>fulgurans</i>	Menorca, Mallorca, Cabrera
<i>Hippocrepis balearica</i> subsp. <i>balearica</i>	Menorca, Mallorca, Cabrera
<i>Lotus tetraphyllus</i>	Menorca, Mallorca
<i>Ononis crispa</i>	Menorca, Cabrera
<i>Vicia bifoliolata</i>	Menorca
<i>Erodium reichardii</i>	Menorca, Mallorca
<i>Hypericum balearicum</i>	Menorca, Mallorca, Cabrera, Eivissa
<i>Crocus cambessedesii</i>	Menorca, Mallorca
<i>Romulea assumptionis</i>	Menorca, Mallorca, Cabrera, Eivissa y Formentera
<i>Micromeria filiformis</i>	Menorca, Mallorca, Cabrera, Eivissa, Formentera, Córcega y Cerdeña
<i>Micromeria microphylla</i>	Menorca, Mallorca, Eivissa, Formentera, Cerdeña, Sicilia y Malta
<i>Phlomis italica</i>	Menorca, Mallorca
<i>Teucrium asiaticum</i>	Menorca, Mallorca
<i>Teucrium marum</i> subsp. <i>marum</i>	Menorca, Cabrera,
<i>Lavatera triloba</i> subsp. <i>pallascens</i>	Menorca y Cerdeña
<i>Ophrys balearica</i>	Menorca, Mallorca, Eivissa y Formentera
<i>Serapias nurrica</i>	Menorca, Córcega y Cerdeña
<i>Paonia cambessedesii</i>	Menorca, Mallorca, Cabrera
<i>Cyclamen balearicum</i>	Menorca, Mallorca, Cabrera, Eivissa
<i>Lysimachia minoricensis</i>	Menorca
<i>Rhamnus ludovici-salvatoris</i>	Menorca, Mallorca, Cabrera
<i>Daphne rodriguezii</i>	Menorca
<i>Thymelaea velutina</i>	Menorca, Mallorca
<i>Viola stolonifera</i>	Menorca

ANEXO 3

Especies de invertebrados endémicas de las Baleares presentes en Menorca (según Pons y Palmer, 1996; Palmer *et al.*, 1999).

Oxyurida	<i>Spauligodon cabreræ</i> Castaño, Zapatero y Solera, 1992
Haplotaxida	<i>Allolobophora mediterranea</i> Oerley, 1881
Stylommatophora	<i>Oxychilus lentiformis</i> Kobelt, 1882
Stylommatophora	<i>Trochoidea nyeli</i> (Mittre, 1844)
Stylommatophora	<i>Trochoidea cardonæ</i> (Hidalgo, 1867)
Stylommatophora	<i>Iberellus companyonii</i> (Aleron, 1837)
Cyclophoroida	<i>Tudorella ferruginea</i> Lamarck, 1823
Araneae	<i>Nemesia brauni</i> Koch, 1882
Araneae	<i>Harpactea dufouri</i> Thorell, 1873
Araneae	<i>Theonoe major</i> Denis, 1961
Araneae	<i>Lepthyphantes balearicus</i> Denis, 1961
Araneae	<i>Malthonica balearica</i> Brignoli, 1978
Araneae	<i>Hahnia hauseri</i> Brignoli, 1978
Pseudoscorpiones	<i>Chthonius bellesi</i> Mahner, 1993
Pseudoscorpiones	<i>Acanthocreagris balearica</i> (Beier, 1961)
Pseudoscorpiones	<i>Dactylochelifer balearicus</i> Beier, 1961
Scorpiones	<i>Euscorpius balearicus</i> Caporiacco, 1950
Acari	<i>Ctenobelba parafoliata</i> Pérez-Iñigo, 1991
Acari	<i>Pseudoamericopia balearica</i> (Pérez-Iñigo, 1991)
Acari	<i>Pergalumna minoricana</i> Pérez-Iñigo, 1991
Thermosbaenacea	<i>Tethysbaena scabra</i> (Pretus, 1991)
Isopoda	<i>Speleoniscus coffaiti</i> Vandel, 1961
Isopoda	<i>Armadillidium serrai</i> Cruz y Dalens, 1990
Isopoda	<i>Armadillidium strinatti</i> Vandel, 1961
Isopoda	<i>Balodillium pilosum</i> Vandel, 1961
Isopoda	<i>Typhlocirolana moraguesi</i> Racovitza, 1905
Amphipoda	<i>Metacranogonyx longipes</i> Chevreux, 1909
Lulida	<i>Nemasoma coffaiti</i> (Demange, 1961)
Lithobiomorpha	<i>Lithobius fagei</i> Demange, 1961
Protura	<i>Eosentomon coffaiti</i> Condé, 1961
Collembola	<i>Pratanurida menorquina</i> Arbea y Jordana 1990
Blattoptera	<i>Phyllodromia adpersa</i> (Bolívar, 1897)
Blattoptera	<i>Phyllodromia llorentæ</i> Harz, 1971
Orthoptera	<i>Steropleurus balearicus</i> Bolívar, 1878
Hemiptera	<i>Velia hoberlandi</i> Tamanini, 1951
Diptera	<i>Medetera roghiii</i> Rampini y Canzoneri, 1979
Diptera	<i>Trixoscelis flagellata</i> Carles-Tolrá y Ventura, 2001
Hymenoptera	<i>Entamobora pseudoplicata</i> (Wolf, 1961)
Hymenoptera	<i>Anthophora balearica</i> Friese, 1896
Coleoptera	<i>Hypotihlus menorquinensis</i> (Coiffait, 1961)
Coleoptera	<i>Orthomus balearicus</i> (Piochard, 1867)
Coleoptera	<i>Percus plicatus</i> Dejean, 1828
Coleoptera	<i>Acinopus pilipes</i> Piochard, 1867
Coleoptera	<i>Scybalicus minoricensis</i> Vives y Vives, 1994
Coleoptera	<i>Hydraena balearica</i> D'Orchymont, 1930
Coleoptera	<i>Hydrophorus lluci</i> Fery, 1999
Coleoptera	<i>Octhebius javieri</i> Jäch, 2000
Coleoptera	<i>Limnebius minoricensis</i> Jäch, Valladares y García-Avilés, 1996
Coleoptera	<i>Paratyphlus cristobali</i> Coiffait, 1959
Coleoptera	<i>Paratyphlus menorquensis</i> Coiffait, 1959
Coleoptera	<i>Xantholinus balearicus</i> Coiffait, 1962
Coleoptera	<i>Faronus insignis</i> Besuchet, 1958
Coleoptera	<i>Bythinopsis balearica</i> Jeannel, 1961

Coleoptera	<i>Olimnius echinatus</i> Berthélemy, 1979
Coleoptera	<i>Heliocetamenus hippopotamus</i> Schaufuss, 1882
Coleoptera	<i>Tentyria schauumi</i> Kraatz, 1865
Coleoptera	<i>Alphasida depressa</i> Solier, 1836
Coleoptera	<i>Asida cardonae</i> Pérez Arcas, 1868
Coleoptera	<i>Asida planipennis</i> Schaufuss, 1869
Coleoptera	<i>Pimelia criba</i> Solier, 1836
Coleoptera	<i>Dendarus depressus</i> Reitter, 1915
Coleoptera	<i>Phylan semicostatus</i> (Mulsant y Rey, 1854)
Coleoptera	<i>Stenosis intricata</i> Reitter, 1886
Coleoptera	<i>Phaleria pujeti</i> Español, 1955
Coleoptera	<i>Nesotes viridicollis</i> (Schaufuss, 1869)
Coleoptera	<i>Pachybrachys anoguttatus</i> Suffrian, 1866
Coleoptera	<i>Timarcha balearica</i> Gory, 1829
Coleoptera	<i>Cardiophorus balearicus</i> Platia y Gudenzi, 1999

Agradecimientos:

El presente trabajo es una contribución a los proyectos de investigación BTE2002-04552-C03-01, BTE2001-0589 y REN2001-0281 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Introducción

Cuando se llega a la isla de Menorca, lo primero que suele hacerse para conocerla y tener una visión general de la misma, es cruzarla de este a oeste, recorriendo la carretera principal o, en todo caso, subir a la montaña más alta: el Toro. Esta carretera une las dos principales localidades (Maó y Ciutadella) y separa dos regiones naturales siguiendo, *grosso modo*, el límite entre los materiales preorogénicos (Paleozoico y Mesozoico) aflorantes en la región Tramuntana y los materiales postorogénicos (Mioceno) de la zona de Migjorn (Fig.1).

Las características litológicas de ambas regiones (materiales silíceos detríticos predominantes en Tramuntana y carbonatados en Migjorn) y su disposición estructural justifican que ambas zonas queden perfectamente individualizadas en el paisaje. En este aspecto, la isla de Menorca es un magnífico ejemplo de como la geología condiciona el paisaje y, por ende, la actividad humana que desde los tiempos más antiguos se han integrado armoniosamente.

Las publicaciones que hacen referencia a la geología menorquina son relativamente abundantes. De entre las más recientes podemos destacar por su carácter general la tesis doctoral de Bourrouilh (1973) y los trabajos de síntesis de Llompart *et al.* (1979), Obrador (1979 y 1998) y Rosell y Llompart (2002). A continuación pasaremos a describir brevemente, de más antigua a más moderna, las diversas unidades y materiales que forman el relieve de Menorca y comentaremos de manera muy superficial su disposición estructural.

El Paleozoico

El Paleozoico aflora tan sólo en la zona de Tramuntana en afloramientos relativamente extensos, pero fuertemente plegados y fracturados. Los materiales más antiguos corresponden al tránsito Silúrico-Devónico (Fig. 2), siendo los depósitos del Carbonífero inferior los más representados. El Pérmico también está presente, pero dada su continuidad con el Triásico (facies Buntsandstein) su descripción se ha incluido en el apartado del Mesozoico.

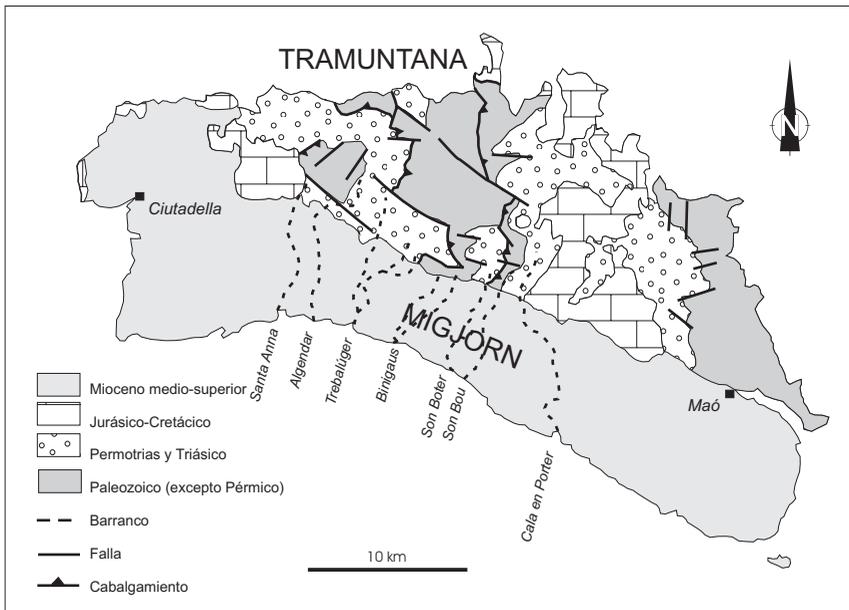


Figura 1
Mapa geológico simplificado de la isla de Menorca

El Silúrico-Devónico

Aflora, de forma muy localizada, en la parte central de la zona de Tramuntana. Corresponde a una serie turbidítica formada por areniscas y lutitas grises y negras que intercalan niveles de calizas. En una fauna muy escasa, los fósiles más representativos son los graptolites. Corales tabulares y rugosos, braquiópodos y crinoideos de edad devónica son relativamente abundantes, aunque siempre se encuentran retrabajados dentro de materiales carboníferos.

El Carbonífero

Los materiales del Carbonífero corresponden a sedimentos marinos profundos depositados por corrientes de turbidez y presentan la sucesión más potente (supera los 4.000 m) de los depósitos que afloran en Menorca.

La secuencia carbonífera se puede dividir, según Rosell y Llompart (2002), en tres unidades relacionadas con diferentes fases de la orogenia herciniana: la inferior (pre-tectónica) corresponde a un sistema turbidítico profundo formado por una alternancia de areniscas grises de grano fino de carácter lenticular y niveles de calizas dentro de una serie predominantemente lutítica. La intermedia o sintectónica corresponde a

depósitos olistostrómicos de frente de cabalgamiento. Muestra una gran variabilidad y poca organización, en series formadas por coladas lutíticas, conglomerados, calizas, radiolaritas, rocas volcánicas, etc. La unidad superior, con mucho, la más potente (Fig. 2) y mejor representada en los afloramientos de la zona de Tramuntana, presenta una monótona serie lutítica gris que incluye niveles de areniscas de grano fino y grueso y microconglomerados. Localmente intercala niveles poco potentes de conglomerados y coladas fangosas.

La fauna presente es escasa y en ella se pueden distinguir, entre otros, trilobites y restos vegetales, con muy frecuentes trazas de bioturbación en los niveles más finos.

El Mesozoico

El Permotrias y Triásico

El inicio del Mesozoico en Menorca presenta la típica trilogía de la facies germánica, característica de Europa occidental. De este modo la base corresponde a los depósitos rojos continentales detríticos del Permotrias (facies Buntsandstein). Se trata globalmente de una alternancia de areniscas silíceas con limos y arcillas rojas correspondientes a una sedimentación de tipo fluvial con gran desarrollo de las estructuras sedimentarias de tipo tractivo. Una intercalación conglomerática con base erosiva y discordante marcaría el cambio de era. Sobre los materiales anteriores existe una potente (100 m) intercalación arenosa masiva. En el techo son claramente dominantes los niveles arcillosos con abundantes paleosuelos. Están presentes restos de vertebrados y algunas icnitas. También son visibles en estos materiales diques de rocas volcánicas básicas.

El Triásico medio con la facies Muschelkalk corresponde a una transgresión marina que deja una sedimentación carbonatada depositada en un mar somero. Este tramo presenta tres unidades diferenciadas: el inferior formado por calizas dolomíticas con laminaciones estromatolíticas y capas de calizas oolíticas, muy bioturbadas y con nódulos de sílex; el intermedio bien estratificado, con una alternancia de calizas bioturbadas y margas con abundantes restos de ammonites y bivalvos; y el superior formado por calizas y dolomías rosadas con estratificación masiva y lenticular que, en el techo, están fuertemente karstificadas.

El Triásico acaba con la facies Keuper formada por margas verdes y ocre con intercalaciones de yesos carniolas y dolomías. Corresponde a

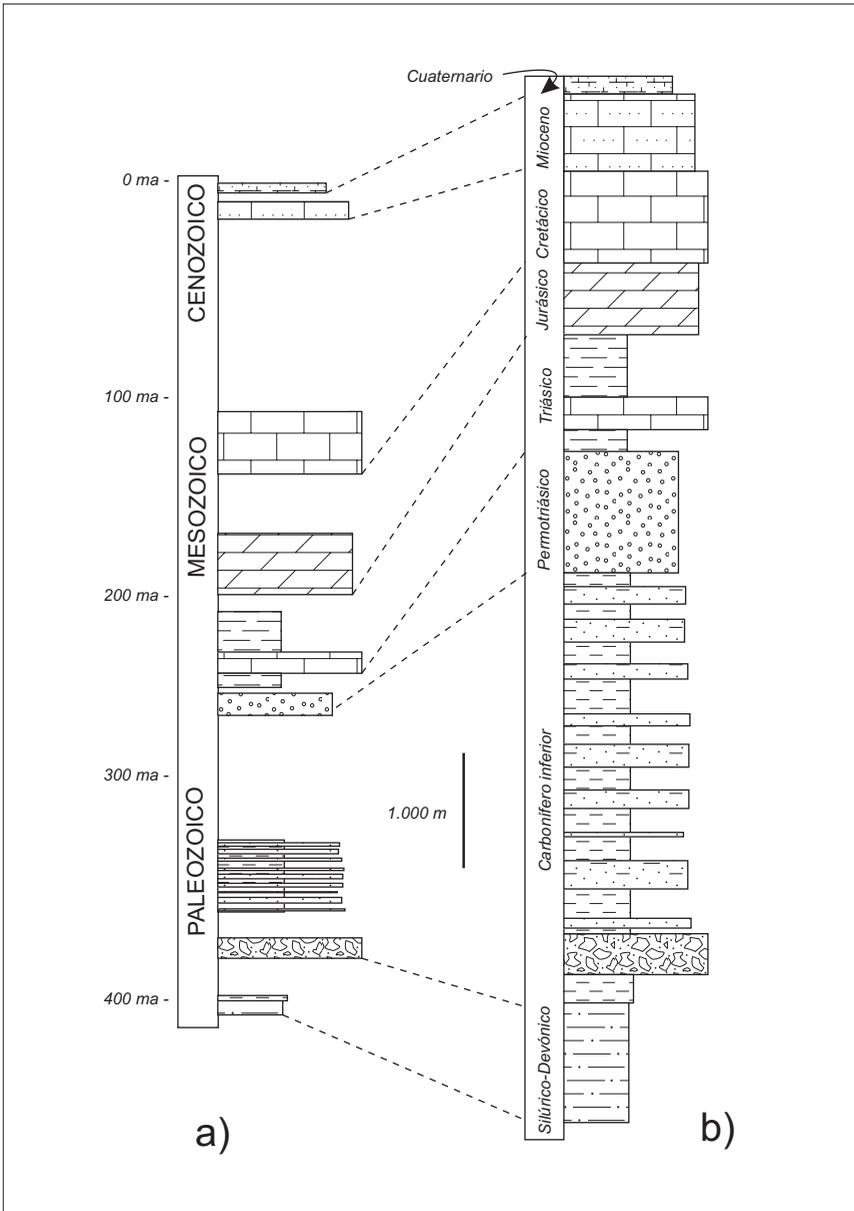


Figura 2
Registro sedimentario (a) y columna estratigráfica de los materiales aflorantes en Menorca (b). Modificado de Rosell y Llompart (2002).

una sedimentación costera en un área de bajo relieve, de clima seco y cálido, con presencia de lagos salinos.

El Jurásico y Cretácico

Los materiales jurásicos y cretácicos afloran también en la zona de Tramuntana y localmente bajo la cobertera miocena en el noroeste de la isla.

El Jurásico, aparentemente completo, está ampliamente representado y corresponde a materiales carbonatados con predominio de las dolomías. Las dolomías presentan buena estratificación, aunque localmente son masivas y pueden estar, sobretodo en la base, brechificadas. En algunos casos contienen laminaciones de tipo estromatolítico. Después de un intervalo formado por margas que acaba con precipitados de minerales de hierro, la serie dolomítica muestra una estratificación más marcada y incluye niveles de calizas oolíticas con abundante fauna de moluscos, foraminíferos, braquiópodos y crinoideos (encrinitas). Los ammonites y belemnites son muy escasos.

El Cretácico aflora local y parcialmente sobre una superficie de erosión muy karstificada. Está formado por calizas y margas; es muy fosilífero con abundancia de los ammonites limonitizados, equinodermos, gasterópodos y bivalvos, destacando los ostreidos y, especialmente, los rudistas. Datado como Cretácico inferior presenta abundantes interrupciones sedimentarias marcadas por superficies erosivas internas.

Después de este registro, la secuencia estratigráfica menorquina sufre una interrupción importante que durará probablemente hasta el Mioceno medio.

La estructuración alpina

La estructura general de Menorca se enmarca dentro del conjunto de las Islas Baleares, las cuales no son más que la prolongación hacia el noreste de las Cordilleras Béticas en el denominado Promontorio Balear. Esta estructuración se corresponde con la orogenia alpina que se inicia en las Baleares a fines del Cretácico y tiene su máximo culminante en el Mioceno medio.

En Menorca la compresión alpina fractura el zócalo, ya deformado en la orogénia hercínica, plegando la cobertera formada por los materiales comprendidos entre el Permotrias y el Cretácico inferior. En líneas generales podemos hablar de tres láminas cabalgantes con vergencia oeste (Fi. 3) que presentan el nivel de despegue en los materiales más plásticos del Triásico.

La estructuración alpina compressiva se complementa, durante el Neógeno, con una fase distensiva extensional que cuarteada la isla en una serie de fosas tectónicas y altos con una disposición aproximadamente perpendicular a la compresión alpina.

Los depósitos post-orogénicos: el Mioceno medio y superior

Los depósitos pertenecientes al Mioceno medio/superior afloran a lo largo de toda el área del Migjorn y corresponden a materiales carbonatados en su mayoría calcareníticos. Presentan una gran uniformidad litológica aunque sus variaciones texturales permitan diferenciar diversas unidades que evidencian una compleja evolución sedimentaria.

Desde la obra de Hermite (1879), que fue el primero en precisar la existencia del Mioceno en la isla y en reconocer su carácter transgresivo sobre el basamento preorogénico de la Tramuntana, han sido numerosos los trabajos que se centran en su estudio, sin que falten contradicciones y polémicas. Entre ellos cabe mencionar por orden cronológico, Fallot (1923), Obrador (1970), Bourrouilh (1973), Rosell *et al.* (1976), Rosell y Llompart (1983), Obrador *et al.* (1983), Fornós (1987), Rosell *et al.* (1989), Obrador *et al.* (1992), Pomar *et al.* (2002), Rosell y Llompart (2002) y, Obrador y Pomar (en prensa).

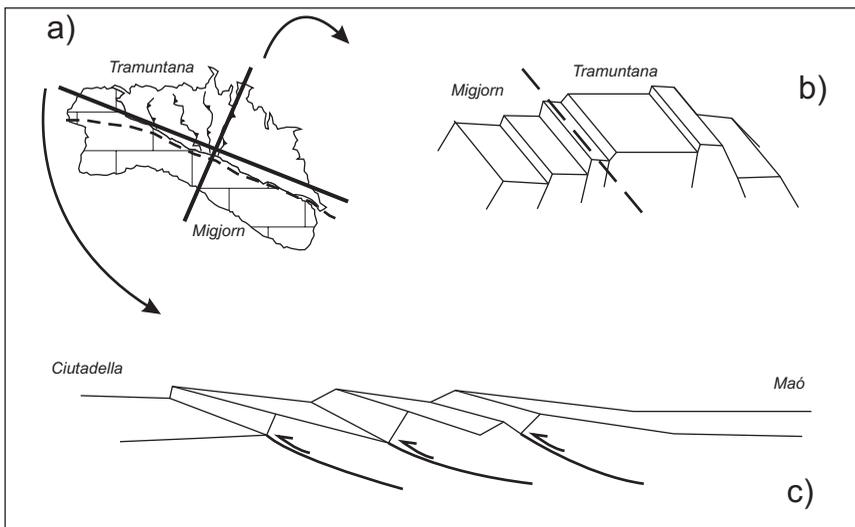
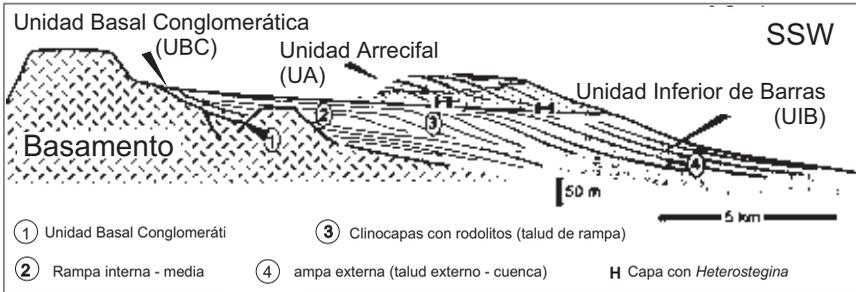


Figura 3
Esquema estructural de Menorca (a) con los estilos estructurales de los cortes paralelos, N-S (b) y perpendicular, W-E (c) a la estructura alpina. Modificado de Rosell y Llompart (2002)

**Figura 4**

Esquema deposicional de las unidades del Mioceno postorogénico de Menorca. Modificado de Pomar *et al.* (2002).

Siguiendo la línea argumental de Obrador *et al.* (1983) y Obrador y Pomar (en prensa) los depósitos miocénicos de Menorca se pueden dividir estratigráficamente, de base a techo, en una Unidad Basal Conglomerática (UBC) perteneciente al Mioceno inferior y medio, una Unidad Inferior de Barras (UIB) perteneciente al Tortoniense inferior y una Unidad Arrecifal (UA) atribuida al Tortoniense superior Messiniense (Fi. 4).

Unidad Basal Conglomerática (UBC)

De carácter muy discontinuo, aflora sobre el basamento en las proximidades del contacto entre las zonas del Tramuntana y Migjorn y fosiliza umbrales de edad mesozoica localizados en el extremo noroccidental del Migjorn. Los materiales predominantes corresponden a conglomerados cuya composición depende del basamento aflorante más próximo, con abundantes restos de fauna marina en la que destacan los corales. En conjunto se trata de materiales depositados en un medio litoral con mayor o menor retrabajamiento de esporádicos aportes continentales.

Unidad Inferior de Barras (UIB)

Esta unidad se dispone de forma erosiva y discordante sobre la anterior o directamente sobre el basamento premiocénico, aflorando a lo largo de toda la zona del Migjorn. Aunque los materiales predominantes son calcarenitas se comprueba, especialmente en las zonas de contacto con la Tramuntana, una gran variabilidad textural y litológica. Así se observan desde conglomerados y areniscas de origen continental con limos rojos hasta conglomerados con matriz arenosa y fauna marina. Alejándose de la zona de contacto y en los niveles superiores de la unidad presenta una alternancia de calcarenitas y calcisiltitas de origen marino entre las que destacan las facies muy bioturbadas (*Ophiomorpha*), con abundantes

foraminíferos, equinodermos y bivalvos, y niveles calcareníticos con estratificaciones cruzadas en los cuales la composición mayoritaria corresponde a fragmentos de algas rojas, asociados a niveles con abundantes rodolitos. Todo el conjunto presenta desde el punto de vista composicional una importante proporción de elementos detríticos y se halla ampliamente dolomitizado. La presencia en la parte más distal de facies turbidíticas con abundantes foraminíferos planctónicos asociados a las facies más finas completaría el modelo deposicional de rampa carbonatada propuesto por Obrador *et al.* (1993) y Pomar *et al.* (2002).

Unidad Arrecifal (UA)

Se dispone sobre la anterior mediante un nivel de disolución y localmente con niveles fosfáticos y ferruginosos que denotan una tasa de sedimentación muy baja. Corresponde a una plataforma arrecifal progradante formada por calizas con corales y niveles donde las algas rodofíceas, tanto laminadas como arborescentes, son predominantes. Incluyen macrofauna muy diversa y abundante entre la que destacan briozoos, bivalvos y braquiópodos.

Los materiales más recientes (Pleistoceno y Holoceno)

Los materiales más recientes, el denominado Cuaternario, alcanza poca importancia en Menorca, al menos desde un punto de vista volumétrico y de extensión. Su presencia se puede considerar por tanto como testimonial, aunque algunos de sus afloramientos sean realmente espectaculares. En líneas generales estos materiales afloran siempre en la zona costera y corresponden a depósitos dunares y litorales asociados que, por lo general, han sido fuertemente erosionados. Su distribución y deposición se relaciona con el dinamismo glacioeustático del Cuaternario. En dichos depósitos es abundante la presencia de fauna entre la que cabe destacar la del artiodáctilo rupicaprino del género *Myotragus*, endémico de las Baleares. Los materiales holocenos, depositados con posterioridad al último periodo glacial y que corresponden básicamente a sistemas de playa-albufera, rellenan las zonas más deprimidas caracterizando las áreas de albufera existentes en la actualidad y los fondos de los principales barrancos de la zona de Migjorn (Fornós, 1999) configurando sus espectaculares calas (Rosselló *et al.*, 2002). La litología carbonatada permite que los procesos kársticos hayan actuado de forma continuada dando rellenos que, junto con el modelado fluvial, caracterizan la mayor parte del paisaje menorquín en la que también están presentes los depósitos travertínicos.

La estructura geológica de Menorca: las zonas de Tramuntana y Migjorn

Bernadí GELABERT

Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears

Introducción

El presente capítulo se organiza en tres apartados bien diferenciados: el primero corresponde a una introducción sobre la estructura geológica general de Menorca. El segundo apartado contiene una discusión de los datos bibliográficos sobre la estructura geológica del sector septentrional (la Tramuntana). Finalmente el tercer apartado se refiere a la fracturación y la evolución estructural del Migjorn de Menorca y su influencia sobre el trazado de los torrentes.

Estructura geológica de Menorca

La estructura general de la isla de Menorca se conoció a partir de los trabajos de Fallot (1923) y Bourrouilh (1983). Roca (1992) reinterpretó los datos anteriores aplicando los nuevos conceptos asociados a la tectónica de cabalgamientos. Estos estudios muestran que la isla se encuentra estructurada en un sistema de láminas cabalgantes que están recubiertas discordantemente por depósitos de edad Mioceno superior (Bourrouilh y Colom, 1968; Obrador, 1972/73). El emplazamiento de estas láminas, que involucran materiales del Paleozoico, del Mesozoico y del Oligoceno, se produjo posteriormente al Oligoceno y con anterioridad al Mioceno superior.

Tanto desde un punto de vista geológico como geomorfológico, Menorca se divide en dos partes separadas por una línea imaginaria WNW-ESE que se extiende desde Maó hasta Cala Morell, pasando por Ferreries: a) el Migjorn, que abarca todo el S de Menorca, está formado por materiales del Mioceno superior que forman un anticlinal muy laxo con el eje orientado N-S; y b) la Tramuntana, que reúne todos los afloramientos de edad paleozoica, mesozoica y oligocena; estos materiales se encuentran fallados y plegados por la orogenia alpina y constituyen la mitad septentrional de la isla (Fig. 1).

Con una estructura y unos materiales diferentes, cada uno de estos dos sectores registra etapas diferentes de la estructuración mesozoica y cenozoica de la isla. De este modo, la estructura de Tramuntana refleja principalmente la etapa compresiva desarrollada durante el

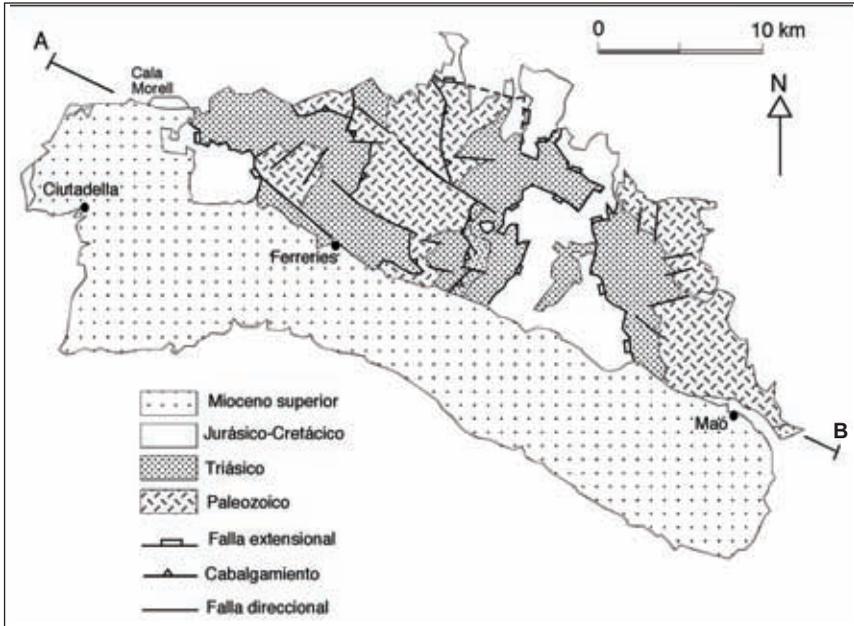


Figura 1
Mapa geológico simplificado de Menorca. También se indica la situación del corte geológico de la figura 2

Oligoceno superior y el Mioceno medio, mientras que la estructura del Migjorn refleja básicamente una etapa extensiva del Mioceno superior seguida de una compresión de menor escala e intensidad durante el Plio-Cuaternario.

La estructura geológica de la zona de Tramuntana de Menorca

La zona de Tramuntana se caracteriza por la presencia de un conjunto de fallas direccionales WNW-ESE y de un sistema de cabalgamientos y pliegues que en superficie presentan una dirección NE-SW y también NW-SE. La presencia de estructuras vergentes hacia el NE como también hacia el NW y SW originó que Bourrouilh (1983) interpretase la estructura compresiva de Menorca como el resultado de dos fases tectónicas: una primera compresiva NE-SW y una segunda también compresiva NW-SE. Roca (1992), a partir de datos cartográficos, deduce que se trata de una sola etapa compresiva con emplazamiento de las láminas cabalgantes hacia el WNW. La geometría ortogonal que presenta la estructura de Tramuntana sería el resultado de la interacción entre las rampas frontales (NNE-SSW) y la oblicuas (NW-SE) de los cabalgamientos. En este trabajo también se han

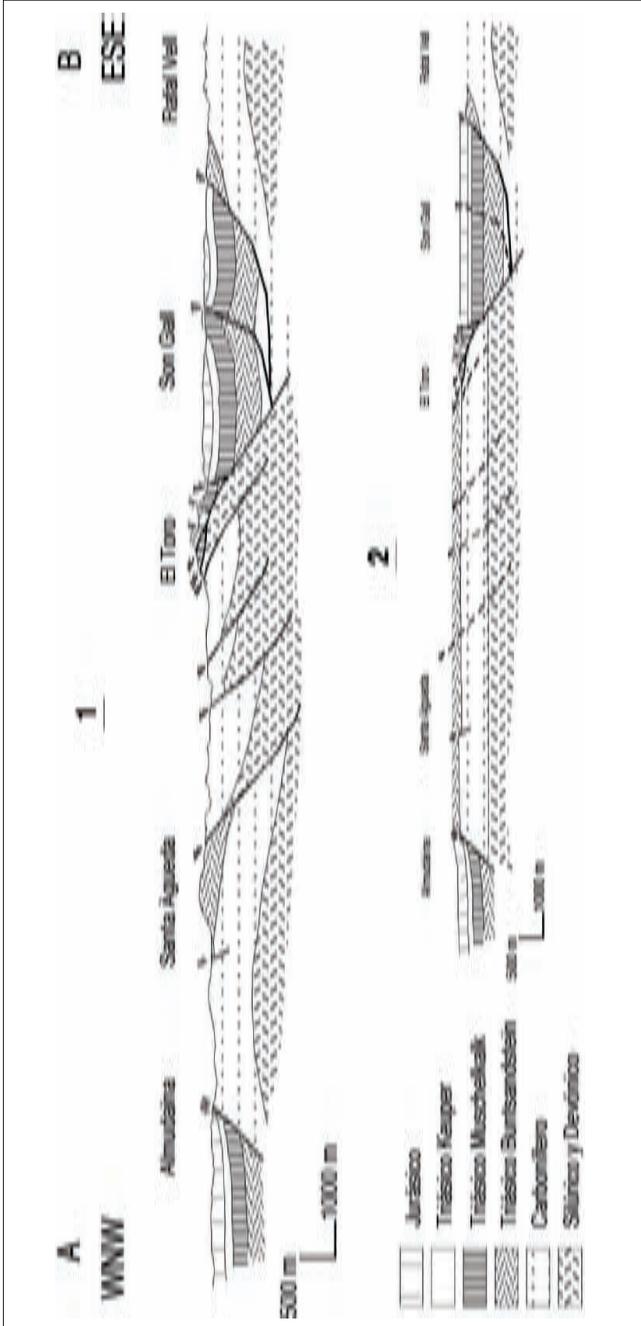


Figura 2
 1) Corte geológico longitudinal a través del sector de Tramuntana de Menorca. Modificado de Bourrouilh (1983) y Roca (1992)
 2) Restitución del corte geológico a la situación anterior al Oligoceno superior, anterior a la compresión

detectado (Fig. 2) fallas extensivas anteriores a los cabalgamientos (estos últimos pliegan las primeras). Este sistema extensivo fue apuntado por Roca (1992), aunque este autor prefirió considerarlo como un sistema de cabalgamientos fuera de secuencia. Aquí se considera el sistema extensivo por cuatro motivos: 1) Las fallas tienen un trazado rectilíneo que induce a pensar que son fallas con un buzamiento pronunciado, a diferencia del escaso buzamiento de los cabalgamientos; 2) Estas fallas extensivas tienen dos orientaciones preferentes, NW-SE y NE-SW, que coinciden con las direcciones de los cabalgamientos; la inversión tectónica de estas fallas normales podría dar la geometría ortogonal de los cabalgamientos. Un argumento a favor de la inversión tectónica es el hecho de que, a lo largo de numerosas fallas, un contacto extensional se transforma lateralmente en compresivo y viceversa; 3) En Mallorca se ha descrito un sistema extensivo mesozoico plegado y fallado por la compresión oligo-miocena (Fallot, 1922; Gelabert, 1998, entre otros); de este modo, la evolución geológica de ambas islas sería similar, como sugiere su proximidad geográfica y el hecho de que las dos pertenezcan al Promontorio Balear; y 4) En la hipótesis de Roca (1992), con dos niveles de despegue regionales en el Paleozoico y en el Triásico Keuper, la práctica ausencia de materiales del Triásico Buntsandstein y Muschelkalk en las láminas inferiores se explica mediante el hecho de que el despegue regional superior corta las láminas inferiores. Si así fuera, el Triásico inferior y medio se encontraría disperso en las láminas superiores; la cartografía de Bourrouilh (1983) demuestra que este hecho no se produce en ningún caso.

En definitiva, la estructura geológica de la zona de Tramuntana consiste en un sistema de fallas extensivas, de orientación NE-SW y NW-SE y de edad anterior al Oligoceno superior, plegado, cortado y parcialmente invertido por un sistema de cabalgamientos vergentes hacia el WNW durante el periodo comprendido entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio.

La estructura geológica de la zona del Migjorn de Menorca

Con el objetivo de descifrar la estructura geológica de la zona de Migjorn presentamos un mapa de la paleotopografía durante la sedimentación del Mioceno superior (Fig. 3). La zona de aguas someras se localiza a lo largo del borde meridional y occidental de Tramuntana, mientras que la zona de aguas profundas se localizan básicamente en el sector central del Migjorn (Barón *et al.*, 1984; Pomar *et al.*, 2002). Como la zona de aguas profundas coincide con el área de mayor relieve en el Migjorn y el margen oriental de la zona de aguas profundas coincide con

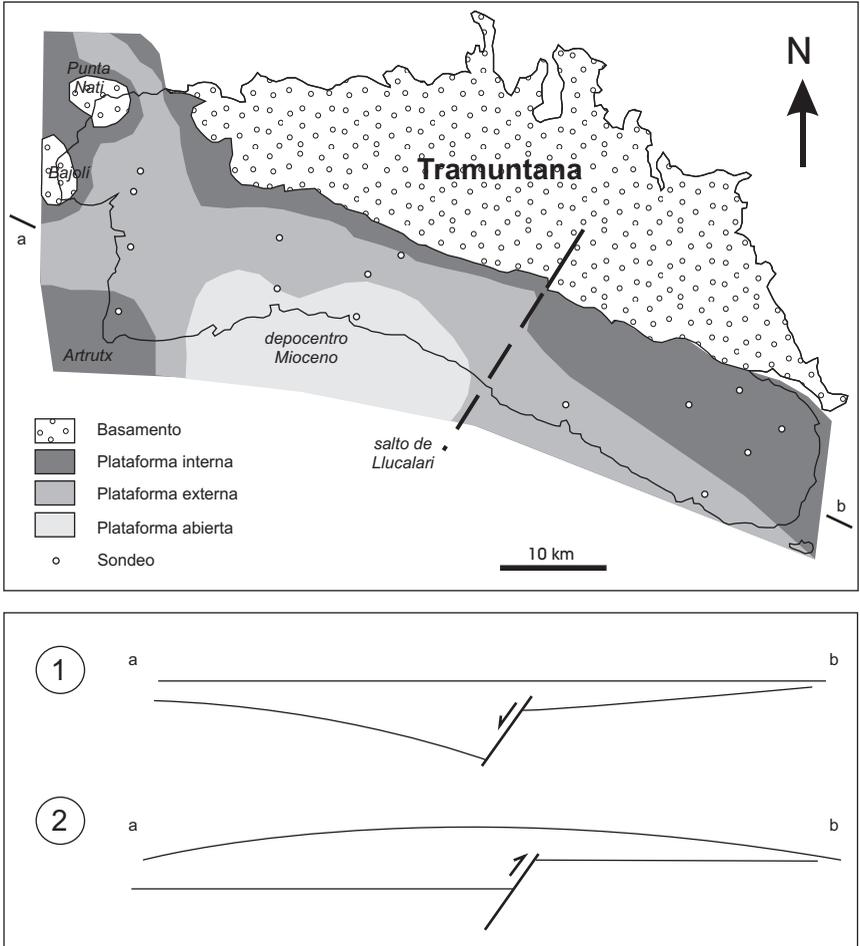


Figura 3

Esquema de la distribución de la paleotopografía durante el Mioceno superior. Corte E-W de la zona del Migjorn durante el Mioceno superior (1) y su posterior evolución durante el Plioceno-Cuaternario (2)

una falla de orientación NNE-SSW en Tramuntana, interpretamos que esta falla controló la paleotopografía, durante el Mioceno superior y funcionó posteriormente como una falla inversa durante el Plioceno, dando lugar a un anticlinal laxo, el cual constituye la estructura general del Migjorn. La orientación del eje del anticlinal es NNE-SSW, paralelo a la citada falla (que incluso aflora en Tramuntana). La cresta de este amplio anticlinal coincide con la zona de mayor relieve del Migjorn.

De acuerdo con Bourrouilh (1983) y Roca (1992), los materiales del Mioceno superior que constituyen el Migjorn de Menorca están afectados por dos sistemas de fracturas extensivas: un sistema orientado NW-SE y el otro N-S. Las fracturas extensivas NW-SE, tienen un salto de orden decamétrico a hectométrico, una longitud que puede llegar a ser kilométrica y un buzamiento preferente hacia el SW. Reconocidas únicamente en el sector central del Migjorn, la geometría del sistema de fallas N-S es bastante desconocida.

Análisis de la fracturación miocena

Para llevar a cabo el análisis de las fracturas se han realizado 30 estaciones que se han agrupado en 18 localidades. En la figura 4 se han representado los diagramas de direcciones para cada una, indicando la localidad y el número de fracturas analizadas.

Se observa que en el sector central las fracturas tienen una dirección predominante N, NNE o NNW, mientras que en los sectores oriental y occidental las fracturas predominantes tienen una orientación E, ENE o ESE, con alguna excepción N o NNE, debido probablemente a fracturas paralelas a la línea de costa, asociadas a la formación del acantilado. Todo el conjunto es semejante a la asociación ideal de fallas propias de un anticlinal suave (Fig. 4).

Perfil sísmico CM-5

El perfil sísmico CM-5 se realizó un kilómetro al W de Ciutadella, con una orientación E-W. En este trabajo se sigue parcialmente la identificación de reflectores de Acosta *et al.* (1986). De este modo, los reflectores más superiores de gran intensidad y continuidad lateral corresponden a los sedimentos del Cuaternario (Fig. 5). A lo largo del perfil la unidad del Cuaternario pasa a una unidad mucho menos reflectiva de edad Plio-Cuaternario. En el perfil sísmico se distinguen los siguientes rasgos: 1) la pareja anticlinal-sinclinal que forman los reflectores localizados a 80-100 milisegundos (mS) de profundidad presenta una continuidad lateral a lo largo del perfil; 2) el final abrupto de los reflectores inferiores (a 125-145 mS), situados en el sector occidental del perfil, contra lo que interpretamos como una falla; 3) el incremento de espesor hacia la falla de la unidad transparente (entre 100 y 125 mS) localizada entre las dos unidades reflectivas inferiores; 4) la unidad más superior del Cuaternario se dispone discordante sobre la unidad que describe la pareja anticlinal-sinclinal a 80-100 mS.

Nuestra interpretación del perfil sísmico se muestra de manera

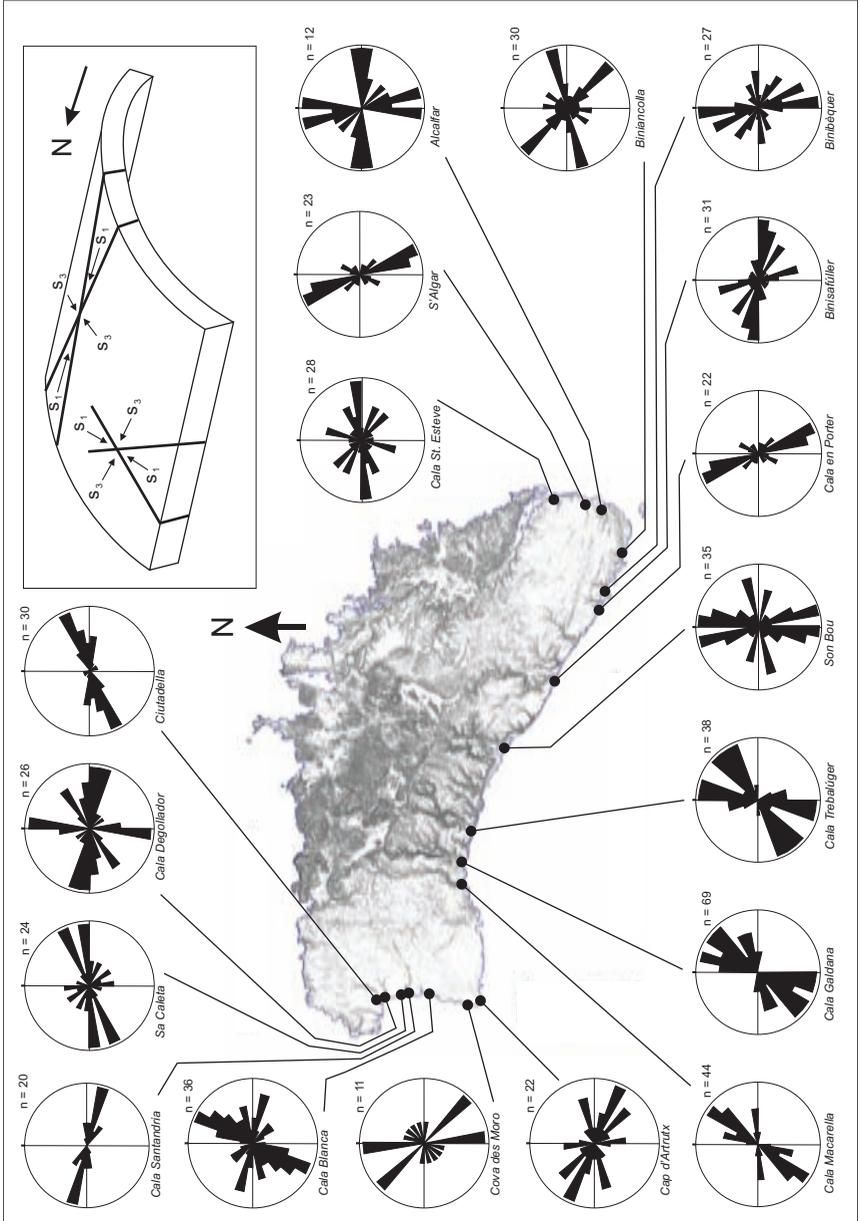


Figura 4

Situación de las estaciones de fracturación realizadas sobre el mapa de pendientes de Menorca. Diagrama en rosa de las orientaciones de falla. En el recuadro, asociación ideal de fallas y sistema de esfuerzos en un anticlinal

secuencial en la figura 5. Una vez se ha restituido a la horizontal la unidad que forma el anticlinal-sinclinal, la unidad horizontal reflectiva más inferior (125-145 mS) buza hacia el E contra lo que interpretamos como una

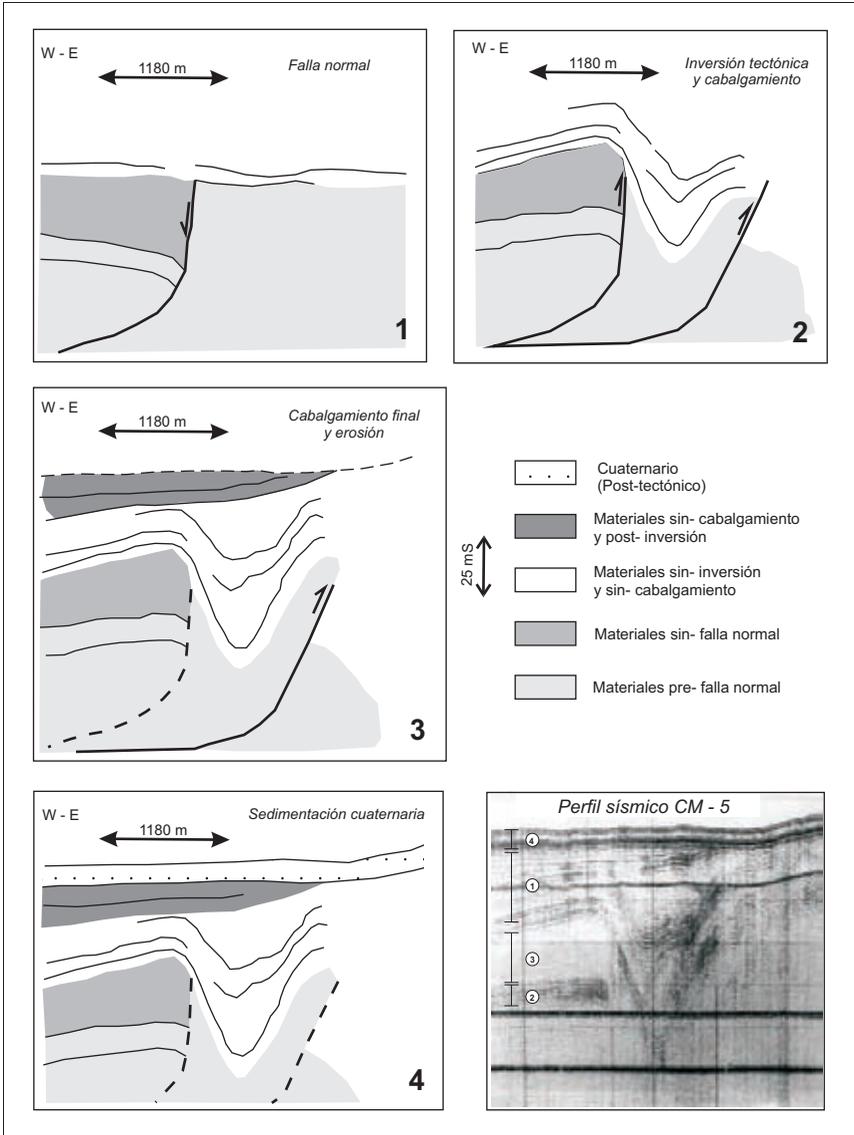


Figura 5
Perfil sísmico de reflexión CM-5 situado al W de Menorca y desarrollo secuencial de la interpretación realizada

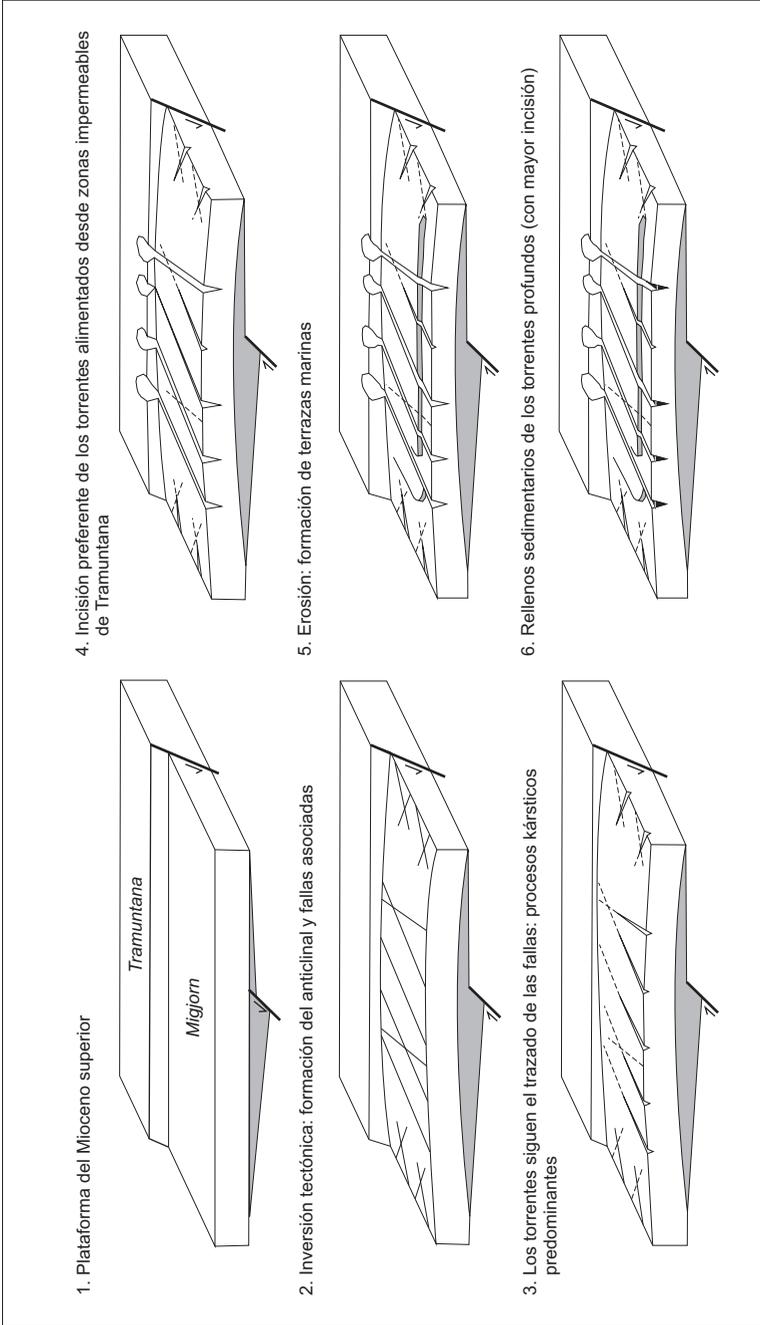


Figura 6
Esquema de la evolución geodinámica del sistema de torrentes del Migjorn de Menorca

falla normal (Fig. 5.1). Debido al incremento de espesor hacia el E, hacia la falla, de la unidad transparente (100-125 mS), interpretamos que el depósito de la unidad transparente se realizó al mismo tiempo que el movimiento de la falla. La posterior inversión de la falla normal causó la formación de la pareja anticlinal-sinclinal (75-100 mS). En la figura 5.3 el pliegue de propagación de falla finaliza su desarrollo y se erosiona. La figura 5.4. muestra el depósito final de la unidad más superior Cuaternaria, discordante sobre las unidades infrayacentes.

En definitiva, se observa un paralelismo entre los datos de campo y los datos sísmicos: el Migjorn de Menorca estuvo afectado por extensión durante el Mioceno superior y alguna falla extensiva sufrió inversión tectónica durante el Plio-Cuaternario, causando el anticlinal laxo que constituye la estructura general del Migjorn.

Discusión y conclusiones

La estructura geológica general de la isla de Menorca es el producto de cuatro etapas de deformación: una primera etapa extensiva durante el Mesozoico y/o Cenozoico inferior, una primera compresión durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, seguida de una extensión durante el Mioceno superior y una compresión suave final durante el Plioceno o Cuaternario. Cada una de estas etapas, en función de su duración, intensidad y edad, ha dejado una huella en la actual estructura de Menorca.

La figura 6 es un esquema de la evolución geodinámica del sistema de torrentes del Migjorn, de acuerdo con los datos geológicos y sísmicos presentados. La inversión y levantamiento de la cuenca del Mioceno superior produjo un amplio y laxo anticlinal con fracturas asociadas paralelas a la dirección del eje del anticlinal (Fig. 6-2). Las fracturas representan caminos preferentes para el desarrollo de torrentes por erosión remontante. Como la litología predominante del Migjorn es la caliza y esta es muy permeable, cuanto mayor sea la superficie de la cuenca correspondiente a los materiales impermeables de Tramuntana, mayor es la incisión de los torrentes. Simultáneamente, torrentes más superficiales se desarrollan en aquellas cuencas cuya área de drenaje corresponda únicamente a las calizas permeables del Migjorn. Finalmente, durante el último episodio transgresivo del Pleistoceno superior-Holoceno, se produce el relleno del valle de aquellos torrentes que presentan una mayor incisión (los de la parte central del Migjorn).

Agradecimientos:El presente trabajo es una contribución al proyecto BTE2002-04552-C03-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

La clásica dicotomía de Tramuntana y Migjorn, de raigambre popular, es una traducción casi exacta de la constitución geolitológica de la isla, más visible todavía en el ámbito geomorfológico.

Tramuntana

Estratigrafía y estructura

A diferencia del resto del archipiélago, en la parte septentrional de Menorca el registro estratigráfico empieza en el paleozoico, concretamente por el devónico, lo cual le confiere una peculiar personalidad. Después del carbonífero se pasa al permotrias, contenido en una representación completa -la clásica- del triásico, y parte del jurásico y cretácico. Por encima del mesozoico apenas apuntan unos manchones de “oligo-mioceno” al E de Fornells y las grandes extensiones de mioceno superior (tortoniense-mesiniense) en el NW (donde asoma el basamento: punta Nati i Bajolí) y toda la mitad sur o Migjorn.

El material paleozoico predominante es la *llosella*, pizarra o mejor argilita de tonos grises oscuros, hasta negros; alguna vez, rojos, ocres o verdes, pero siempre tristes. Es un material exfoliable (de ahí el nombre), de estratificación visible, sobre todo en el litoral NE. La acompañan a veces areniscas, a menudo lenticulares y con manchas rojizas de óxido y algunos conglomerados de matriz caliza donde se hallan cantos graníticos y metamórficos procedentes de un “continente” perdido (¿macizo balearo-corso-sardo?). En conjunto se trata de materiales rígidos y muy fracturados.

Los sedimentos mesozoicos se depositan después de la orogénesis herciniana y cubren dos tercios de Tramuntana. El triásico consiste sobre todo en arenisca roja (*pedra esmoladora*) que trasciende en los frecuentes topónimos (*roig y vermell*) y en lomas alargadas separadas por llanos arcillosos. Santa Àgueda y la penya de s'Indi son fáciles referencias del Bundsandstein. La *pedra del Toro* (en su base) pertenece al Muschelkalk y aparece también en las dolomías de s'Arenal d'en Castell. A las facies del Keuper corresponden yesos y arcillas, cuya plasticidad favorece los cabalgamientos. Los afloramientos son escasos.

El jurásico da en el frente marino acantilados con profundas hendiduras, bloques angulosos y gravas a flor de agua. En el interior, el suelo pobre no permite más que *marina*, áspera y hostil. Aflora en la cúspide del Toro, los llanos de Alaior, cabos de Fornells y Cavalleria. Son dolomías gris claras, “café con leche”, de textura brechoide. El cretáceo tiene calizas de grano fino, pero trasciende poco, excepto en una faja costera del este de la península de Fornells.

El cuaternario se reduce a rellenos fluviales, eolianitas y dunas holocenas. Parecen las más antiguas las de Cavalleria, cap de Fornells i el Sivinar de Mongofre; luego las de l'Illa de l'Aire, las tirrenienses (?) y las holocenas/actuales de Binimel·là, Tirant, cala Pregonda, etc. (Servera, 1997).

La estructura de Tramuntana consiste en un triple cabalgamiento producido durante el mioceno inferior de láminas orientadas NE-SW y vergencia hacia NW, con horizontes de despegue en las limolitas del silúrico y las arcillas irisadas del keuper. El manto imbricado más oriental, el más sencillo, cubre casi la mitad de la extensión hasta el pie de el Toro donde se sitúa el frente que desde Cavalleria se alinea hasta Turmadent al S de es Mercadal. Destacan las dolomías jurásicas que “flotan” sobre las arcillas del Trias. El manto intermedio es el más complejo (Rossell y Llompart, 2002) donde han rejugado las estructuras hercinianas con los movimientos alpinos. Los materiales grises paleozoicos, pueden montar sobre los rojizos permotriásicos. El manto occidental tiene materiales paleozoicos y triásicos que cabalgan la rígida plataforma de dolomías jurásicas del NW, pero el mioceno las fosilizó más allá del umbral de Son Morell-Biniatram (Vid. en este mismo volumen los trabajos de Fornós y Obrador; o el de Gelabert).

Geomorfología

Todos estos componentes redundan en un paisaje de colinas y “planos altos” (Fig. 1). Las colinas, enlazadas unas con otras, conservan manchas de encinar y pinar. Unas eminencias modestas grises o negruzcas, redondeadas o agudas pero siempre humildes, aunque sean “lo más elevado” de la isla corresponden a la *llosella*, areniscas y calizas paleozoicas; el resto, rojizas, a veces de tipo “cuesta”, a las areniscas y arcillas permotriásicas. El sombrero jurásico de el Toro (360 m) es una caliza que sobremonta el triásico y el paleozoico de es Mercadal. Si el paleozoico representa, más o menos, lo más “alto”, el mesozoico-mioceno coincide aproximadamente con lo “bajo”. La pendiente media de Tramuntana (calculada por J.E. Pardo) es de 9,09% -contra 4,61% del



Figura 1
Paisaje de colinas y “planos altos” de Tramuntana

Migjorn- y la altitud media, 71,5 m frente a 62,6 del Migjorn. Son matices interesantes, aunque no hay que menospreciar las extensas depresiones inferiores a 30 m s.n.m. que suponen una cuarta parte de Tramuntana.

Estas depresiones han tenido un papel histórico en la repulsión del poblamiento y ahora se ven ocupadas por pantanos y marismas bastante bien conservados. La media docena de espacios húmedos principales son, de W a E, l'estany de Binidonaire (Tirant), s'Arenal de Son Saura, ses Salines Noves d'Addaia, es Prat de Cala Presili (minúsculo) y s'Albufera des Grau con es Prat correspondiente. Por otro lado, no podemos desconectar tales espacios de una red hidrográfica irregular que la (neo)tectónica ha permitido que fuera captada desde el sur. La disposición conjunta de la isla en tres sectores desnivelados corresponde a una falla inversa (normal reactivada) pliocénica que va desde la base oriental de el Toro a Son Bou y se traduce en un regular abombamiento del sector central de la isla (Gelabert, en este mismo volumen). De todos modos, a efectos de escorrentía superficial, conviene recordar la baja permeabilidad del devónico, carbonífero, pérmico y Keuper, y la acusada permeabilidad del muschelkalk y jurásico (calizas y dolomías), para interpretar la red.

El Migjorn

Una plataforma combada y fracturada

La formación de la plataforma carbonática por progradación de una rampa, con barras y frentes arrecifales en mar somero, se traduce en superficies ligeramente inclinadas hacia el sur con un gradiente medio del 10 ‰. Sin embargo, la gran plataforma, afectada por un abombamiento anticlinal considerable, ha dado lugar a diversas áreas. Bourrouilh (1973 y 1983) hablaba de bloques o zonas desniveladas, una central más elevada e inestable, mientras que la occidental y la oriental serían más estables y, desde luego, más bajas. El límite oeste del sector central se halla entre Macarella y Cala en Turqueta hacia Torrellafuda, mientras el confín del este puede trazarse con una línea imaginaria de Son Bou a Alaior (Fig.2). Cabría matizar el comportamiento del espacio Penyes d'Alaior-Torralba, que no encaja en la llanura de Maó, Sant Lluís y Es Castell. Los tres -o cuatro- espacios reseñados están afectados por fracturas NNE-SSW, resaltadas a veces por la red hidrográfica. Una superficie de erosión postmesiniense (pliocena?) tendría que haber “unificado” los niveles a una cota parecida a la que se repite entre el sur de Ferreries y el de Alaior a unos 100-120 m; no obstante, la disposición de las llanuras de los dos extremos de la isla hace pensar en movimientos posteriores. Estudios de detalle, cuenca por cuenca, permiten detectar escalonamientos locales en que han intervenido también la acción fluvial y la disolución cárstica.

El análisis morfométrico realizado sobre modelo tridimensional y fotointerpretación nos ha descubierto unas crestas o fajas de gran longitud y anchura variable de 200 a 300 m que se suceden a lo largo de decenas de kilómetros con cierta continuidad y casi paralelas al litoral actual. Se trata posiblemente de barras de progradación arrecifal o de bordes de una rasa (en emersión?), cuyo reflejo litológico se traduce en ligeros escalonamientos y, a veces, incisiones “epigénicas”. La ventaja topográfica que suponen es a menudo aprovechada por conjuntos talaióticos dominantes. En la Fig. 2 se observa que el sector central contiene tres crestas más o menos paralelas, la más baja de las cuales coincide con la isohipsa 100 m. En los restantes sectores sólo encontramos dos o tres alineaciones patentes y, en el caso de Ciutadella, dos muy separadas.

Una red fluvial diversa y desconcertante

Un llano calizo o calcoarenítico no es el lugar de elección de una red fluvial bien desarrollada, es decir, evolucionada con “lógica” de hidráulica superficial. La relativa frecuencia de depresiones cerradas y

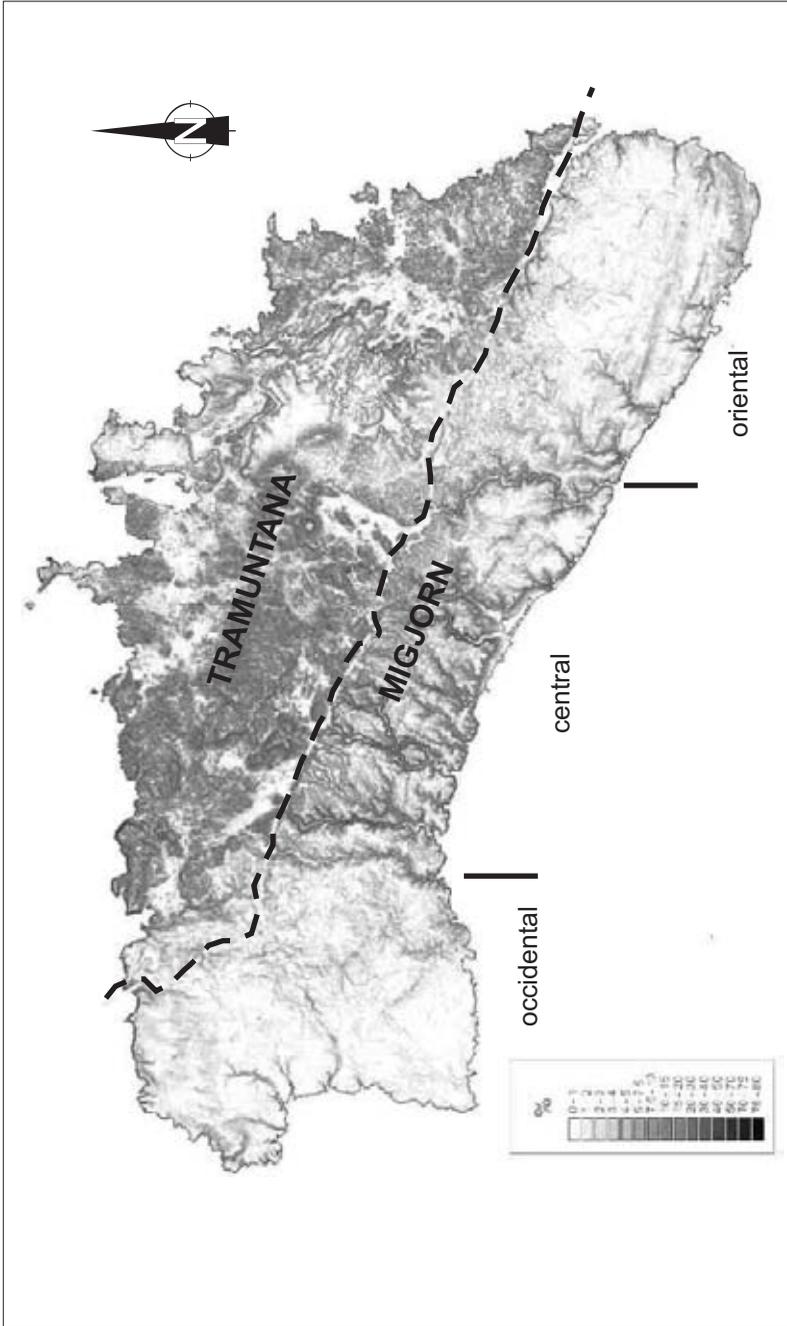


Figura 2
Mapa de pendientes y principales unidades geomórficas de Menorca (J.E. Pardo)

cursos que “ni van ni vienen” impone un tratamiento diferenciado entre cursos funcionales o “funcionables” y canales, *canals*, palabra bien viva en la isla, relictos o absolutamente difuntos.

Los espacios *endorreicos* y *arreicos* no pueden faltar. Hay media docena de poljes con ejes próximos a los 1.000 m y bordes muy poco pronunciados; se encuentran en la parte occidental y, sobre todo, en la oriental; no en el sector central más tectonizado. El polje de Torrellafuda, que se inscribe en un alto llano de 110 m, posee un eje superior al kilómetro. El de Sant Joan de Missa (+25 m) tiene unos 1.400 x 500 m y una dolina invaginada. Al E de Sant Climent y a unos 90 m s.n.m. se abre un polje de 550 m de eje. Na Plana (al W del aeropuerto), a 85 m, es una depresión redonda de 650 m de diámetro. En Binissafúller empieza una retahila de hondonadas muy someras en sentido E-W a lo largo de 2,7 km, que abarcan el extremo meridional de la pista de aterrizaje. No tan casualmente, el antiguo aeródromo de Sant Lluís (50 m s.n.m.) ocupa otra depresión endorreica.

Las dolinas detectadas se cuentan por decenas, pero quedan muy pocas cerradas del todo. Incluimos depresiones de eje inferior a los 500 m, que abundan tanto en el espacio occidental por bajo de la isohipsa 100, como en el sector elevado central y en el inferior occidental, siempre por encima de los 50 m s.n.m. La gran mayoría aparecen desbocadas por la erosión retrocedente de los barrancos encajados. Más de una está en contacto con una de las crestas-barras que comentábamos en el apartado anterior: no es descartable que la litología haya ejercido su papel. Las “semidolinas” o colapsos que se abren hacia los colectores hídricos obligan a avanzar la pregunta: ¿son anteriores al encajamiento o a la organización fluvial?; ¿son los determinantes de ella?

Espacios *arreicos* hay muchos discontinuos que, aparte ocupar ciertos interfluvios de los barrancos, suelen coincidir con las tierras más magras y las parcelas más extensas del Migjorn. En la parte más elevada de la plataforma encontramos uno muy personalizado de 2 o 3 km², a 100 m s.n.m. en Torretrencada-Torrellafuda. Entre Llucassaldent y Binialmés (120 m) otro espacio *arreico* cubre 3 km². El rellano de Llucalari (85 m s.n.m.) suma su escaso 1 km² a los 4 de les Penyes d'Alaior que tienen un casi imperceptible gradiente hacia el interior. En los bajos llanos de Ciutadella, entre 30 y 10 m de altitud, la gran superficie de Torresaura-Son Catlar excede los 10 km² sin un módico aparato hídrico. Pero tal vez el espacio más característico sea el comprendido entre los dos aeropuertos del S de Maó (50-60 m s.n.m.) -muy parcelado, por cierto- que abarca 8,5 km².

Las *densidades* de canales por unidad de superficie, que en territorios

subáridos suelen ser elevadas, aquí presentan una gran dispersión entre 0 de espacios arreicos como el de la baja plataforma de poniente y 4.050 (m/km²) en el sector central realzado y diseccionado. Las diferencias litológicas no justificarían el margen, las funcionales, sí. Además, la fracturación interviene decisivamente en la densidad del drenaje.

En el mapa fisiográfico, en efecto, se ha de distinguir entre *cauces funcionales* y *relictos*. Aunque hablemos de una funcionalidad modesta y a veces sólo “posible” (por su carácter espasmódico o por el larguísimo período de retorno), el otro extremo es claro: son aparatos absolutamente “fuera de servicio”. Los barrancos funcionales más importantes coinciden siempre con calas destacables -que precisamente fueron el punto de arranque de nuestra investigación- y con un no menos interesante aguazal. De W a E, Macarella recibe el Barranc de Santa Anna, Cala Galdana el d'Algendar, a la de Trebalúger afluye el barranco homónimo y el afluente de sa Cova; en el Prat de Son Bou se juntan el Torrent de Son Boter y el Barranc des Bec y en Cala en Porter termina otro barranco homónimo, escaso de tributarios. Estos siete aparatos se llevan con mucha ventaja la mayor parte de las cuencas eficaces del Migjorn. Otra media docena, mucho más escuálidos, siguen el mismo modelo.

Dos rasgos característicos llaman la atención del observador: la incisión a menudo muy acusada y los falsos meandros o cambios repetidos de dirección, aunque predomine la orientación general NNE-SSW. Los barrancos más encajados corresponden lógicamente al sector alzado central y especialmente al de Algendar que, al pie de Torrepatxina, muerde más de 60 m casi a plomo. El colector principal del Barranc de Trebalúger tiene idénticos caracteres, extensibles al de sa Cova. Ahora bien, hay que anotar que algunos tributarios no han desarrollado esta incisión, como si pertenecieran a otro sistema: es el caso de los afluentes del Barranc d'Algendar procedentes del NE, que apenas se embuten 20 o 30 m y suelen tener una especie de escalón de confluencia. De todos modos, el caso más notable (Fig. 3) es un curso colgado de 1,8 km de largo que viene de Son Mercer de Baix y se mantiene 30 m por encima de los cauces inmediatos, recorriendo el interfluvio e insumiéndose en un *avenc* a 43 m s.n.m. El Torrent de Son Boter pertenece al modelo inciso y en algunos tramos lo acentúa con más de 70 m de cantil.

Los indicios de aparatos relictos o paleocanales abundan y sugieren un clima anterior más lluvioso y/o -sobre todo- freáticos más altos, es decir, más cercanos a la superficie. Determinadas capturas pueden haber coincidido con episodios tectónicos del sector central. En las plataformas bajas occidental y oriental hay una serie de cauces, bien visibles a veces,

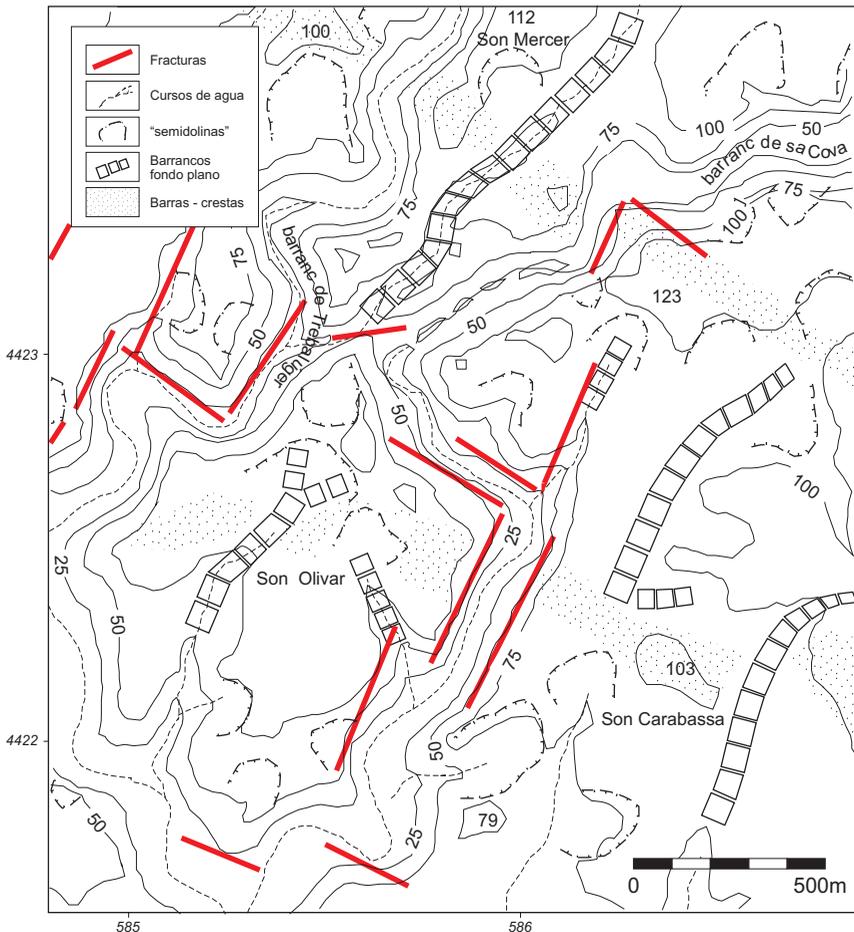


Figura 3
 Croquis geomorfológico del sector central del Barranc de Trebalúger. Curso colgado de Son Mercer y otros de fondo plano

cuyas direcciones de escorrentia no coinciden con la dominante actual. Al S de Ciutadella menudea una tendencia hacia SW, incluso en pequeños *canals*; no obstante, los dos aparatos más conspicuos son el que “desemboca” en Cala Santandria y el más complejo paleocanal, sin salida, del Lloc de Monges, con un doble meandro que va a parar a un *avenc*. Por el lado de levante (S de Maó) la escorrentia se dirige a SE con trazas más difuminadas. Hay un doble meandro en la misma área urbana que se esfuma al N de Trepucó; otro canal ondulante acabaría en el polje del aeropuerto de Sant Lluís y otro más largo debía cruzarlo por el S y llegar cerca de es Rafalet Vell, *sin conectar* con el barranco funcional. Tal vez es más notable la parte relicta que prolonga al N el Barranc de ses Penyes por

Algendar, Talatí y Alcaidús. El sector central, en vez de cauces relictos, contiene muchos *canals* y *canalons* de fondo plano que, si bien proceden de sistemas anteriores, se han refuncionalizado y jerarquizado al encajarse sus colectores. Al S de Muntanya Vella un ancho paleocanal que nace a +106 m se dirige hacia SW durante 1.300 m y muere en el polje de Totlluc a +95 m, cuando “debería” ir a parar al Barranc de Santa Anna. Los tributarios por la izquierda del Barranc d'Algendar y del d'Algendarret llegan a mostrar dos o tres niveles diversos de circulación en los que se combina la presencia de algún *avenc* como el de Binimassó. El sistema de Trebalúger deja ver segmentos inconnexos, p.e. en Biniatzem, al pie de Muntanya Grossa de sa Font Redona, en el mismo límite del permotriás. La traza palmeada de Es Migjorn Gran reúne cuatro canales de fondo plano que “irían” a parar al Barranc de Binigaus, pero no pasan del *avenc* inmediato a la depuradora. Dentro del bloque mediobasculado del S de Alaïor, donde “deberían” haber penetrado el Barranc des Bec o el de Cala en Porter, hay muchos tramos de canales relictos.

El gran *impluvio* de Sa Mitjania condiciona y explica la morfogénesis y la organización hídrica del Migjorn. Es obvio que el solapamiento del roquedo miocénico sobre el zócalo paleozoico y el buzamiento originario dirigen el agua subterránea de más de media isla hacia el sur. La superficial también resulta ostensiblemente afectada, pudiéndose hablar de una escorrentía alóctona del Migjorn. La hendidura del Barranc d'Algendar que -por captura o cambio- de dirección drena Es Pla Verd (una cuenca colgada de 12 km² sobre el paleozoico) ha tenido que cortar más de 70 m de plataforma miocena en un umbral de menos de 35 m s.n.m. La depresión está rellena de materiales de meteorización del permotriás en lugar de aluviones exteriores. Hacia Ferreries el Barranc de Trebalúger lleva la divisoria de aguas a 200 m de altitud, pero el captador principal de ellas es el Torrent de Son Granot que ha bajado el umbral a +58 m, justo al S del pueblo donde ha tenido que canalizarse. La penetración “pirática” implica unos 9 km², mientras la del Torrent de Son Boter (7 km²) y del Barranc des Bec en Tramuntana, sin ser tan espectacular, es muy efectiva. García Senz (1985) calculó en 43,2 km² el solapamiento hídrico del Migjorn sobre la Tramuntana geológica. Cabe notarse que sin la alimentación de Sa Mitjania y parte de Tramuntana (de roquedo menos permeable), los grandes colectores centrales serían algo bastante distinto de lo que son. Dejando aparte oscilaciones eustáticas y pulsaciones neotectónicas, nunca hubiesen podido labrar las gargantas y estrechos que han excavado. Sin olvidar los fenómenos cársticos.

Por otro lado, la red fluvial del Migjorn está sometida a una verdadera

tiranía fractural. En el croquis geomorfológico se reportan accidentes deducidos por fotointerpretación no siempre fáciles de comprobar en el terreno fuertemente antropizado. Una ojeada rápida muestra que las pequeñas y cortas fracturas se acumulan en el sector central y en el colateral de transición del este, con un cierto predominio de rumbos NNE-SSW, el sentido de la máxima pendiente.

De todos modos lo más importante es justificar los frecuentísimos y desconcertantes cambios de dirección o pseudomeandros que ostentan los barrancos revisados. Desde luego sería engañoso hablar de “meandros encajados” o embutidos en el paisaje de plataforma y la única alternativa exocárstica sería recurrir a dolinas “aprovechadas” por una red posterior, hipótesis puntualmente defendible. Las medidas de rumbos y su tratamiento estadístico realizado por J.E. Pardo, sin embargo, nos inclina a pensar que la mayoría de cambios de dirección siguen líneas de debilidad, pequeñas fracturas e incluso fallas. Esto vale para los cauces comprendidos entre los que desembocan en Macarella y Es Canotells, respectivamente, de poniente a levante.

Arreísmo y carstificación

Los conceptos de endorreísmo, exorreísmo y arreísmo se refieren teóricamente a la escorrentía superficial y por ello en una plataforma caliza nos dejan algo descolocados. La presencia de *avençs*, más o menos poco funcionales, justifica espacios endorreicos que oscilan entre la dimensión de una pequeña dolina de 0,5 ha, poljes de 2 km² o más y llanos indiferenciados que pueden llegar a 20 o 30 km². Otros autores (García Senz, 1985) manejan conceptos y terminología algo diversos.

La realidad geomórfica de la plataforma no puede minimizarse nunca, pero la conducta hidrográfica es muy diferente en el espacio central de la de los dos espacios más monótonos de poniente y levante donde la escorrentía actual se reduce a la más mínima expresión, cuando no inexistencia. Esta monotonía apenas es alterada por las sutiles crestas que hemos mencionado. Si en el sector central, más animado tectónicamente, las referidas crestas han sido hendidas por los barrancos, en los llanos extremos no ha sido así.

El autor citado se resiste a reconocer como poljes o dolinas la mayoría de depresiones evanescentes y las atribuye, tal vez con acierto, a fenómenos epicársticos que habrían provocado ligeras subsidencias. Postula la preexistencia de “paleovalles” que se habrían desarticulado con posterioridad. ¿No podría ser al revés, una superficie evolucionada en *otro* clima y con *otro* freático más alto, afectada por un cambio pluviométrico

y/o de nivel de base? De todos modos, la sutil hondonada de 3.700 m de diámetro del triángulo Maó-Sant Lluís-Sant Climent no muestra demasiada unidad; más clara es la de 2.900 x 1.600 m del este de los aeropuertos. Por el lado de Ciutadella hemos comprobado un mayor desarrollo y organización de los paleocanales.

Dolinas *s.s.*, García Senz (1985) sólo localiza 21, la más canónica de las cuales para el autor es Na Plana, de 1 km de diámetro. Más arriba hemos detallado muchos espacios deprimidos de categoría diversa, pero ahora y aquí no podemos soslayar la obsesiva repetición de dolinas desbocadas de un diámetro entre 150 y 300 m que se abren a un colector funcional o forman *culs-de-sac* de pequeños afluentes. Se cuentan por centenares: el Barranc de Santa Anna muestra una treintena; las que vierten a los ejes del d'Algendar son más de cincuenta y a la cuenca de Trebalúger, al menos cuarenta. Si evocamos el papel indiscutible de las dolinas desfondadas y los colapsos en las costas, nos inclinamos a pensar en un paisaje "prefluvial" tachonado de depresiones pequeñas y medianas que procuraría la explicación en clave cárstica del modelado del sector central.

Los segmentos acañonados de los barrancos se han aludido ya y puede ponderarse su encajamiento superior a los 50 m con una justificación cárstica: disolución y sobreincisión por hundimiento o reutilización de cursos epigeos anteriores. El detalle de la ausencia casi absoluta de cantos entre los sedimentos fluviales otorga mayor papel a la disolución, bien que las gravas puedan haber sido sepultadas por la transgresión.

El litoral

En otro capítulo, lo recorreremos más detalladamente; ahora y aquí nos limitamos a consideraciones generales que sirvan para un modelo interpretativo.

El carácter acusadamente recortado de la costa septentrional, sobre todo de su segmento central, tiene mucho que ver con la tectónica y con el relieve interior, de tal modo que si el nivel marino subiera 5 m, las calas y aguazales se convertirían en auténticas rías. Las grandes líneas topográficas responden a una trama de fracturas, probablemente hercínicas, que se cruzan en un ángulo de 45°: las de dirección N-S y las de orientación NE-SW, reactivadas con el cabalgamiento alpino. Todavía hay que contar con accidentes NW-SE, más bien desgarres, de edad cenozoica. Con todo ello se resuelve el mosaico o rompecabezas de Tramuntana y su peligroso litoral.

El basamento jurásico-cretáceo resalta (aparte punta Nati y Bajolí) en Corniola, entre cala Morell y Algaiarens. Una fractura muy conspicua

separa el buntsandstein de sa Falconera, mientras la imbricación de mantos en Cala del Pilar descansa sobre la lámina intermedia donde el paleozoico domina, con apuntamientos triásicos en las Illes Bledes. El macizo paleozoico de Cavalleria es cruzado por el cabalgamiento del manto intermedio sobre el oriental y lanza la avanzada mesozoica del Cap de Cavalleria e Illa des Porros (Fig. 4). Vuelve el paleozoico en Cala Tirant, separado por la Serra des Boc de la más compleja cicatriz de la bahía de Fornells, flanqueada a su vez por el espolón mesozoico de sa Talaia (123 m). El material jurásico-cretáceo de Punta des Codolar-Addaia propicia el mayor intrincamiento, de estilo galaico, justo en el contacto con el paleozoico. El restante litoral pertenece a estos terrenos y muestra un vigoroso cambio de dirección en Cap de Favàritx o Capifort y una intensa articulación en la que cuenta s'Albufera des Grau.

La configuración global de la mitad meridional de la isla -incluido sus flancos- responde claramente a la estructura de la plataforma carbonática que se solapa sobre el zócalo fracturado que sólo asoma en la parte NW, concretamente en el Cap de Menorca-Bajolí y Punta Nati, basculando la superficie hacia el S. Dos fracturas profundas que se cruzan cerca de Ciutadella justifican el ángulo casi recto que describe la costa. La mayor parte del litoral meridional -más de 30 km- adopta una orientación WNW-ESE, paralela a unos accidentes interiores señalados por

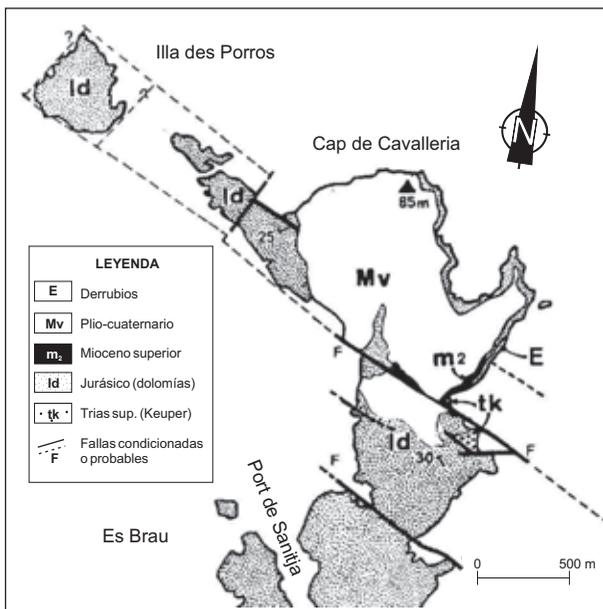


Figura 4
Croquis geológico simplificado del Cap de Cavalleria, donde se aprecia el control estructural sobre el recorte del litoral. Modificado de Bourrouilh (1973)

Bourrouilh (1973) y también a algunas de las crestas tantas veces aludidas por nosotros. La costa sudoriental vuelve a ser casi rectilínea y parece responder a otra fractura de zócalo que va desde la Illa de l'Aire hasta el oeste de La Mola. El notable puerto de Maó, si no es una ría (Rosell y Llompart, 2002), coincide estrepitosamente con la gran falla que separa los dominios de Tramuntana y Migjorn.

Empezando el recorrido en sentido antihorario, la punta de s'Esperó (la Mola) introduce uno de los segmentos más hostiles del litoral insular que preside Cap Negre (*Ilosella* paleozoica) con escasa articulación. A continuación viene el primer gran accidente, s'Albufera des Grau, golfo residual de casi 2 km², cerrado por una restinga y una playa abierta a NE, protegida por l'Illa d'en Colom que nos introduce en una costa paleozoica muy articulada con cantiles de más de 30 o 40 m (Cala Rambles, Cala Presili, Cap de Favàritx, Punta Mongofre).

La articulación se exagera entre Cap de Favàritx y Punta Redona y alcanza máximos en Cala Molins y Port d'Addaia (medieval, con salinas y una penetración de 3.700 m). El índice bruto supera el 3,8, sin contar los perímetros de numerosos islotes e islas. S'Arenal d'en Castell queda al fondo de una recalada muy compleja en roquedo mesozoico de escasa elevación; s'Arenal de Son Saura muestra el cierre de una pequeña albufera.

El robusto promontorio disimétrico de sa Talaia o Mola de Fornells forma en su flanco oriental un acantilado medio-bajo muy articulado. Al fondo de la cicatriz más recortada de Fornells -único puerto activo de Tramuntana y con un espacio resguardado de 400 ha- queda una albufera residual y una salina. Más al oeste la profunda Cala Tirant abraza con una restinga la extensa albufera de Binidonaire y dunas de dos o tres generaciones (Rosell y Llompart, 2002) que volveremos a encontrar en Binimel·là, Cala Pregonda y es Aloquets.

Cap de Cavalleria e Illa des Porros se lanzan 4 km al N con anchuras inferiores a 250 m y un umbral de 0,23 m (Cala Viola) que saltan las olas, pero la costa del faro roza los 90 m de altitud; su inmediata s'Olla debe de ser un colapso de estilo meridional. En la atormentada península se halla el notable Port de Sanitja (770 x 100 m, NNW-SSE), de ejecutoria clásica (*Sanicera*), muy activo en la edad media.

Un litoral irregular de puntas, caletas e islotes (des Coloms y Bledes, triásicos) es de roquedo básicamente paleozoico, perteneciente al manto intermedio. En Cala del Pilar se pasa al manto cabalgante occidental con un fuerte descenso topográfico. Más allá, los cantiles triásicos de sa Falconera superan los 100 m, pero se interpone la rada de Algaiarens,

prolongada por la Vall de sa Font Santa, cuenca fallada en el triásico, de unos 25 km², en conflicto hidráulico con es Pla Verd-Alputze. Por erosión diferencial emergen los peñascos (+50 m) mesozoicos de Corniola y, más allá de Cala Morell, las calizas del Migjorn alcanzan la costa con cantiles de 80 m. En la protuberancia noroccidental de Ciutadella se impone el afloramiento del basamento en Punta Nati y en el finisterre de Cap de Menorca o Bajolí.

El ángulo SW del gran término de Ciutadella, podemos considerarlo en tres segmentos. El primero, del oeste de la capital histórica, contiene un entramado de fallas que se traduce en la intrincada disposición de calas y caletas (d'en Forcat, en Brut, en Blanes) e incluso en el mismo angosto puerto de Ciutadella. Un segundo segmento N-S, muy carstificado, se caracteriza por la presencia de rasas y cantiles modestos que no suelen alcanzar los 10 m, aunque pasen los 15 en algún punto. Aquí se abren tres calas notables que coinciden con desembocaduras de canales relictos. El tercer segmento, desde Cap d'Artrutx hacia levante, llega a las playas de Son Saura donde empieza a notarse la repercusión tectónica. Es una costa muy baja, probablemente subsidente, en la que destacan hundimientos de dolinas como "es Lago" y la playa de Son Xoriguer.

Entre la Talaia d'Artrutx y Macarella se impone una tectónica de fractura con elevación progresiva de la costa y una reiterada orientación WSW-ENE. Aquí empieza la sucesión de calas más bellas y espectaculares, todas implicadas con aparatos fluviales, unos menos funcionales que otros. Las dos principales, Cala Galdana y Trebalúger, además, han ocupado el espacio de grandes dolinas hundidas o *cockpits* en un tramo donde el acantilado roza los 50 m de altura. Todo el resto de la costa meridional hasta la Illa de l'Aire adopta una clara orientación NW-SE, provocada por una fractura y el cantil culmina verticalmente a 74 m s.n.m. en Ses Penyes d'Alaior. Antes se interpone la depresión pantanosa de Son Bou, heredera de una gran cala producida por hundimiento tectónico.

Aparte de las "olles" generadas por colapso (Fornós *et al.*, 2002), el resto de calas "fluviales" (Cala en Porter, Es Canotells, p.e.) han experimentado un radical acortamiento por los sedimentos que las han colmatado. De todos modos, en este tramo coincidente con el sector más tectonizado del Migjorn las fracturas de corto alcance se imponen tanto en el relieve como en el trazado litoral.

Desde Es Canotells hacia levante, el paralelismo de dos o tres barrascostas litológicas marca el perímetro litoral, de modo que entre Biniparratx y la Punta des Mabres, se identifican con la costa. La Illa de

l'Aire, pese a su revestimiento eolianítico cuaternario, se integra en el aludido esquema de crestas.

Entre Punta Prima y Maó una suave incurvación nos lleva a la costa meridiana que limita un llano cárstico ligeramente inclinado, por lo cual el litoral no suele exceder unos metros de salto. Sin embargo, se insinúan varias calas con un postpaís fluvial absolutamente relictos. En el flanco meridional del puerto de Maó se abren cuatro o cinco caletas perpendiculares en un acantilado que suele superar los 10 m. Cala Figuera tiene un estilo sugestivamente fractural, igual que la de Sant Esteve, con interesantes paleoniveles marinos y cubiertas eolianíticas.

Agradecimientos:

El presente trabajo es una contribución al proyecto BTE2002-04552-C03-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Introducción

La isla de Menorca presenta un paisaje donde abundan las litologías calcáreas, lo cual requiere una referencia específica a las formas de erosión propias de esta clase de rocas. Sus dos grandes regiones naturales -Tramuntana y Migjorn- muestran un modelado kárstico provisto de rasgos característicos bien diferenciados y peculiares, aunque es necesario resaltar, ante todo, lo modesto de las formas resultantes; en este sentido conviene ser conscientes de que el karst menorquín, a pesar de su indudable interés, probablemente no será objeto de referencias frecuentes en los manuales sobre esta materia.

La morfogénesis epigea

El modelado kárstico superficial de la isla es pobre en cuanto a la variedad y magnitud de las formas observables. Esta afirmación es válida tanto en el caso de las calizas mesozoicas de la región de Tramuntana, como en los materiales del Mioceno superior del Migjorn.

El lapiaz es prácticamente inexistente, si exceptuamos las formas alveolares originadas bajo un poco potente sustrato edáfico (*criptolapiaz*), así como el variado repertorio de cubetas, pequeños pináculos y superficies rugosas en general, que caracterizan a los procesos de destrucción de los litorales carbonatados.

Las depresiones exokársticas no pueden ser calificadas de abundantes ni de espectaculares. Aparte, por ejemplo, de pequeñas depresiones fuertemente controladas por la fracturación, existentes en las dolomías de la península de s'Albufereta (Fornells), el Migjorn de Menorca alberga un número apreciable de dolinas (García-Senz, 1985), de magnitud decamétrica o hectométrica en planta, las cuales presentan hoy en día un drenaje endorreico. En general, estas formas de superficie son más numerosas en los extremos oriental y occidental de la región del Migjorn. La escasa profundidad que alcanzan dichas depresiones, junto con el elevadísimo grado de antropización del paisaje, hacen casi siempre dificultoso el reconocimiento de dichas áreas deprimidas. En el fondo de estas cubetas es frecuente encontrar sumideros (Fig. 1), en ocasiones penetrables, pero siempre de muy escaso desarrollo subterráneo.



Figura 1
Sumidero impenetrable situado en la zona más deprimida de una dolina del Migjorn menorquín

Algunos rasgos peculiares del modelado epigeo, en los materiales de plataforma carbonatada del Migjorn, son el resultado de la captura y desmantelamiento de depresiones kársticas de distintos tamaños, por parte de otros sistemas de erosión actuantes en dicho territorio (erosión litoral y erosión fluvial, concretamente). En particular, la intensa dinámica asociada a la línea de costa ocasiona la presencia de depresiones exokársticas capturadas por el retroceso de los acantilados costeros, las cuales con frecuencia conectan en profundidad con vacíos y cavidades de tendencia general vertical y notable volumen. Fenómenos de estas características pueden ser observados en distintos tramos de la costa meridional de la isla, como por ejemplo en las inmediaciones de Cala Galdana (Rosselló *et al.* 2002). También es habitual encontrar, en estos acantilados litorales, numerosos conductos y todo tipo de cavidades horizontales, más o menos destruidos por la erosión costera (Fig. 2).

El endokarst

En el conjunto de Menorca están inventariadas algo menos de 400 cavidades subterráneas, localizadas en su inmensa mayoría en los materiales carbonatados post-orogénicos del Migjorn. Estos fenómenos endokársticos son siempre de dimensiones modestas: por una parte las formas verticales, o simas, no alcanzan profundidades superiores a la cincuentena de metros, mientras que las cuevas de desarrollo horizontal presentan normalmente recorridos inferiores al kilómetro. Una excepción destacable se sale de los rangos espeleométricos antes mencionados, ya que la Font de sa Vall -cerca de la desembocadura del barranco de Son Boter, en el municipio de Es Migjorn Gran- sobrepasa los tres kilómetros de desarrollo, aunque se trata de una cifra todavía pendiente de confirmación topográfica.

Las calizas y dolomías jurásicas de la región natural de Tramuntana albergan alguna cueva kárstico-costera de notable belleza e interés, como es el caso de la Cova de na Polida de Fornells (Montoriol-Pous y Assens-Caparrós, 1957). La mayor parte de formas endokársticas de relevancia se distribuye a lo largo del Migjorn menorquín, con concentraciones mayores de cavidades en la parte central y occidental de esta región natural; por el contrario, el extremo sudoriental de la isla (municipios de Maó, Sant Lluís y Es Castell) es pobre en cuevas o simas dignas de atención.

Las características morfogénicas del endokarst del Migjorn no son en absoluto homogéneas debido, básicamente, a factores relacionados tanto con condicionantes lito-estructurales como con la evolución geomorfológica de esta gran unidad geográfica. En la zona central del área -caracterizada por la existencia de profundos barrancos, que disecionan las unidades inferiores del Mioceno superior- predominan las cuevas de desarrollo horizontal, constituidas por conductos freáticos más o menos amplios, que pueden alcanzar algunos cientos de metros de recorrido. Las formas de estas características abundan en las paredes de los principales barrancos, presentando incluso actividad hidrológica perenne como sucede en la localidad antes citada de la Font de sa Vall. Merecen ser citadas, entre otras localidades, la Cova Murada, la Cova de ses Abelles, la Cova des Càrritx y la Cova d'en Curt, que son las cuevas más representativas del gran número de ellas localizadas en la cuenca del Barranc d'Algendar (Mir, 1976; Trias y Ginés, 1989).

Dentro de este sector central, y situada en el Barranc de Binigaus, la Cova des Coloms (Fig. 3) es un interesante ejemplo de galería subhorizontal cuyas dimensiones son realmente notables (Mir, 1979). La etapa espeleogenética que originó esta cavidad freática corresponde a un contexto hidrogeológico y geomorfológico muy diferente del actual, de



Figura 2

Los acantilados costeros ocasionan el desmantelamiento de todo tipo de formas de origen kárstico

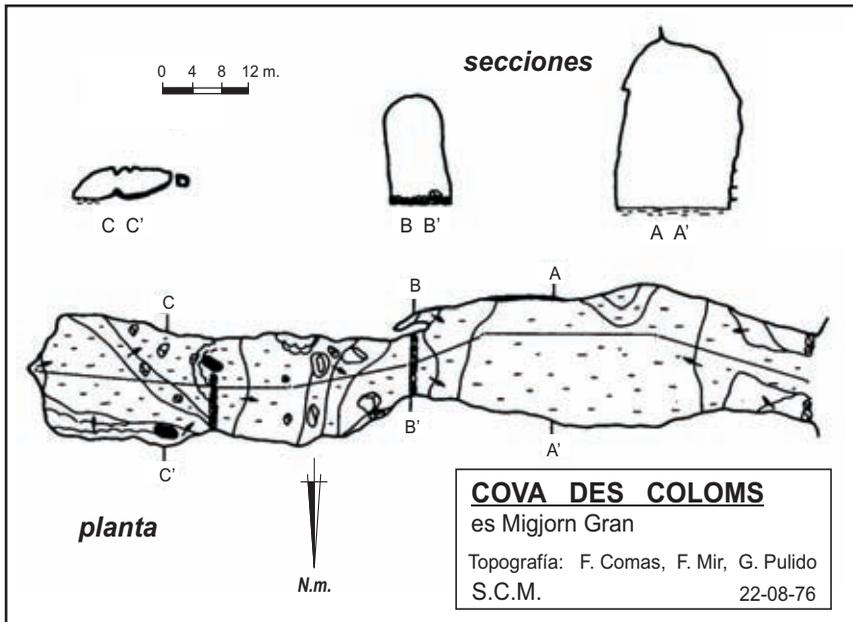


Figura 3
Topografía de una paleoforma de drenaje localizada en el barranc de Binigaus

cronología probablemente pre-cuaternaria.

En algunas cavidades abundan los depósitos estalagmíticos y espeleotemas en general, los cuales han sido a veces objeto de explotación a modo de piedra ornamental, tal como sucede en el caso de la Cova de na Polida, de Binigaus (Fig. 4).

Por otra parte, en las zonas distales del Migjorn menorquín -es decir, sus extremos occidental y oriental, donde el Mioceno superior está representado por las unidades superiores de carácter arrecifal- encontramos manifestaciones endokársticas bien diferentes a las antes descritas al hacer referencia a su sector central. Se trata de cavidades en las que son dominantes los fenómenos relacionados con el desprendimiento de bloques rocosos de las bóvedas, juntamente con intensos procesos de deposición de espeleotemas; también son frecuentes los lagos de aguas salobres, que ocupan las cotas inferiores de estas cavernas costeras (Cova de s'Aigo, Cova de na Figuera y Cova de sa Tauleta). Las cuevas de estas características abundan en el municipio de Ciutadella, mereciendo ser reseñadas las localidades antes citadas, cercanas todas ellas a Cala Blanca (Thomás-Casajuana y Montoriol-Pous, 1951; Trias y Ginés, 1989).

Las regiones kársticas de Menorca

La geomorfología de la isla, como territorio mayoritariamente carbonatado que es, está condicionada del todo por la incidencia de los procesos kársticos. Aún así, la relevancia de este modelado debe ser valorada con la mayor objetividad, teniendo en consideración las peculiaridades introducidas por factores lito-estructurales, climáticos y geomorfológicos en general. El resultado final, en lo que respecta a la génesis del relieve menorquín, radica en la actuación conjunta de diversos sistemas de erosión (fluvial, kárstico, litoral...) que se desarrollan e interfieren a lo largo del Plio-Cuaternario. La importancia relativa de cada sistema es difícil de establecer, aunque ya hemos apuntado que Menorca difícilmente podrá ser considerada como ejemplo paradigmático de paisaje kárstico.

Los rasgos específicos del karst desarrollado en las distintas regiones naturales de la isla (Ginés y Ginés, 1989), permiten diferenciar hasta cuatro regiones más o menos individualizadas (Fig. 5). Por un lado, las rocas calcáreas mesozoicas del área de Tramuntana exhiben un karst pobre en todos los sentidos, en el que se observan no obstante algunos fenómenos kárstico-costeros de interés. Por otra parte, en los materiales del Mioceno superior que conforman la región del Migjorn es posible

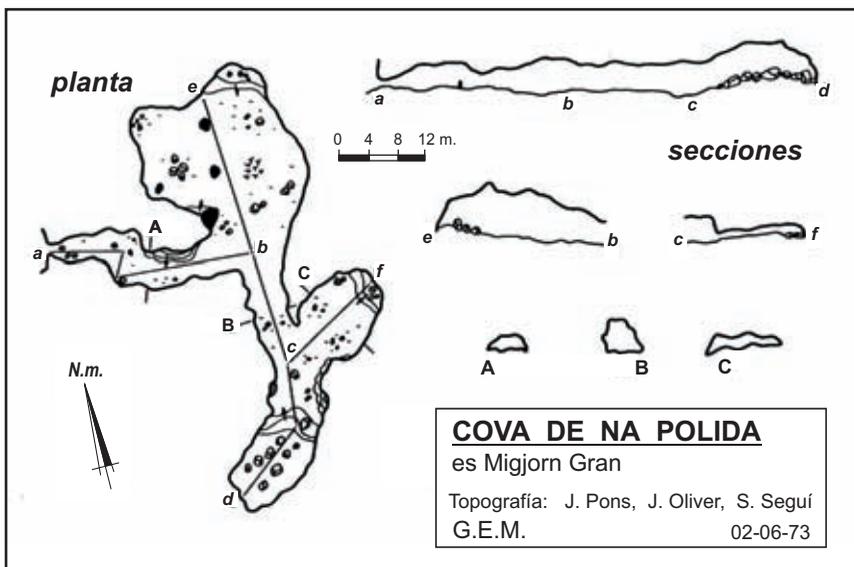


Figura 4

Topografía de una cavidad del Barranc de Binigaus, destacable por la relevancia de sus rellenos estalagmíticos

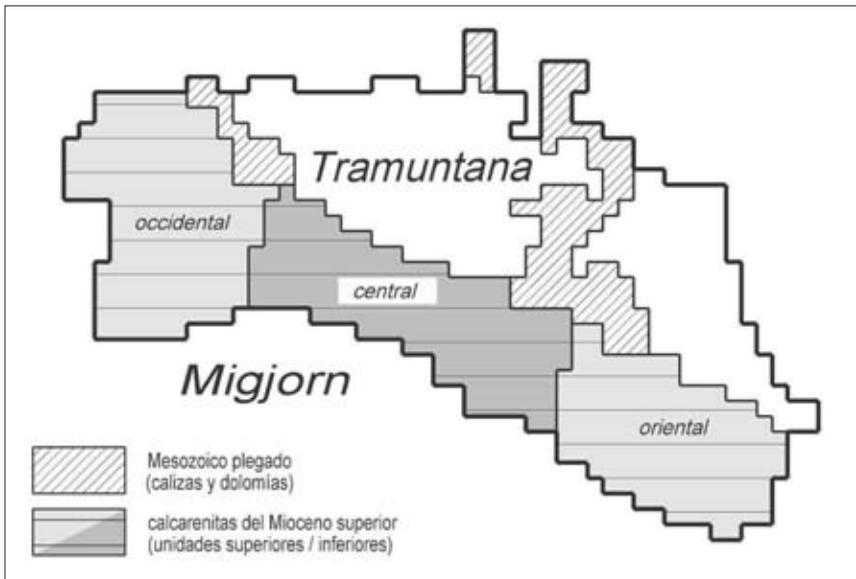


Figura 5
Las regiones kársticas de la isla de Menorca

individualizar un sector central, el cual se caracteriza por un modelado kárstico poco espectacular pero peculiar, cuya dinámica estuvo controlada -en primera instancia y desde los puntos de vista geomorfológico e hidrológico- por la excavación de los barrancos que integran la red fluvial, los cuales presentan abundantes formas subterráneas de drenaje en sus paredes.

Finalmente, los sectores occidental y oriental del Migjorn constituyen un karst de carácter costero, desarrollado en las facies arrecifales miocénicas, muy relacionado en cuanto a su génesis y evolución con las vicisitudes del nivel marino durante el Cuaternario; en estas dos áreas extremas, las dolinas son relativamente más abundantes y el endokarst ofrece algunos signos muy distintivos, como son el predominio de las grandes salas y la existencia de lagos hipogeos de aguas salobres.

Agradecimientos:

El presente trabajo es una contribución al proyecto BTE2002-04552-C03-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Introducción

La red de drenaje del Migjorn de Menorca está configurada por más de 30 cuencas con dimensiones y disposiciones muy diferentes (Fig. 1). La particular configuración del Migjorn de Menorca como una plataforma carbonática combada con un eje N-S y con un ligero gradiente desde Tramuntana a Migjorn establece unas condiciones de partida para la formación de una red de drenaje muy especial. En efecto, las calizas arrecifales, muy permeables, la fracturación asociada a la formación de un anticlinal y los cambios del nivel del mar constituyen los elementos clave para explicar el drenaje de la parte meridional de la isla.

La evolución morfoestructural del Migjorn ha dado lugar a un complejo enrejado de fallas con dirección E-W en los sectores oriental y occidental y N-S en la parte central de la isla, que además van cambiando paulatinamente en sentido de las agujas del reloj (Gelabert *et al.*, en revisión). En consonancia con esta disposición de las fracturas, los barrancos siguen una dirección E-W en el sector occidental y oriental y una disposición N-S en el sector central.

Por otra parte, el drenaje de la isla es muy desigual: el sector central presenta una red de barrancos muy encajada y bien definida; en la parte occidental, la presencia de barrancos es escasa y mal articulada y en el sector oriental el predominio de pequeñas depresiones endorreicas supera en mucho a los barrancos. En el presente capítulo se abordará la caracterización de cada uno de estos tipos de drenaje y su evolución.

Red de drenaje del sector occidental

Este sector abarca desde Punta Nati hasta la Talaia d'Artrutx. Se trata de una zona con una topografía que desciende desde los 100 m hasta el nivel del mar, con pendientes suaves (2'38°). La cabecera de la red de drenaje se instala en el escalón que va desde la Talaia d'Artrutx hasta Cap Bajolí, aunque en la parte más meridional existe otra línea de crestas de menor entidad.

La red de drenaje de este sector presenta las siguientes características:

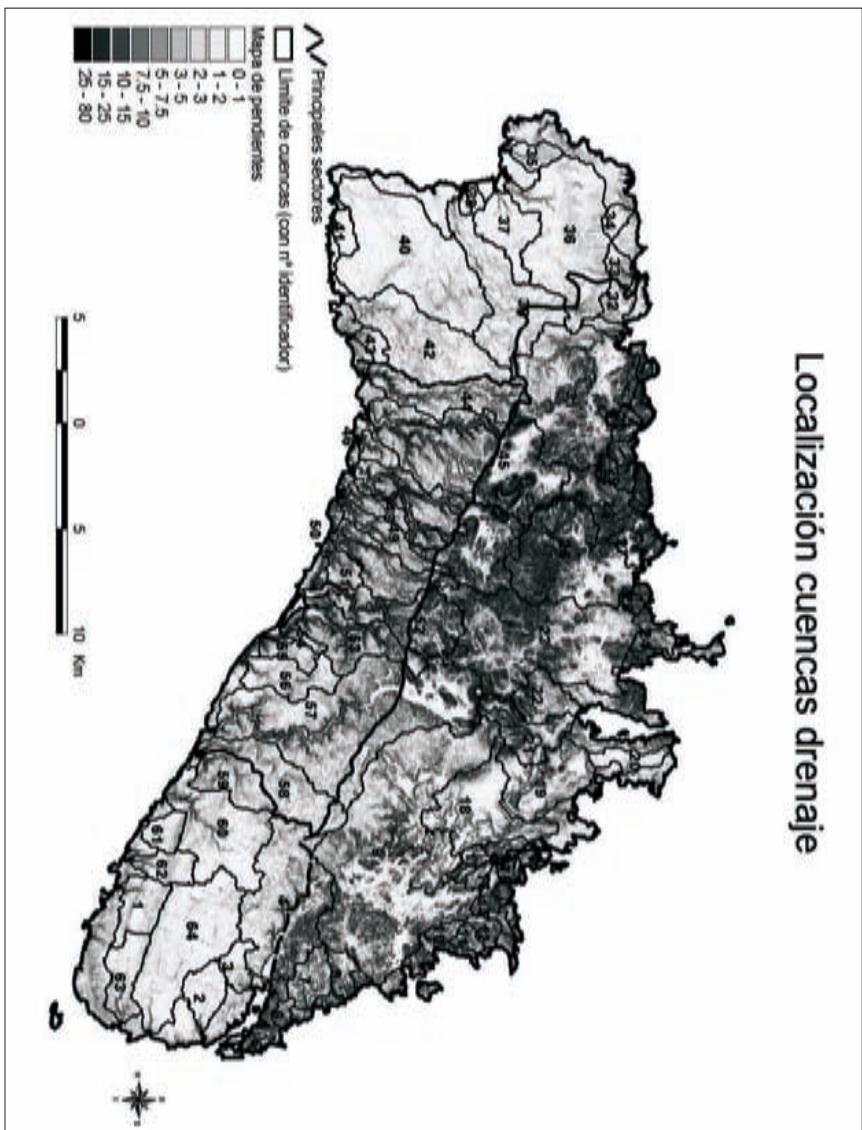


Figura 1
Mapa de pendientes de la isla de Menorca, con las cuencas de drenaje numeradas. La línea más gruesa separa la plataforma del Migjorn de la Tramuntana

Discontinuidad

Se trata de una red bastante difusa, que pierde su encajamiento a unos 2 km del mar. A partir de esta distancia el drenaje se difumina y abundan las dolinas y los poljes, indicando un fuerte predominio de los procesos kársticos. En algunos casos Canal de Cala en Blanes (35), Barranc des Horts (Ciutadella) (36)- (Fig. 1) los barrancos presentan una cabecera encajada en el escalón antes mencionado, para desaparecer aguas abajo en una depresión con bordes difusos y encajarse de nuevo en las proximidades de la costa. En otros casos las cabeceras de los barrancos capturan poljes o dolinas, formas kársticas que también se repiten a lo largo del curso encajado. Un caso espectacular lo constituye la cuenca 40 (Barranc de la Cala d'En Bosc) con una paleored que conecta dolinas como la de Sant Joan de Missa, -adosada a una de las alineaciones del Migjorn- y la de Son Treufoc -en una segunda alineación- antes de encajarse y desembocar en el Dormidor de ses Barques (Fig. 2). Llama la atención un doble meandro completamente desconectado de la red actual y bastante desdibujado situado en Lloc de Monges Nou.

Otra red bastante desconcertante es la cabecera del Barranc de Santandria (c. 39), (Fig. 1) con un doble meandro encajado en las calizas jurásicas de Tramuntana, en las inmediaciones de la Naveta dels Tudons y totalmente desconectado de la red actual. El único barranco que supone una excepción es el barranco del Racó des Pi (42) que presenta una red bien definida, aunque captura poljes y dolinas (Fig.1).

Perfiles longitudinales cóncavos

Aunque la red de drenaje real tiene una extensión escasa, la red dibujada automáticamente a partir del modelo digital de elevaciones, presenta perfiles cóncavos, con un trazado próximo al de equilibrio. Este hecho, totalmente contradictorio nos indica que, aunque las pendientes son las adecuadas para el desarrollo de una red casi "perfecta", hay una ausencia manifiesta de la misma que hay que explicar en términos diferentes a la dinámica fluvial (Fig. 3).

Perfiles transversales con ratio anchura-profundidad muy elevada

En la figura 4 se presenta una tipología de las secciones transversales de los barrancos del Migjorn. En el sector que nos ocupa predominan los perfiles amplios, sin cauces bien definidos, representados por los tipos **g**, **h**, **i**.

Cuencas desarrolladas fundamentalmente en Migjorn

Aunque algunas cabeceras como las de las cuencas 39, 40 y 42 llegan a

las calizas jurásicas de Tramuntana, la mayor parte de las mismas se desarrollan sobre el Migjorn. La alineación que discurre entre Cap Bajolí y Talaia d'Artrux sólo ejerce de divisoria para las pequeñas cuencas que drenan hacia Tramuntana (cuencas 32, 33 y 34) (Fig. 1).

Direcciones cambiantes

El trazado de la red de drenaje va cambiando de una directriz N-S en Cala en Blanes, a E-W en el Barranc dels Horts y Cala Santandria y nuevamente de N-S en el barranco del Racó des Pi (42).

Red de drenaje del sector central

Este sector abarca desde la Talaia d'Artrux hasta Cales Coves. La red de drenaje está formada por los barrancos de Santa Anna (44), Algendar (45), de Cala Mitjana (46), de Trebalúger (47), de Cala Fustam (48), de Cala Escorxada (49), de Binigaus (50), de Son Boter (52), d'Es Bec (53), de Llucalari, (55), de Torre Vella (56), de Cala En Porter (57), de Son Domingo (58), de Biniadritx i Lloc Nou des Fasser (59) (Fig. 1). La red de drenaje

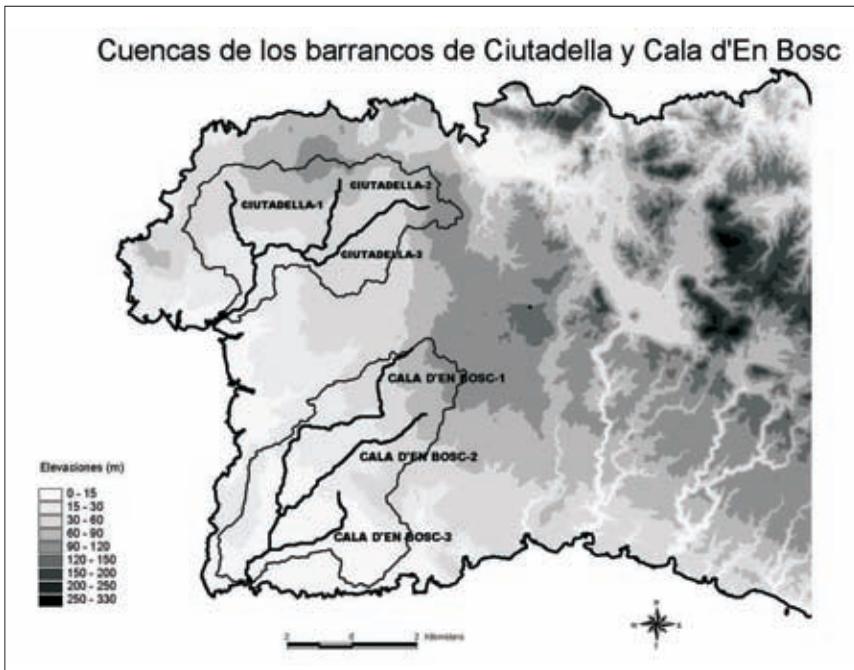
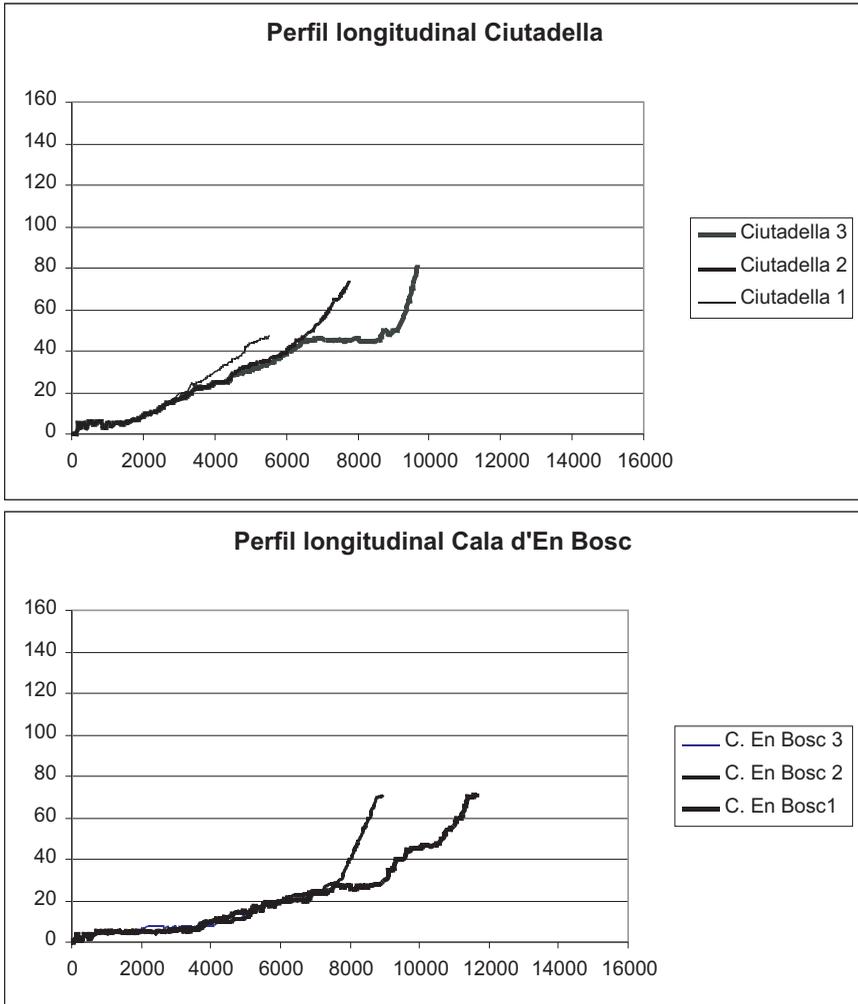


Figura 2
Localización de los perfiles longitudinales de los barrancos de Ciutadella (Barranc dels Horts) y del de la Cala d'En Bosc, en el sector occidental

**Figura 3**

Perfiles longitudinales de los barrancos de Ciutadella y del de la Cala d'En Bosc (valores dados en metros)

presenta una elevada densidad y un aspecto bien diferente al de los otros dos sectores. El elemento más significativo es que existen diversos tipos de barrancos, incluso dentro de una misma cuenca de drenaje. Así, existen las cuencas mayores de Santa Anna (44), Algendar (45), Trebalúger (47), Son Boter (52), d'Es Bec (53), de Cala en Porter (57) y Son Domingo (58), que llegan a Tramuntana, mientras que el resto se desarrollan en su totalidad en Migjorn (Fig.1). Pero incluso dentro de las que reciben alimentación

desde la Tramuntana, existen diferencias entre el cauce principal y los afluentes, tanto por la morfología, como por el encajamiento y el perfil del cauce.

Atendiendo a estas y otras consideraciones las características más significativas de la red de este sector son las siguientes:

Extensión de la cuenca de drenaje

Existen dos tipos de cuencas: las que se desarrollan totalmente en el Migjorn y las que poseen parte de su cuenca en Tramuntana. En el primer grupo están las de Cala Mitjana (46), Cala Fustam (48), Sant Tomàs (51), Son Bou (54), Llucalari (55), Torre Vella (56), mientras que en el segundo grupo están el resto: Santa Anna (44), Algendar (45), Trebalúger (47), Cala Escorxada (49), Binigaus (50), Son Boter (52), Es Bec (53), Cala En Porter (57) y Son Domingo (58) (Fig. 1).

Pendiente

Tal y como se puede observar en la figura 5, hay una clara relación entre pendiente y superficie drenada en Migjorn: los barrancos que desarrollan su cuenca en el Migjorn poseen pendientes inferiores a los que llegan a Tramuntana. En este gráfico se observa también un doble comportamiento que quizás indica dos grupos de población: las cuencas 56, 57, 58, 45, 52 y 47 se separan claramente del resto, sugiriendo una dinámica evolutiva diferente.

Perfiles transversales

En este sector existen dos tipos de barrancos: los que están fuertemente encajados, presentando una ratio anchura-profundidad baja, y los que presentan una incisión escasa. Entre la cuenca 45 y la 57 predominan los tipos **a**, **b** y **c**, en los cauces principales, indicando perfiles con una ratio anchura-profundidad baja. Sin embargo, los afluentes que no llegan a Tramuntana presentan cauces de fondo plano, con secciones que oscilan entre la **c** y la **f**. Por otra parte, las pequeñas cuencas (48, 49, 51, 54, 55, 56) (Fig. 1) muestran un encajamiento fuerte en sus tramos bajos (tipos **a** y **b**, Fig. 4). También hay que destacar que los cauces que llegan a Tramuntana presentan perfiles transversales muy planos en la cabecera (tipos **g**, **h**, **i**, Fig. 4); de hecho, instalan sus cabeceras en depresiones con drenaje dificultoso, por lo que algunos sectores están totalmente artificializados.

Perfiles longitudinales

En este sector los perfiles presentan diferentes disposiciones. Por un lado, existen unas cuencas con un perfil claramente convexo (55, 56,

58, 48), (Figs. 6 y 7, Son Domingo) indicando que la red de drenaje ha sido incapaz de incidir para regularizar su perfil. En todos los casos se trata de barrancos muy cortos, con una cuenca de drenaje pequeña, que no sobrepasa el Migjorn. Por otra parte, los barrancos mayores presentan un comportamiento dual: en la mayoría de los casos los cursos principales presentan un perfil cóncavo hacia arriba, aunque los diversos afluentes están claramente colgados (47, 50, 53) (figs. 6 y 7, Binigaus); sin embargo existe otro grupo con un perfil cóncavo (Fig. 8), aunque con segmentos convexos en el curso principal o en los afluentes (44, 45, 52) (Fig. 9, Barranc d'Algendar). El Barranc de Cala en Porter (57) supone una anomalía en el comportamiento del sector, porque presenta un perfil claramente convexo, aunque está encajado y presenta alimentación de Tramuntana, indicando una inmadurez del cauce (Figs. 6 y 7).

Direcciones

El análisis de las pendientes superiores a 45° muestra que en las cuencas domina una dirección general dominante N-S, aunque existen ligeras variantes. Así, los barrancos de Algendar (45), Trebalúger (47) y Es Bec (53) tienen una dirección de 15°; el de Llucalari (55), con 350°; otro grupo presenta unas pendientes variables entre 0 y 90° sin una dirección dominante : Algendar (2), Binigaus (50), Cala en Porter (57) y Cales Coves (58), mientras que Son Boter y Sa Torre Vella tienen dos direcciones (15° y 90°).

El relleno de los cauces

Las grandes cuencas de los barrancos que llegan a Tramuntana no presentan terrazas, como suele suceder en las redes fluviales. Por el contrario, los perfiles geoelectrónicos y los sondeos indican que las partes bajas de los cauces prolongan su fuerte encajamiento por debajo incluso

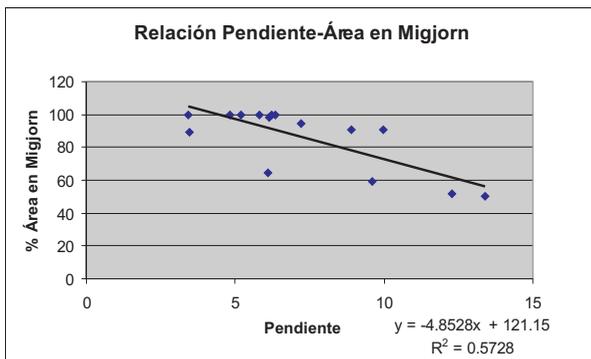


Figura 5
Relación entre el porcentaje de área drenada en Migjorn y pendientes de las cuencas

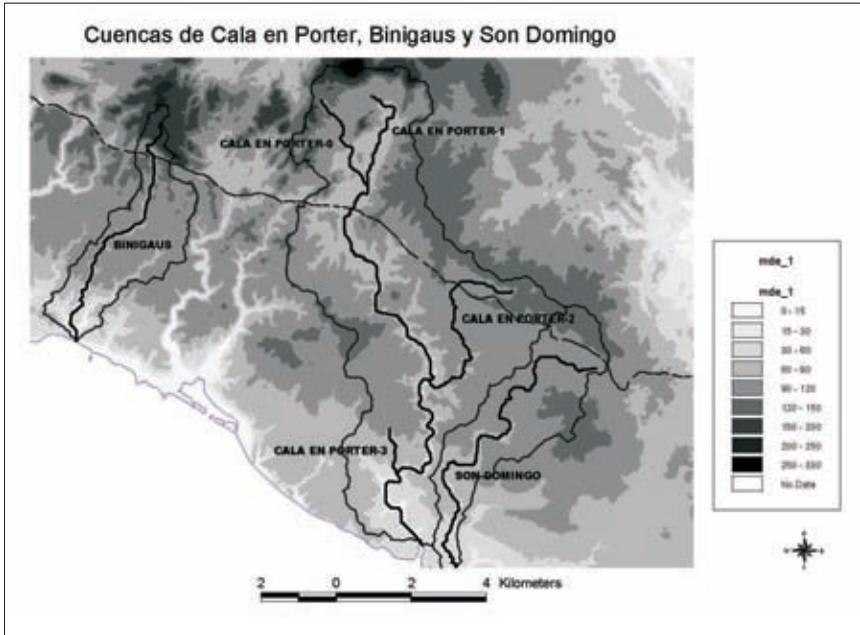


Figura 6

Localización de los perfiles transversales de los barrancos de Cala En Porter, Binigaus y Son Domingo, en el sector central.

del nivel del mar (Fornós *et al.*, 1998). La invasión de estas partes bajas por el mar durante la transgresión flandriense ha provocado el relleno de los fondos de valle con diferentes potencias sedimentarias. Por el contrario, los barrancos de Migjorn (48, 55, 54, 56, 58) situados en los interfluvios de las cuencas mayores, no tienen relleno de fondo de valle, lo que sugiere una evolución diferente de la tipología anterior.

Las depresiones cerradas

A lo largo de todos los cauces del sector central se observan diversas formas cerradas, que se hacen más patentes en los afluentes colgados, aunque en los valles encajados también se observan tramos con drenaje dificultoso, cosa que resalta la importancia del carst en la génesis de la red de drenaje.

Los barrancos del sector oriental

Las cuencas 58, 59 y 69 suponen la transición hacia un espacio con una red de drenaje muy escasa. En este sector la presencia de varias crestas paralelas a la costa condiciona claramente el patrón de drenaje: en el sector

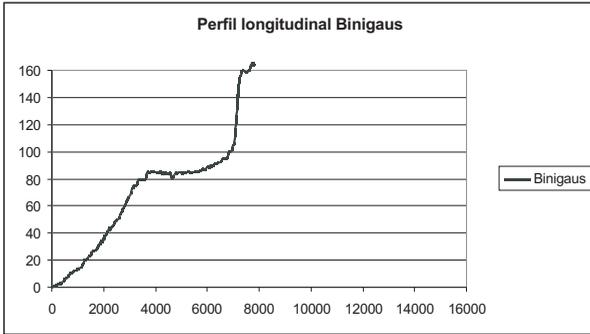
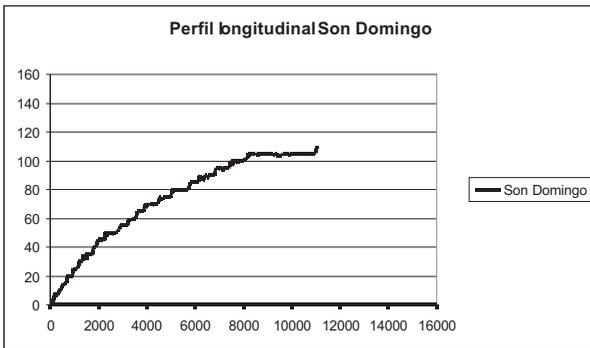
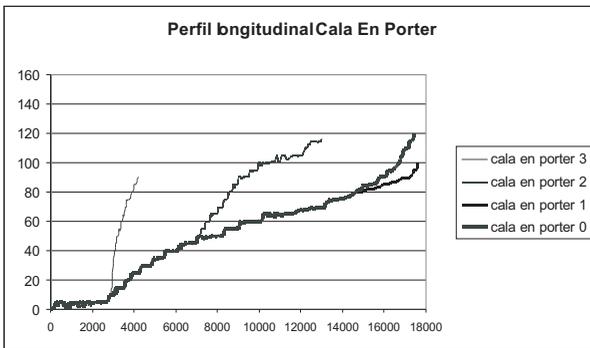


Figura 7
Perfiles longitudinales de los barrancos de Binigaus, Cala En Porter y Son Domingo



meridional las cabeceras apenas sobrepasan la segunda alineación; en la parte más oriental, en cambio, las crestas constituyen los límites de las cuencas, que se disponen paralelas a la costa. Las características más importantes del drenaje son:

Discontinuidad

Se trata de una red ligeramente encajada cerca de la desembocadura, pero que poco a poco pierde su morfología de cauce. Más bien se trata en la

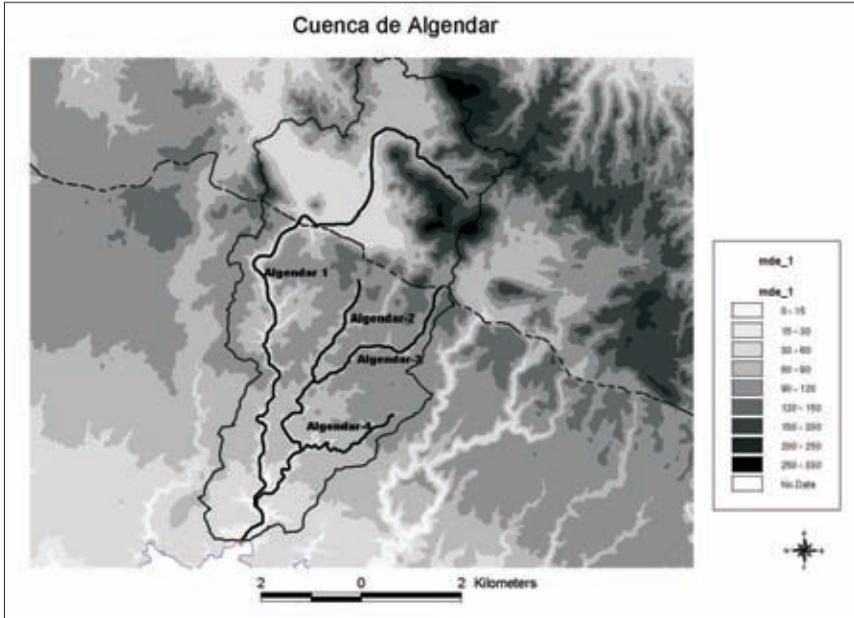


Figura 8
Localización de los perfiles del Barranc d'Algendar, en el sector central

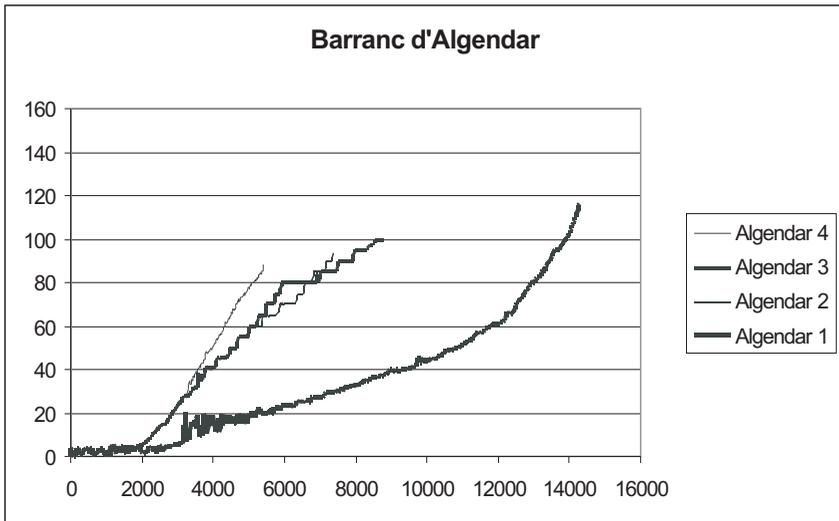


Figura 9
Perfil longitudinal del Barranc d'Algendar

mayoría de los sectores de barrancos de fondo plano, con lechos amplios y desdibujados. En muchos casos, los cauces capturan dolinas, depresiones más o menos cerradas y poljes, donde se desdibujan para volverse a encajar de nuevo un poco más lejos. Este modelo está muy bien representado en las cuencas 63 y 64, donde la red sólo aparece bien configurada en los primeros km.

Perfiles transversales

Los cauces oscilan entre los tipos **g**, **h**, **i**, lo que indica valles amplios, con un talveg poco definido (Fig. 4), sobre todo cuando se convierten en dolinas o poljes.

Perfiles longitudinales

En este sector presentan un trazado convexo (59, 60, 62) -característica común a la cuenca de Cala En Porter, perteneciente al sector anterior- o con escasa pendiente (63, 64), indicando que la plataforma (Fig. 10) está ligeramente más elevada que en el sector occidental, y que los barrancos no la han incidido demasiado (Fig. 11).

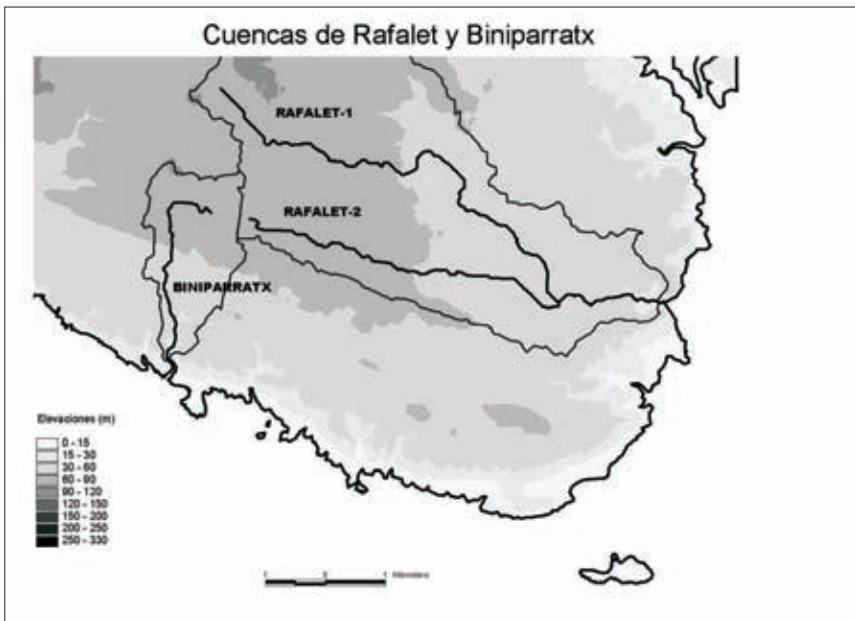


Figura 10

Localización de los perfiles longitudinales de los barrancos de Biniparratx y de Rafalet, en el sector occidental

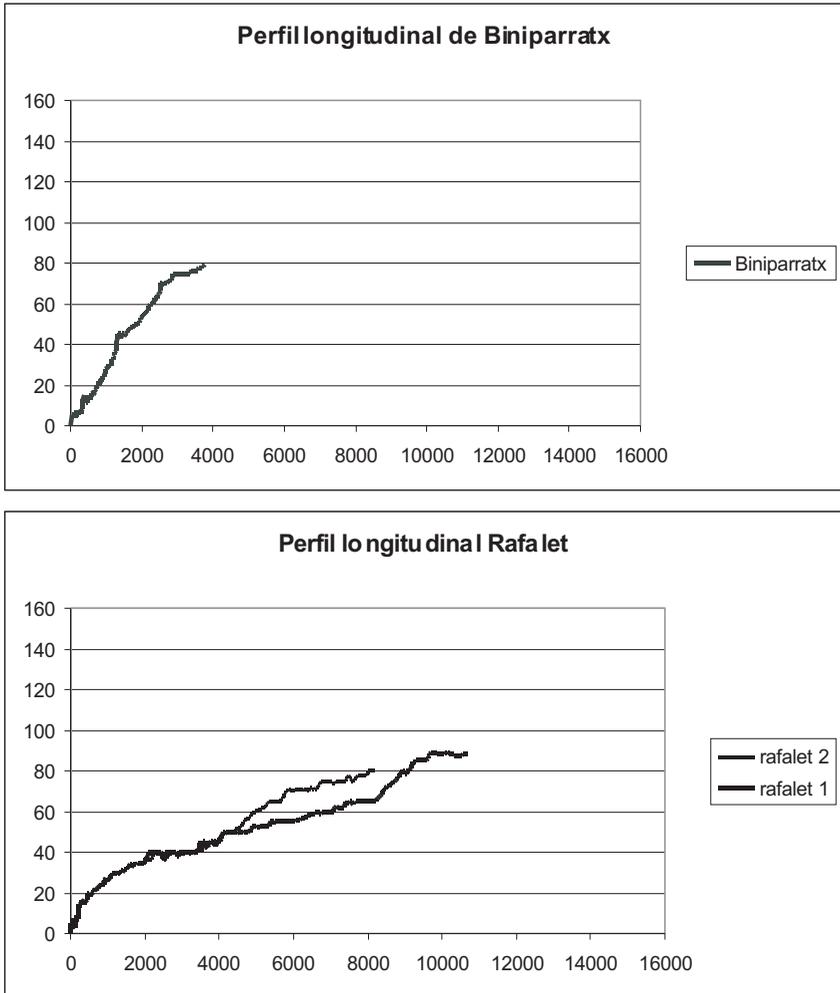


Figura 11
Perfiles longitudinales de los barrancos de Biniparratx y de Rafalet

Direcciones

La dirección de la red cambia siguiendo el perfil de la línea de costa, de manera que en la parte meridional la dirección general es N-S (o alguna ligera variante), mientras que en la costa oriental giran hasta adoptar una directriz E-W. Esta es también la dirección que adoptan las fracturas medidas por Gelabert *et al.* (en revisión), lo que obviamente indica que estas líneas de debilidad son aprovechadas por el agua para abrir sus cauces.

Relleno de los cauces

En este sector es inexistente, ya que la mayoría de las desembocaduras son estrechas y con fuerte pendiente a diferencia del sector central, donde el mar penetra hacia el interior aprovechando el escaso gradiente.

La red de drenaje y la evolución morfotectónica

De las características anteriormente analizadas se deduce que en el Migjorn existen al menos 5 tipos de cauces:

- a) Los barrancos evanescentes -e inexistentes en algunos casos- del sector occidental.
- b) Los colectores principales del sector central, con un fuerte encajamiento que llega a Tramuntana.
- c) Los afluentes colgados del sector central, con una sección de fondo plano, que están siendo capturados por los cauces principales.
- d) Los barrancos incididos y parcialmente colgados que drenan el conjunto de la plataforma del Migjorn, que desembocan directamente al mar.
- e) Los barrancos del sector oriental, discontinuos y con un elevado componente kárstico.

La formación de estas redes de drenaje está ligada a la evolución morfotectónica de la plataforma. Según la hipótesis apuntada por Gelabert *et al.* (en revisión) las calizas arrecifales del Migjorn se han plegado formando un anticlinal muy laxo, cuya máxima curvatura se localiza en el sector central, facilitando la formación de fracturas que han determinado las direcciones del drenaje de la zona central. Además, existen indicios claros de fracturación en el sector central de la isla: la misma albufera de Son Bou se ha formado por el hundimiento de un bloque paralelo a la costa (Segura *et al.*, 1999). Probablemente el área fallada es bastante más amplia y abarca una amplia zona comprendida entre la Talaia d'Artrutx y Son Bou, donde la línea de costa retrocede y forma importantes acantilados.

Así, la génesis y evolución de la red de drenaje posiblemente se inició a partir de una primitiva red de canales poco definidos, con claro predominio de los procesos kársticos. El arqueamiento de la plataforma y la fracturación de la misma habrían provocado un cambio de nivel de base importante, facilitando la erosión remontante en el sector central. A estos movimientos tectónicos se habría sumado un descenso acusado del nivel del mar, lo que explicaría la incisión de los tramos finales de algunos barrancos que en algunos casos llegan a varias decenas de metros por debajo del nivel del mar actual (Fornós *et al.*, 1998).

La erosión remontante de los grandes barrancos del sector central capturó la Tramuntana a través de los ejes principales de los mismos -que habrían aprovechado las líneas de debilidad que suponen las fracturas-mientras que el resto de la red primitiva se habría quedado colgada y está siendo capturada en estos momentos por los barrancos principales. El potente vaciado de la red de drenaje propiciado por los cambios anteriormente mencionados, se interrumpió con la transgresión flandriense. El ascenso del nivel del mar produjo una sedimentación generalizada de los cauces en sus sectores bajos y la colmatación de las calas. El perfil de los cauces principales es cóncavo, indicando un perfil evolucionado; en cambio los afluentes poseen perfiles convexos, como muestra clara de que el perfil es inmaduro.

La red del sector occidental muestra claros indicios de desorganización, con un basculamiento de las cuencas hacia el mar. Con el arqueamiento de la plataforma, la red se habría desorganizado, manteniéndose el perfil cóncavo de las cuencas, pero con una clara desconexión de las mismas. La hipótesis en este caso implicaría la existencia de un anticlinal disimétrico, con un flanco occidental más hundido que el oriental. Otra hipótesis para explicar la desorganización de la red podría ser la invasión de la plataforma por un ascenso del nivel del mar, lo que habría provocado una erosión y un desmantelamiento de la red primitiva, aunque esta segunda hipótesis requeriría niveles del mar muy altos.

En el sector oriental, una plataforma elevada paralelamente a la disposición primitiva, ha dado una topografía sin demasiado gradiente. En consecuencia, la red de drenaje apenas está presente: abundan más las formas semicerradas de origen kárstico, lo que indica un predominio de los procesos de percolación frente a la escorrentía superficial. Los perfiles longitudinales de los barrancos son rectilíneos.

Por último existe una red que se está encajando en la actualidad, respondiendo al nivel de base actual, que corresponde a las pequeñas cuencas que drenan los interfluvios entre las cuencas mayores del sector central y que están presentes en el resto de los sectores en forma de barrancos encajados cerca de la desembocadura. Las calas que forman estos barrancos no presentan la morfología de cala típica, con una albufera, invasión de la cuenca baja y relleno del fondo del cauce. Los perfiles con notablemente convexos a causa de una clara falta de madurez.

El karst y la red de drenaje

La importancia del karst en la morfogénesis del Migjorn de Menorca se

hace patente en la abundancia de formas cerradas o capturadas por la red de barrancos. La hipótesis más probable de evolución de estas formas arrancarían de una plataforma de escaso gradiente que favorecería los procesos kársticos presentes en toda la isla. Los movimientos tectónicos habrían potenciado la formación de una red de drenaje superficial, cuya evolución ha sido compleja. Por comparación con los procesos actuales de evolución observados en algunos barrancos (Fornós *et al.*, 2002), el colapso de dolinas puede justificar la incisión de la red de drenaje. Los numerosos meandros encajados presentan en muchas ocasiones claros indicios del hundimiento de las dolinas, que dejan incluso depresiones en los mismos cauces actuales (p.e. Son Mercer), con un drenaje claramente dificultoso.

Por otra parte, la propia línea de costa es una zona de especial disolución de las calizas, donde la mezcla de agua dulce y agua salada favorece la formación de cuevas, cuyo colapso puede provocar la formación de calas (p.e. Cala Galdana) (Rosselló *et al.*, 2002). Este mismo proceso puede haberse producido en el interior de la isla, donde el colapso de redes kársticas subterráneas han potenciado el crecimiento de la red de drenaje. De hecho, la gran abundancia de meandros se justificaría por el hundimiento de las formas kársticas pero también por la existencia de una red de diaclasas o de fracturas perpendiculares entre sí que han sido aprovechadas por el agua para labrar una red de drenaje muy peculiar.

Agradecimientos:

El presente trabajo es una contribución al proyecto BTE2002-04552-C03-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Un periplo marítimo en sentido ciclónico nos permitirá visitar todo el litoral meridional de Menorca, referirnos a sus principales características geomorfológicas, avanzar una tipología y, por fin, ofrecer uno o varios modelos evolutivos.

La avanzada de Cap de Banyos

Nuestro itinerario arranca del Cap de Menorca o Bajolí, donde todavía aflora el roquedo liásico, a partir de la aparición -ya no interrumpida- de los terrenos finimiocénicos que nos acompañarán hasta Maó. Esta proximidad local del sustrato mesozoico tiene que ver con la fuerte tectonización de la cobertera tortoniense-mesiniense, cuya debilidad se traduce en numerosas penetraciones marinas, caletas en general de dimensión escasa.

La cala des Racó des Cap de Banyos muestra dos cañadas largas que se embuten en la plataforma de +15 m, coincidiendo con fracturas. Toda la costa inmediata es de acantilado vivo y los colapsos cársticos (Es Picadors, Es Bufador) se suceden de manera llamativa. El entramado de fracturas se marca en las tres calas sucesivas inundadas por las urbanizaciones donde el topónimo Cala en Forcat no puede ser más significativo: en su corta indentación de 150 m y una anchura de menos de 40 interfieren cinco fracturas que culminan en el horcajo final, resaltado por sendos barranqueros. La más notable es Cala en Blanes que abraza una modesta playa a 500 m de mar abierto; su incisión tectónica la sigue un regular barranco de 4 km, encajado en la plataforma +20 m. En conjunto los rumbos de fracturas que marcan este segmento de costa se agrupan en torno de N 50°E y N 30°W. Siguen los colapsos, sobre todo en un caso muy vistoso, Es Clot d'en Barceló. El postpaís ha descendido algo, a +12 m de media y se adivina un vestigio de rasa a +7 m.

De Ciutadella a Cap d'Artrutx

Este tramo litoral que mira hacia Mallorca tiene como característica principal su modesto cantil (entre 7 y 15 m) y la presencia de tres calas "fluviales", las más largas de Menorca, tanto si consideramos la relación trecho/bocana como la de trecho/anchura media. Conviene hablar

primero de las calas, que han desempeñado gran papel en la polarización del poblamiento.

La cala o puerto de Ciutadella encuadra junto con la des Degollador una especie de promontorio de material arrecifal, marcado por la tectónica que ha acabado por perfilar el desarrollo urbano. La cicatriz del puerto, casi rectilínea en el flanco izquierdo en más de un kilómetro, debe tener que ver con fracturas o líneas de debilidad. Continúa en cinco o seis tramos de orientación alternante por el cauce de los *Canals* de Sant Pere y des Horts. El encajamiento del brazo marino, del orden de los 7 u 8 m, es notable por el papel de refugio náutico, pero geomórficamente se hace más interesante la orilla derecha a causa de los hundimientos de las calas d'en Busquets y des Frares.

Cala des Degollador toma nombre del islote que parte su desembocadura y atestigua simultáneamente el hundimiento cárstico y la penetración marina por ascenso relativo del nivel. Tal penetración aprovechó un aparato fluvial relictivo de cierta ejecutoria que ahora se halla fosilizado en el Canal Salat (límite urbano hasta hace poco) y Sa Coma. La eolianita o *marès* de las orillas fue extraída en forma de sillares que se llevaban a Argelia los albañiles migrantes del siglo XIX.

La otra fluvial es Cala Santandria, prolongada por un barranco encajado de fondo llano y pantanoso muy largo. El curso axial muere en una playita de arena a 500 m de la boca. En la orilla derecha la Caleta d'en Gorries repite el esquema de dolina colapsada y/o invadida por el mar. Cala Blanca es otra cosa, porque su entrada arenosa apenas conecta con un hundimiento cárstico o con trazas muy evanescentes de paleocanal. La arena caliza que le ha dado nombre ha formado una discreta duna sobre el *marès* holoceno.

El humilde acantilado es dominado por el *karren* litoral, muy eficaz en la erosión de detalle, pero que no destruye la impresión de fractura impuesta tectónicamente. Los hoyos o hundimientos provocados/aprovechados por la erosión marina se repiten con dimensiones decamétricas. Cala d'en Basto, en cambio, parece un cruce de fracturas donde ha quedado suspendido un paleocanal paralelo a la costa. En su cabecera la plataforma alcanza los 30 m s.n.m. y el cantil vertical los 10 o 15. Abundan rasas discontinuas y testigos de antiguos niveles marinos difíciles de sistematizar. Llegando a Cap d'Artrutx recuperamos la plataforma de 10 o 12 m con un frente oeste poco articulado, una faja de *Spitzkarren* o pináculos muy extensa y una rasas a +3,5 m con muchas marmitas y muescas.

Del Cap a la Talaia d'Artrutx

Se trata de una costa más articulada en 7 km, primero por la reiteración de hundimientos o capturas cársticas, después por el influjo tectónico cada vez más evidente. La Cala d'en Bosc *era* un lugar muy llamativo porque conectaba con una depresión cárstica, ahora convertida en *marina* fondeable y accesible por un canal artificial. En la orilla del oeste de la cala aflora el *marès* a + 4m.

El microacantilado de 3 o 4 m sigue en un buen tramo de costa cuyo accidente más notable es el óvalo de playas de Son Xoriguer y So na Parets que tiene 400 m de eje. Cala Parejals entraría perfectamente en el modelo de dolina hundida. Entre Punta Prima y Son Vell el karst se superpone a la fracturación que se evidencia más a medida que el cantil supera los 5 m en los flancos de la recalada de Son Saura con un arenal subdividido por una punta rocosa. Una *foredune* se antepone a un plantío de dunas parabólicas móviles y fijas (Servera, 1997). Allí desemboca desde el norte un regular canal albufero que ha tenido que ser drenado con una acequia de 1,5 km.

La península del Cap des Governador ya alcanza los 8 m de altitud como peana de la cuña de Sa Talaia d'Artrutx. El cantil, acompañado al inicio de una rasa o escalón supralitoral, se eleva enseguida hasta alcanzar los 30 m a plomo, coincidiendo con el eje de Sa Talaia (63 m), con indicios de plegamiento.

Las bellas calas altas

La implicación del relieve calizo con una peculiar hidrología y el juego de penetración y regresión del nivel marino tiene la más vistosa manifestación en media docena de calas que fueron precisamente el primer objetivo de investigación del equipo responsable de estas Jornadas. Todas estas calas se abren en el tramo central de costa perteneciente al sector central elevado por combadura.

Cala en Turqueta es una indentación dominada por un accidente lineal N 15°W (un *badall* del laxo anticlinal aludido) que encauza no solamente el barranco principal, sino también algunos segmentos de los escarpes que la cierran. El carácter tectónico de la cala queda confirmado por la "transversalidad" de la mayoría de vallecitos afluentes; la isohipsa 5 m no excede los 300 m de penetración, lo que indica que el relleno -a diferencia de lo que veremos en otras- no ha contribuido apenas en acortar la cala que tiene ahora unos 380 m. El *marès* holoceno ha sido beneficiado desde el mar en diversas canteras.

El acantilado de falla se mantiene hasta Cala Macarella donde el espectáculo cárstico-marino se despliega con todo esplendor, aunque

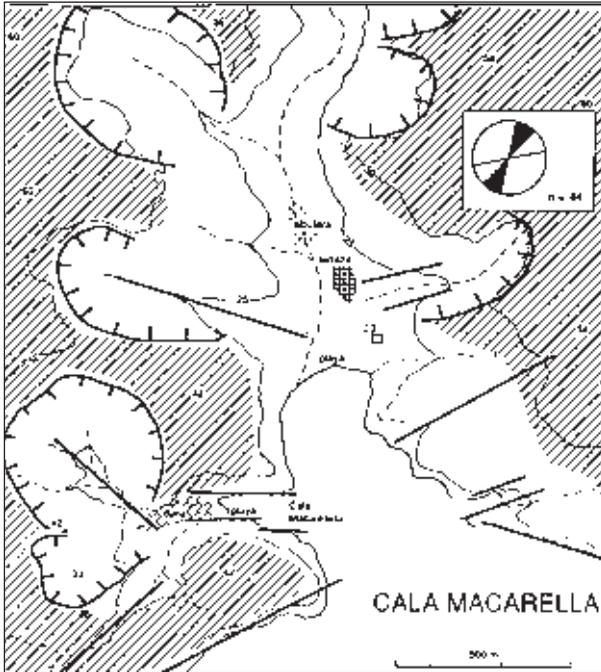


Figura 1
Principales rasgos morfo-
genéticos observados
en Macarella. En trazado
grosso se indican las
alineaciones estruc-
turales y las principales
depressiones de origen
kárstico. El tramado
oblicuo corresponde a la
superficie de la plata-
forma miocena.

el buzamiento (5 %) del roquedo mioceno hacia el mar rebaje las orillas. Líneas de fractura más o menos transversales enmarcan la penetración, no sólo de la cala grande que tiene una boca de 200 m, sino también de las filiales Macarelleta y Es Corral Fals. Eso no debe hacernos olvidar el modelado kárstico, responsable de una uvala -Sa Coma des Tarongers- que se aboca a Macarelleta y cuatro dolinas más, demediadas por el Barranc de Santa Anna (Figura 1).

Las concavidades de Macarella y Macarelleta, así como los fondos inmediatos, son de arena biodetrítica. El arenal principal, de unos 13.000 m², cierra un humedal indeciso, drenado artificialmente. Una acumulación dunar viva entra por el corredor de Macarelleta y trepa hacia la uvala.

En Cala Galdana -la más conocida y desgraciada por la intromisión turística- desemboca un riu o corriente estable de alto interés ecológico y geomórfico. Las sucesivas formas cóncavas subrayadas por el curso meandrizante deben corresponder en última instancia a hundimientos cársticos, aunque el cauce del Barranc d'Algendar, aguas arriba de la Font dels Eucaliptus, obedezca a fracturas evidentes, como las de la línea marítima de los Morros de Ponent y de Llevant, cuya bocana interpuesta tiene 355 m (Fornós *et al.*, 1998). El papel de los colapsos (Rosselló *et al.*,

2002) es claro, tanto en el litoral externo como en el curso del barranco. En Es Penyal Vermell, cara al mar, la fractura coincide con dos o tres dolinas hundidas cuyo desarrollo ha sido favorecido por cursos endokársticos horizontales. Detalles erosivos asimilables a rasas o terrazas afectan algunos rincones de la cala, incluida la isleta-península de Es Mirador. No faltan los yacimientos tirrenienses (Cuerda, Sacarés y Mercadal, 1966) y algunos parches eolianíticos.

El curso fluvial desembocaba antes de 1956 (Morey *et al.*, 1988) por el norte de la isleta y su trazado pretransgresivo iría a besar el cantil de Els Vells Marins ('las focas'), antes de salir a mar abierto. Aguas arriba, la isohipsa 0 m se adentra hasta 500 m por detrás de la restinga consolidada, adosada al promontorio de la izquierda. En su parte trasera se ha generado un espacio albufereño de unos 700 m de alcance, continuado luego en terrazas holocenas antropizadas a un nivel de 0,5-1 m, que siguen barranco arriba con escasísimo gradiente. Todo este espacio está marcado por falsos meandros no funcionales.

La playa estricta se acumula en la orilla de levante al pie del cortado cóncavo de 40 m de salto, con aire de *torca* o *cockpit*. El surco del barranco debió encajarse al menos -15 m en época regresional; el relleno por ascenso del mar es la nota dominante, resultado de una tasa intensísima de 2,2 mm/año.

Después de algunos hundimientos típicos, Cala Mitjana responde a un esquema fluvial-tectónico en que participa el barranco homónimo que "recoge" una serie de extraños afluentes alineados todos de E a W (siguiendo fracturas) como ocurre con las grandes líneas de la cala encajada en la plataforma de +40 m. Levante allá, la vistosa *Olleta* de Trebalúger és un riguroso colapso cárstico con un barranco colgado que afluye por la derecha.

La siguiente Cala de Trebalúger, durante el máximo flandriense, debió ser la más grande de Menorca; una subida de un metro del nivel marino actual llevaría el agua salada hasta 1.450 m, en lugar de los 300 comprobables ahora. Hay indicios de marisma a una distancia de un kilómetro en línea recta desde el mar, junto a la confluencia de los barrancos de Trebalúger y de Sa Cova.

La planta del aparato fluviomarino, ahora colmatado, tiene un estilo kárstico tropical al imponerse las grandes hoyadas vaciadas a expensas del rellano mioceno de 60-50 m. De la media docena de dolinas colapsadas o *cockpits* de diámetro hectométrico, dos o tres son responsables de la disposición ondulante del barranco-cala (Figura 2), pero la mejor preservada es la de poniente, embudo con el fondo casi

cerrado a 47 m s.n.m. y un portillo subrayado por la isohipsa 50.

El mecanismo de terraplenamiento ahora está mediatizado por una maciza restinga, forestada incluso, enganchada al promontorio 55 m de la izquierda. Por la albufera residual serpentea el canal funcional que mantiene la cota 0 hasta la casa de Es Horts de Trebalúger. Los "meandros" albufereños siguen ondulando dentro de la terraza holocena antrópica de los huertos, articulando dos regulares aguazales en la parte más interna. La bocana del arroyo se abre y cierra alternativamente por los temporales en la parte occidental de la playa, en contacto con el roquedo calizo perforado (Figura 2).

Aquí abundan los indicios de variación del nivel marino, p.e. en la orilla derecha, con escalón erosivo a + 6 m y rastros de eolianita. A la izquierda los detalles se multiplican y diversifican, v.g., una balma a +1,8 m y una rasa a +1,5 sobre eolianita previa. Cabe notar, aparte, la presencia de dunas vivas, empujadas por los vientos de mediodía y alimentadas desde la playa contra la rampa de la boca de la gran dolina, al otro lado de la pequeña albufera. La arena salta y trepa, pese al pinar interpuesto, hasta los 35 m.

Los dos flancos de la entrada de 300 m de ancho tienen un aire rectilíneo y anguloso y protegen un fondo que no alcanza los -8 m.

Hacia levante, un tramo recto de costa, con detalles kársticos y

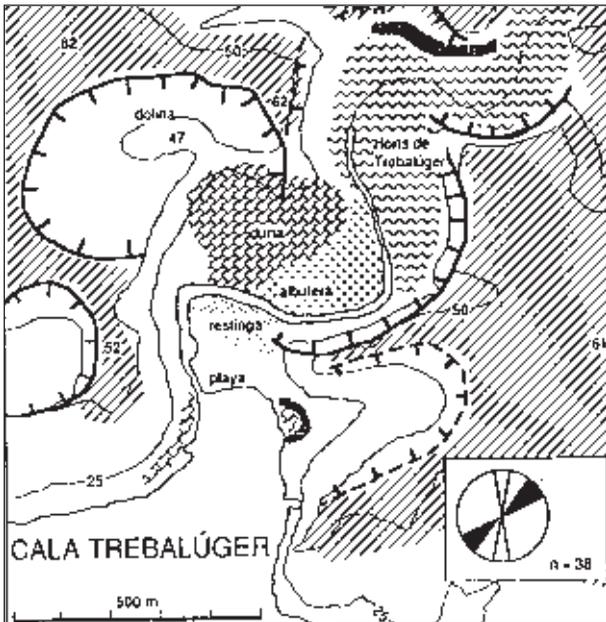


Figura 2
Principales rasgos morfogénéticos observados en Cala Trebalúger. En trazado grueso se indican las alineaciones estructurales y las principales depresiones de origen kárstico. El tramado oblicuo corresponde a la superficie de la plataforma miocena.

derrumbes, nos separa de las dos últimas calas altas, Cala Fustam y Cala Escorxada. Ambas continúan tierra adentro por barrancos quebrados por una sucesión de fracturas en zig-zag sobre la plataforma +45-60 m. El modelo de barranco anegado en la primera cala se acompaña de un túnel o covachuela paralela a la orilla y casi a nivel del mar, diversos colapsos y una duna fósil. Cala Escorxada o *Corcada* (desollada o *carcomida*, atención a esta nota “kárstica”) sobrepone las fracturas a una probable dolina; en ella conviven *marès* y duna viva.

La depresión o fosa de Binigaus-Son Bou

Llama la atención de antemano el rumbo constante WNW-ESE que toma la costa, ahora baja, a lo largo de 6 km muy peculiares, que parecen corresponder a una depresión longitudinal que ha sumergido la orla litoral: ciertos cabos, escollos e islotes atestiguan con sus vestigios una anchura de 300 o 350 m.

La módica avanzada de Ses Salines, que apenas llega a los 50 m de altitud, ha sido muy atacada por el abarancamiento y vaciado kárstico. A partir de Es Enderrossalls ('los derrumbes'), el roquedo abigarrado finimioceno mantiene un acantilado vivo de 10 a 15 m, afectado, como da a entender el topónimo, por muchos hundimientos y deslizamientos, combinados con cuevas a nivel de una playa que va ensanchándose hacia este.

La playa de Binigaus-Biniquadrell tiene a retaguardia una paleoplaya de arenas rosadas, recubierta por la duna actual que trepa hasta los +8 m. Algo más allá se superponen un cono coluvial, una playa fósil y la eolianita y luego una terraza de acondicionamiento fluviomarino, probablemente flandriense. Otrosí cabe resaltar la abundancia de cantos de unos 15 cm o más, que han sido acumulados en las paredes que delimitan los campos. Las isletas o la cuasipenínsula de Biniquadrell avanzan 300 m mar adentro en testimonio de la plataforma hundida que alcanzaría una anchura doble; los escollos que enfilan a la Punta Atàlitx acaban de confirmarlo.

La Punta Negra es otro residuo que separa esta de la playa de Sant Tomàs cuya mitad oriental conserva algunas dunas vivas. Punta Atàlitx y el Racó des Cavall muestran rasgos de elevación diferencial y cársticos y en su litoral estricto abundan las canteras de *marès*. Desde Na Redona hasta Ses Casotes se alarga el arenal de Son Bou, la correspondiente restinga dunar y el extenso *Prat* o albufera relictas de 7,3 km². El frente interior coincide con un salto de 50 a 20 m, comparable con los cantiles que vimos más al oeste y que veremos más a levante. El límite exterior del bloque hundido corre a unos 200 m de la costa a juzgar por los asomos rocosos

(Segura, Pardo y Servera, 1999). Sobre el bloque hundido se ha gestado una restinga de 2,7 km, con un sistema dunar bien desarrollado en el sector occidental. En el lugar de Ses Casotes (extremo E) hay restos marinos cuaternarios, playas y dunas (?) fósiles a +2 m y, por detrás, a unos +7 m, queda la basílica paleocristiana -que responde del topónimo Sa Canessia-, ahora a punto de ser tragada por el oleaje.

El Prat, con algunos espacios profundos, dirige su escorrentía hacia poniente por bocanas artificiales cortadas en la calcoarenita en diversas etapas de bonificación (arrozal entre 1946 y 1962). La bocana o *gola* primitiva está obstruida por las dunas. La alimentación proviene de *ullals* y acuíferos difusos, y también de fuentes como la de Sa Vall que llegó a propulsar diversos molinos. La prolongación del espacio anfibio del NW es la reliquia de dos calas marinas que durante el flandriense penetraban cerca de un kilómetro.

Ses Penyes y las calas meridionales

Aunque la primera cresta del Cap de ses Penyes corresponda a una falla NNE-SSW de 60 m de salto, la cala de Llucalari no pasa de escuálida rinconada que sigue el curso de un barranco muy empinado. El bloque carbonático ha basculado hacia adentro como sugiere el llano arreico de Sant Llorenç. Desde el cabo hasta Cala en Porter las llamadas Ses Penyes d'Alaior se extienden a lo largo de 5 km con el cantil más bravío del Migjorn, siempre superior a los 50 y a veces 70 m. Es un espacio inhóspito y prohibido durante años por la ocupación militar. En la costa los hundimientos son el común denominador y el colapso semicircular reptido alcanza su expresión más didáctica en la Cala de Sant Llorenç, formada por coalescencia de derrumbes semicirculares (Rosselló *et al.*, 2002). El cantil continúa casi recto, con detalles de hundimiento y algunos barrancos colgados a más de 20 m s.n.m. Las abundantes cuevas a diversas alturas, abiertas en el cortado, corresponden a niveles de base más elevados que el actual.

En Cala en Porter (Figura 3) retomamos el modelo de “cala alta”, ligado a un barranco de cierta categoría con una cuenca de 7 km². La tectónica de fractura es en gran parte responsable del barranco-cala embutido en la plataforma +50 m. La cala actual estricta -llamada también *Malport-* penetra sólo 420 m. En una operación especulativa de subir 1 m el nivel del mar, llegaríamos a 2.180 m de tendido, casi un fjord en época flandriense, en la cual se inició el relleno. Hoy en día, aún tenemos a 1.400 m de la playa una cota de +0,2 m y un sugestivo topónimo, *Es Prat*.

En Cales Coves o Cala les Coves, la combinación de fracturas y

Figura 3
Cala en Porter, ejemplo
de cala alta



depressiones kársticas se repite y, si cabe, se acentúa. Desde el NW y NE vierten en ella dos barrancos encajados en la plataforma +40 m. Hay que anotar la trama ortogonal del primero que termina en un *cockpit* que constituye el fondo de la subcala occidental, con una duna viva que sube 15 m. El centenar de cuevas colgadas, que justifican el topónimo, en mayoría son excavadas y corresponden a los siglos IX-VI aC (Veny, 1982).

El tramo siguiente de costa mantiene un acantilado de 50 m en casi 2 km rectos, con frecuentes derrumbes. El magnífico colapso de Na Mala (Na Linot) tiene 100 m de diámetro y 40 de caída vertical. Es Canotells son una pequeña y extraña cala de 410 x 100 m, una de las más estrechas de las visitadas. La disimetría de orillas del barranco afluente puede confirmar la frontera entre el bloque central y el oriental. A partir de aquí las cosas cambian.

La costa más articulada de L'Aire

Los derrumbes, los hundimientos y, más allá, la sumersión van transformando el aspecto litoral, cada vez más humilde, una vez pasado L'Enderrossall de Forma, un colpaso como la Rinconada de Quatre Rals. El apéndice rocoso de Es Cavall nos introduce en una costa, todavía cortada, pero más baja (+15 m) que va deshilachándose a medida que el continente se hunde.

Las calas de Binidali y Biniparratx pertenecen a un sistema común de barrancos geometrizados combinados con una barra-cresta litológica. La península de Cap d'en Font apenas pasa los +10 m y marca el inicio de un litoral cada vez más articulado. Sobre un *shelf* muy somero proliferan islotes, losas y escollos, con una cierta tendencia perpendicular. La costa ya es baja

El espacio litoral de Binibéquer a Biniancolla queda marcado por energéticas fracturas y en detalle por la disolución (marmitas, agujeros, puentes - Figura 4 -, etc.), donde Bourrouilh (1983) creyó ver “una costa fósil 500 m más allá de la actual”. La Marina de Son Ganxo es una protuberancia con un frente incurvado de unos 2 km que coincide con una de las susodichas crestas y alcanza 29 m de altitud. Un kilómetro mar adentro queda el testigo de La Illa de l'Aire, hito marítimo que figura desde principios del siglo XIII en las cartas portulanas. La isobata -20 m demuestra a las claras la conexión del islote con la punta sudoriental de Menorca; buena parte del freo (enjuto en buena parte del cuaternario) no llega a los -7 m. La disimetría de la descarnada isleta parece responder a una arruga de la plataforma carbonbática finimiocena, aunque encima soporte eolianitas recientes.

La avanzada triangular, recortada por un trecho fracturado de 900 m, limita al N con la Cala des Rafelet, hendidura y barranquizo que cortan la 'rampa media' (Pomar, Obrador y Westphal, 2002). El estilo acantilado mediano se mantiene y la falla litoral ha degollado la dolina hectométrica de Binissaida que tiene el fondo a +25 m. Desde la Punta de sa Cigonya hasta la Cala de Sant Esteve, 1,5 km de falla N7°W gobiernan el salto de 35

o 40 m a una acera de 10 o menos. El Caló des Vinblanc es otra dolina destruida.

La Cala de Sant Esteve podría alinearse, en cuanto a tipología, con las calas mallorquinas de Santanyí (Rosselló, 1995). El roquedo de *packstones* de la 'rampa interna' es bien visible en las numerosas canteras que sirvieron para construir las vecinas fortalezas de Sant Felip y Marlborough. El modelado cársico se combina con cuevas-tafoni y la roca perforada por haloclastia. La cala penetra unos 700 m entre modestos cantiles deangulosos de +10 o +15 m y viene a prolongar un tortuoso barranco cuyo esquema parece tectónico.



Figura 4
Puente -arco litoral- relacionado con un colapso de una cavidad kárstica en el SE de Menorca

La península de La Mola y la isla de Es Llatzeret siguen perteneciendo al roquedo de la 'rampa interna' (Pomar *et al.*, 2002), pero la primera, muy disimétrica y de 1,8 km de eje, alcanza una altitud de 78 m en los peñascos que dan al SE. Esta altura le ha permitido conservar el 'complejo arrecifal', desaparecido por erosión y hundimiento en la isleta de Es Llatzeret que se orienta paralela a la bocana del gran puerto "de más de tres millas". El eje de la fosa que lo justifica con profundidades superiores a -15 m pasa entre Es Castell y las islas. La Illa del Rei, perteneciente a la 'rampa interna' sólo alcanza 14 de cota.

En la orilla de tierra firme se suceden algunas ligeras concavidades hasta Cala Pedrera, más acusada, con una playita y un barranco insinuado. Cales Fonts, asediada por el área urbana de Es Castell, tiene estilo de dolina anegada, igual que Cala Corb. En un tramo de cantil mediano de +20 m el accidente mayor es Cala Figuera en el roquedo de la 'rampa media' que nos acompaña hasta la Colàrsega. El flanco izquierdo de la cala es un labio de falla que mantiene elevado el bloque de Maó a unos 30 m s.n.m. Un cantil seguido NW-SE forma el flanco estratégico de la ciudad con un escalón de 10-15 m sobre la acera artificializada de los muelles.

Clases de costa y modelos evolutivos

El navegante que se acerca a Menorca desde el sur no puede ocultar una impresión de costa hostil, aunque sea abordable en puntos concretos; no abundan playas extensas o arenales que tanto solicitan los explotadores del ocio. La sensación de un acantilado continuo -alto o bajo- no deja de responder a una realidad física.

La tipificación más elemental es la dicotomía alta/baja. Consideramos "altas" (*penyes*) todas las costas que hacen escalón consistente donde toca el oleaje (Figura 5). Son casi el 90 % de las que estudiamos a macroescala, porque, si entrásemos en fractales, las bajas se nos perderían. En otras palabras, *todas* las playas no suman 10 km. El acantilado más alto, lo encontramos en Ses Penyes d'Alaior (70 m), altitud que se repite en La Mola. Los 50 m de caída, los mantiene aún el cortado entre Sant Llorenç y Es Canotells. En el resto de la costa más alta, que a menudo llega a los +30 m, se hallan las grandes calas, pero el límite de este tipo habría que situarlo en los +10 m. No lo alcanzan en general la mayor parte de las costas que miran a poniente, ni menos las de levante y, además, los frentes rocosos suelen ser más graduales, cuando no tienen una rasa a flor de agua.

Las "bajas" son costas escasas y a menudo minúsculas. El desarrollo amplio del sistema playa-restinga-albufera se reduce casi al frente de Son



Figura 5
Ses Penyes d'Alaior, un
acantilado que supera los
50 m

Bou, en condiciones tectónicas peculiares. El otro “gran” arenal, de Binigaus-Biniquadrell no pasa de una orla adosada a un acantilado parcialmente funcional. Todo el resto son *culasses* o fondos de cala donde puede permanecer la arena o la grava cuando lo permite el gradiente. En algunas incluso se puede verificar en pequeño el esquema playa-restinga-albufera-pantano.

Dejamos las calas fuera del simplista planteamiento anterior, primero, porque no lo alteran y, segundo, porque tienen una motivación en parte “extralitoral”. Localizamos calas en litorales de acantilado alto -las mejor desarrolladas- y bajo. Todas responden a causas diversas y solapadas: hidrología predominante en unas, tectónica en otras y carstificación en todas. Lo más frecuente es una compleja combinación.

Los modelos morfogénéticos de la costa caliza menorquina han de conjugar tres tipos de factores. Por un lado, la tectónica a diversa escala; por otro, la hidrología -especialmente cástica- y, en tercer lugar, los cambios del nivel marino durante el cuaternario.

Por lo que vamos sabiendo de la gran tectónica, se configuran en la isla tres sectores, uno central más elevado. Por ello, las calas de este sector son más profundas en sentido vertical, al coincidir con cañones previos. Claro es que aquí nos enfrentamos con los acantilados más altos. La transición del sector elevado por la parte de levante es menos clara que por poniente, donde la Talaia d'Artrutx interrumpe claramente el estilo litoral de Ciutadella. Ni a levante ni a poniente podemos hablar de plataforma hundida, sino de menos afectada por una combadura anticlinal de eje NNE-SSW.

La tectónica de detalle es otra cosa. Llama la atención la profusión de pequeñas fracturas y fallas de escaso salto o de simples líneas de

debilidad que trascienden al relieve, sobre todo cuando interviene el agua fluvial o marina. Muchas caletas y hendiduras, puntas, cabos y rincones no tienen otra justificación, pero también segmentos rectilíneos de costa y escalonamientos litorales.

Nada tiene de sorprendente que el karst domine un litoral absolutamente calizo y haya mediatizado la circulación hídrica interior. Tanto la escorrentía superficial como la subterránea han marcado las formas litorales: es el caso de las calas, unas radicalmente “fluviales”, otras más “tectónicas” y otras, todavía, acusadamente “kársticas”. A lo largo de nuestra investigación, además, hemos tomado conciencia del gran papel de los colapsos (*clots, olles, racons, enderrossalls...*) en una costa que en detalle evoluciona muy rápidamente. Queda por aclarar si los matices litológicos han determinado evoluciones diversas, como sería el deshilachamiento de la orilla del SE, relacionado con el complejo arrecifal.

Nadie puede controvertir la realidad cambiante de los niveles marinos de los últimos millones de años, o más modestamente en los cien o trescientos mil últimos, con un mecanismo alternante y repetido. *Todas* nuestras costas son de hundimiento (o transgresivas), pero unos sectores más que otros. Bajada marina se traduce en encajamiento fluvial (acañonamiento, *soutirage* kárstico, colapso favorecido) y descubrimiento de la plataforma subacuática (arena disponible!). El viento y la deriva litoral pueden haber contribuido mucho. El ascenso del nivel marino, por una parte, provoca la penetración marina en las calas en tramos kilométricos, pero también puede inducir la colmatación con sedimentos marinos y/o continentales o parálidos. Cala Trebalúger no es lo mismo que el puerto de Ciutadella, y *podía* haber sido más.

Agradecimientos:

El presente trabajo es una contribución al proyecto BTE2002-04552-C03-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Introducción

Más de la mitad de la superficie de Menorca está ocupada por rocas carbonatadas. Esta proporción se incrementa si nos referimos tan sólo a la línea de costa. Teniendo en cuenta que nos encontramos en una zona de climatología templada con regular pluviometría estacional, comprenderemos fácilmente que uno de los procesos más importantes del modelado de la isla será el kárstico (García Senz, 1985).

El presente trabajo enfatiza el papel que han tenido y siguen teniendo en la actualidad los procesos kársticos, tanto del endokarst como del exokarst en el modelado litoral de la zona del Migjorn donde la litología carbonatada de calcarenitas y calcisiltitas es omnipresente.

En primer lugar se describe la evolución del litoral a macroescala, donde con la base del condicionamiento estructural de la mayor parte de los acantilados y de la línea de costa, los procesos fluviales y cársticos se conjugan para producir una de las formas más características de la costa balear, las calas. En segundo lugar se describe el micromodelado basado en las formas de disolución de pequeña escala frecuentes en la zona costera.

El macromodelado

El rasgo casi monótono y más característico del Migjorn de Menorca es una línea de costa que forman los acantilados de la plataforma tabular carbonatada miocena, cortados por profundas incisiones, los barrancos, que terminan en una típica forma de cala. Tradicionalmente se han venido considerando las calas originadas por la incisión fluvial durante el último periodo glacial. La transgresión holocena en ambiente estuarino ha dado lugar a esta forma de costa entre acantilados (Penck, 1894). Sin embargo y dejando de lado el importante papel que juega la red de fracturación en el trazado final, tanto de la línea de costa, como del recorrido de los torrentes y el trazado de las calas (Rosselló, 1997), la variabilidad morfológica y el papel poco claro de los actuales procesos fluviales, hacen pensar en la intervención de otros procesos en el desarrollo y evolución de los barrancos y por tanto de las calas. El modelo que se propone destaca la clara relación en un buen número de casos entre la cala y el karst (Fig. 1).

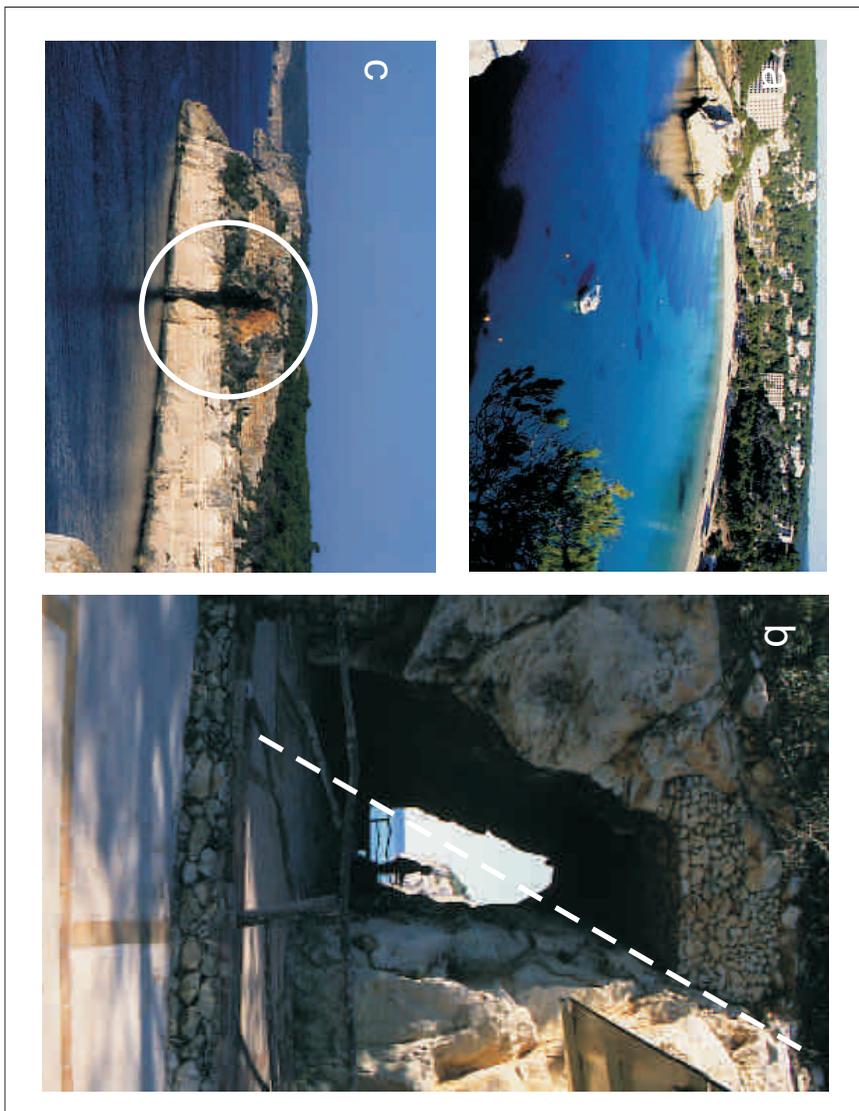


Figura 1
Cala Galdana. (a) ejemplo del papel del karst en el modelado litoral, donde se aprecia como los conductos freáticos aparecen condicionados por la fracturación (b) y las depresiones y colapsos (c) modelan un marco incomparable

Litología y fracturación

Los materiales, carbonatados en su totalidad, que forman los acantilados costeros del Migjorn corresponden al Mioceno superior (Pomar *et al.*, 2002). Está formado por dos unidades:

- a) la inferior que corresponde a una rampa progradante cuyas facies bioclásticas presentan como componente mayoritario las algas rojas dispuestas en capas con un ligero buzamiento deposicional en dirección sur, donde alternan las texturas *packstones*, *grainstone* o incluso *rudstone* con una gran bioturbación (Fig. 2a);
- b) la superior corresponde a una plataforma de progradación arrecifal cuyas características litológicas son muy similares a la anterior, dependiendo del subambiente deposicional con la variada presencia de cuerpos bioconstruidos por corales que, además de las texturas anteriores, pueden dar lugar a texturas *rudstone* y *framestone*.

Los materiales del Mioceno superior son postorogénicos, no presentan por tanto deformación, aunque sí de forma poco penetrativa están afectados por una fracturación, o mejor dicho, diaclasamiento (Fig. 2) cuyas direcciones más frecuentes (N50-60° y N120-140°) coinciden con la mayor parte del trazado de los torrentes así como con las alineaciones de los acantilados costeros (Fig. 2c) y están asociados con los principales fenómenos de tipo kárstico (Fig. 2b).

Cala Galdana

La apariencia de desembocadura fluvial (artificial en la actualidad) del torrente d'Algendar, en Cala Galdana, corresponde al relleno sedimentario -albufera y restinga- de la última transgresión flandriense (Fornós *et al.*, 1998).

Las formas cóncavas de la costa se suceden en continuidad, realzadas por la trayectoria meandrizante del torrente. En la zona de la cala las paredes verticales repiten estas formas cóncavas claramente delimitadas por paredes muy empinadas favorecidas por una fracturación vertical que sigue las direcciones ya mencionadas anteriormente y que se relacionan con hundimientos kársticos (Fig. 3).

El tipo y la morfología de dichos hundimientos se hace especialmente visible en la actual línea de costa en cuya alineación también es más evidente el papel de la fracturación y su control en la distribución de los hundimientos (Rosselló *et al.*, 2002). En la Fig. 4 se observa la relación entre las dolinas y sus conductos verticales con las formas endokársticas horizontales.



Figura 2
Cala Mitjana (a) y cala Fustam (b y c) donde la intensa diaclasación regularmente espaciada es el factor clave que condiciona el desarrollo de los conductos freáticos, las cavidades y la línea de costa

Modelo evolutivo

La presencia de cavidades de disolución que siguen un cierto paralelismo a lo largo del litoral, así como la presencia de conductos paralelos por debajo de los actuales lechos torrenciales, ha sido puesto de manifiesto recientemente por Gràcia *et al.* (2000). Este hecho nos permite proponer un modelo de evolución del litoral carbonatado, que se iniciaría con la disolución preferente en los acuíferos marinos carbonatados ligada a las zonas de mezcla de aguas (Smart y Whitaker, 1991) que crearía un rosario de cavidades debidas a la cuña de intrusión marina, fenómeno ampliamente descrito en áreas tropicales (Whitaker y Smart, 1990; Mylroie y Carew, 1990).

Otro factor a tener en cuenta es la fracturación o diaclasamiento. Teniendo presente el mecanismo anterior, una fracturación transversal a la línea de costa, como la comprobada en la zona central del Migjorn de Menorca, favorecerá la disolución en dirección a tierra por la canalización preferente del flujo a través de la discontinuidad que representan estas

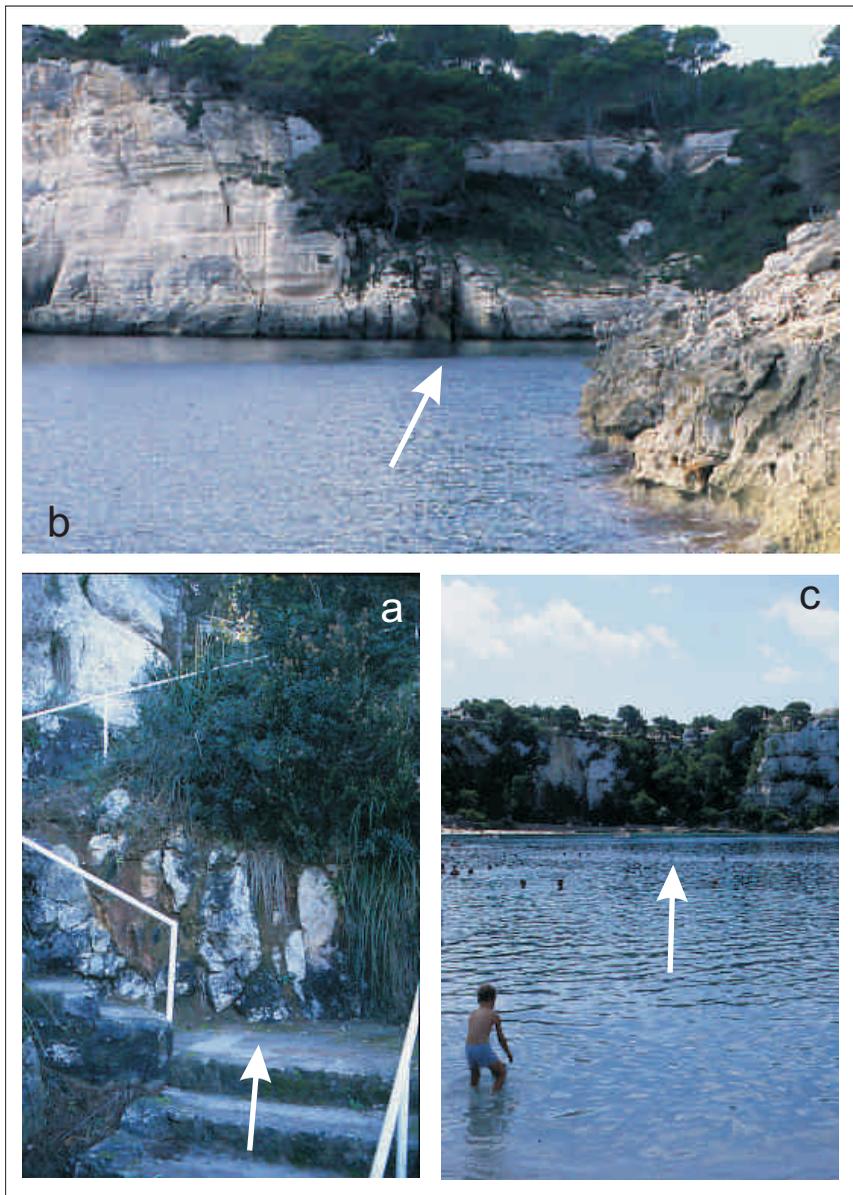


Figura 3

Cala Galdana. (a) Conductos freáticos rellenos por materiales lutíticos rojos de infiltración; (b) dolinas de colapso delimitadas por fracturas; (c) dolina de colapso de dimensiones decamétricas

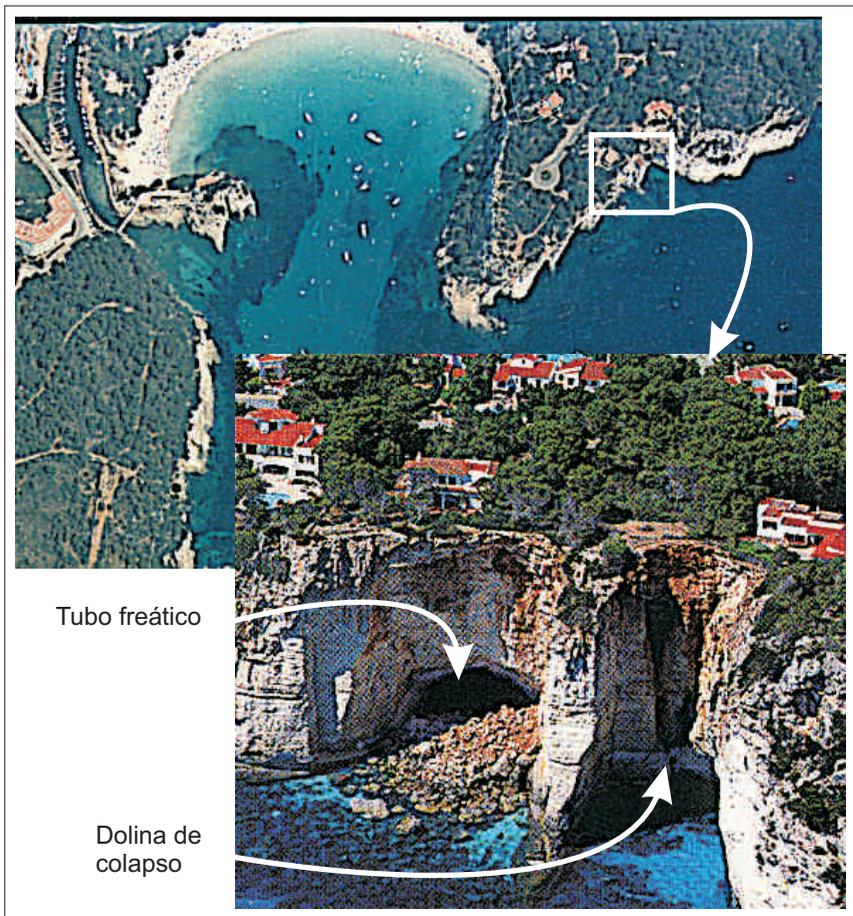


Figura 4

Colapso de dolinas relacionadas con la fracturación y conductos freáticos capturados por la acción de la dinámica marina (Cala Galdana)

fracturas (Back *et al.*, 1984). Este mayor flujo de agua, y por ende la digitación en este punto de la cuña de intrusión favorecerá la porosidad kárstica que a la larga será objeto de la actividad abrasiva marina con la captura de las depresiones y conductos creados. En el caso del Migjorn de Menorca (Fig. 5), la formación de las calas se relaciona, en un buen número de casos, que no todos, con el aprovechamiento de los conductos freáticos.

Estos conductos se desarrollaron siguiendo en su mayor parte la pendiente deposicional de los materiales calcareníticos miocenos por disolución preferente (alternancia con calcisiltitas más impermeables) a

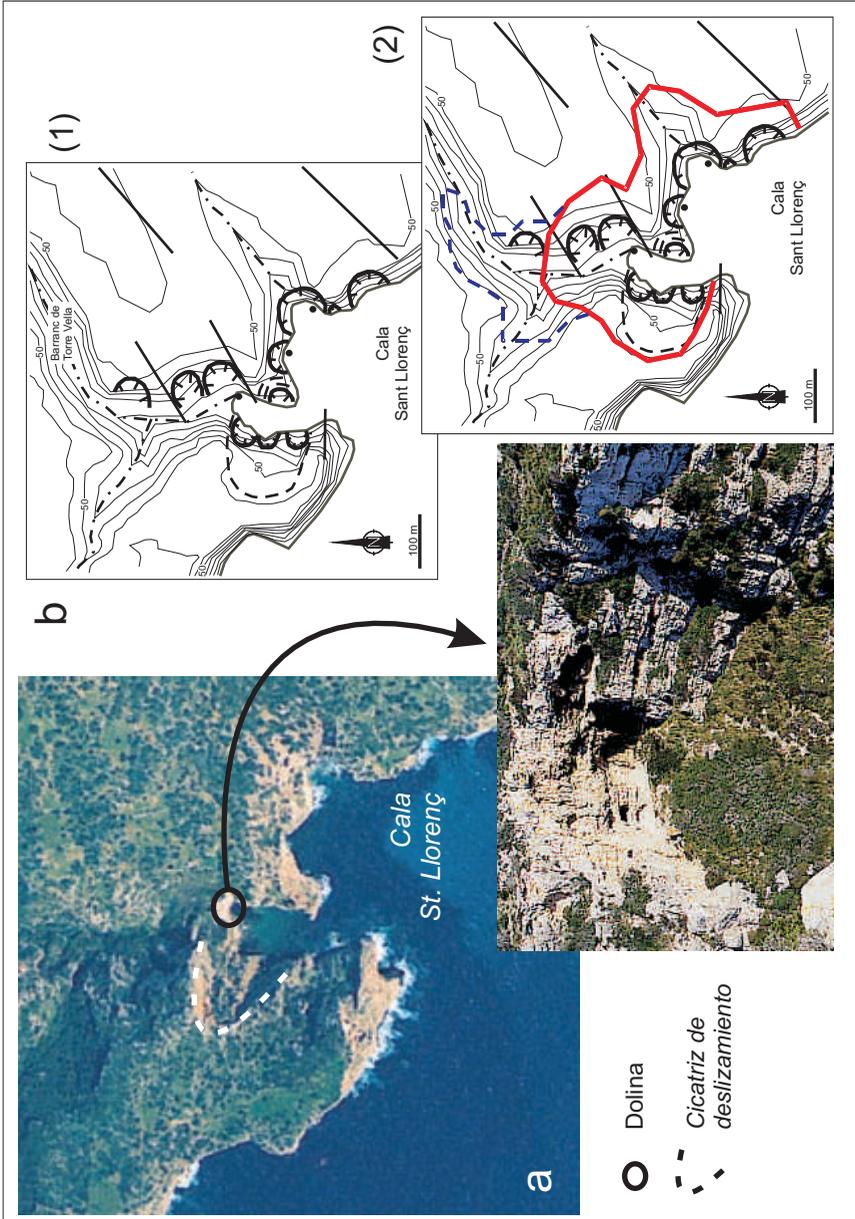


Figura 5
Modelo evolutivo de formación de una cala y barranco asociado por coalescencia de dolinas de colapso. Ejemplo de Cala Sant Llorenç

través del diaclasamiento vertical en momentos de estabilización marina del Plio-cuaternario.

La variabilidad glacioeustática de este período daría lugar a la superposición de varios niveles de disolución que favorecerían la formación de cañones cársticos, depresiones o dolinas y el colapso de las mismas, principalmente en momentos de nivel marino bajo por pérdida de soporte hidráulico. El mecanismo no se desarrolla de forma única, sino que el resultado final suele ser una amalgama y coalescencia de procesos y formas que derivan en lo que sería la formación de la cala y el barranco asociado.

En la zona costera, durante los periodos de ascenso marino, estas formas serían invadidas por el mar y provocarían además el relleno sedimentario de los barrancos (Fornós *et al.*, 1998). La forma final de planta circular o elíptica de calas y los límites de sus paredes verticales y las de los barrancos apoyan la interpretación genética cárstica de formación y hundimiento de cavidades. Sin embargo, a la morfometría resultante, hay que añadir la variabilidad, producto de la combinación de los procesos fluviales con la estructura tectónica y la alternancia textural litológica.

El micromodelado : el lapiaz o karren

El siguiente gran apartado que relaciona el karst con el litoral corresponde a las microformas, frecuentes cuando la costa rocosa presenta plataformas, rellanos o acantilados de poca altura. Dichas particularidades, cabría englobarlas dentro del denominado karren o lapiaz costero (Ginés, 2000; Gómez-Pujol y Fornós, 2001) que abarcaría todas las formas de meteorización desarrolladas sobre la roca caliza en ambientes litorales en los cuales la disolución ejerce un papel esencial

El karren agrupa todos aquellos modelados, microformas y conjuntos de microformas complejas que se desarrollan en las costas rocosas desde la zona supralitoral (donde la influencia marina remodelaría la formación del lapiaz de subsuelo) a la intermareal (donde los procesos marinos serían los dominantes). En su génesis intervienen además de la disolución, otros procesos como la acción física del oleaje, la acción físico-química del spray marino (haloclastia) y, en especial, la actividad biológica, que con la acción de cianobacterias, gasterópodos, equinodermos, etc. es pieza clave para entender buena parte de los resultados de la meteorización del roquedo carbonatado, lo que ha dado lugar a la acuñación del término biokarst o fitokarst (Viles, 1988).

El desarrollo del karren litoral depende de la morfología general de los acantilados. Así, el máximo desarrollo se da en toda la zona del Migjorn

sobre las calcarenitas del Mioceno superior y eolianitas plesitocenas (Fig. 6), especialmente en los sectores occidental y oriental de la isla, donde el litoral presenta una cota más baja, mientras que el sector central, bien por la presencia de acantilados verticales de considerable altura, bien por una composición más lutítica, dichas formas están menos desarrolladas. En la zona costera de Tramuntana, en las áreas con afloramientos calcáreos y dolomíticos mesozoicos también se desarrollan, aunque nunca adquieren las características espectaculares del Migjorn.

Las formas presentes son muy variables, de modo que se comprueba una gran variabilidad con un claro gradiente entre formas definidas. Muchas de ellas, además, están condicionadas por la naturaleza de las estructuras de la roca, tanto sedimentarias como tectónicas o de otro tipo, como pueda ser la debida a la disolución preferente de algunos de los componentes de las calcarenitas (por ejemplo los corales). De entre todo el espectro de posibilidades (Fig. 6) cabe destacar como formas más generales y frecuentes que se pueden observar (Gómez-Pujol y Fornós, 2001): *cubetas o kamenitzas* (“*cocons*”) que son depresiones de planta elíptica y fondo plano de orden decimétrico a métrico, delimitadas por paredes verticales que suelen presentar extraplomos (Emery, 1946); *alvéolos y microalvéolos* (“*pits, micropits*”), pequeñas depresiones de planta circular poco profundas de orden centimétrico (alvéolos) o inferior al centímetro (microalvéolos) que suelen presentar densidades muy elevadas (Folk *et al.*, 1973) y, *pináculos o agujas* (“*pinnacles*”) que son cuerpos de forma cónica o piramidal de dimensiones muy variables que pueden llegar al metro de altura (Ley, 1979) y que corresponderían al relieve residual de una superficie previamente desmantelada.

Todo el conjunto de microformas se estructura sobre la base de la zonación litoral similar a la descrita por Gómez-Pujol y Fornós (2001) para la isla de Mallorca, fundamentada en los parámetros físicos de la dinámica marina (dominio del oleaje, zona de salpicadura y zona de aerosol), y los parámetros biológicos de zonación debida a los microambientes generados por la variación de la influencia marina y/o continental, en sentido transversal a la línea de costa, o como microhabitats debidos al abundante diaclasamiento de los materiales calcáreos donde se retiene la humedad. Así, de mar a tierra, podemos encontrar el dominio de las plataformas y otras formas de abrasión con formas alveolares producto de la macrobioerosión.

Fuera de estas áreas, las morfologías alveolares y microalveolares presentan la máxima densidad y disminuyen rápidamente (siempre según la disposición general del acantilado) en dirección a tierra. La zona



Figura 6

Lapiáz o karren litoral bien desarrollado sobre los niveles calcareníticos del Mioceno superior de la zona del Migjorn de Menorca. (a) Aspecto general en la zona del Cap d'Artrutx, (b) desarrollo de los pináculos en Cala Blanca, (c) cubetas o kamenitzas ("cocons") en el área de Punta Prima

de pináculos marca el límite en donde se desarrollan sobre las superficies planas supramareales las cubetas o kamenitzas. A partir de este punto las morfologías de disolución van disminuyendo y el control estructural de las formas es mucho más evidente, hasta llegar al dominio ya claramente sin influencia marina, donde las formas de lapiáz desarrollado bajo suelo adquieren una mayor importancia.

Agradecimientos:El presente trabajo es una contribución al proyecto BTE2002-04552-C03-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

El relleno de los fondos de los barrancos del Migjorn de Menorca

Joan J. FORNÓS¹ & Francesca SEGURA²

¹ Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears

² Departament de Geografia. Universitat de València

Introducción

El estudio de la evolución del nivel del mar ha adquirido en los últimos tiempos un desarrollo espectacular y ha llegado a ser el objetivo fundamental de buena parte de publicaciones de tipo geomorfológico, sedimentológico y estratigráfico, además de otras disciplinas asociadas y del entorno de la geografía física. El principal centro de interés donde queda o puede quedar reflejada dicha evolución es por supuesto la zona litoral, dado que es donde se superponen los procesos erosivos y sedimentarios registrados en los materiales depositados en los valles encajados durante el último periodo glacial (Dalrymple *et al.*, 1994).

El estudio de las características hidrogeomorfológicas de la zona del Migjorn de Menorca y los sondeos de reconocimiento han permitido conocer la magnitud y las características de estos valles encajados y su relleno sedimentario (Fornós *et al.*, 1998; Fornós, 1999). Observando las características y el trazado de los mismos se puede dividir *grosso modo* el Migjorn en tres áreas: la occidental o de Ciutadella, la central y la oriental o de Maó (Fig. 1). Tanto en el área de Ciutadella como la de Maó, los torrentes o barrancos presentan un recorrido longitudinal relativamente corto con un desarrollo que no supera en muchos casos el kilómetro de longitud y que es apreciable tan sólo en la misma línea de costa, aunque puntualmente la incisión sea importante. El modelado cárstico en dichos casos está muy desarrollado y supera casi siempre a los rasgos de origen fluvial. Este hecho queda marcado también por la presencia de valles colgados, así como por manifestaciones cársticas como dolinas y poljes. La zona central, en cambio, está recorrida por barrancos o torrentes con trazados fluviales de gran recorrido, que en su mayor parte atraviesan todo el Migjorn (Fig. 1), y que en su tramo final tienen un fondo plano con paredes verticales. Es este último tipo de barrancos al que prestaremos la atención en los siguientes apartados.

Localización y situación geológica

Los torrentes estudiados con rellenos sedimentarios se localizan en la parte central del Migjorn. Son concretamente de oeste a este: el Barranc de

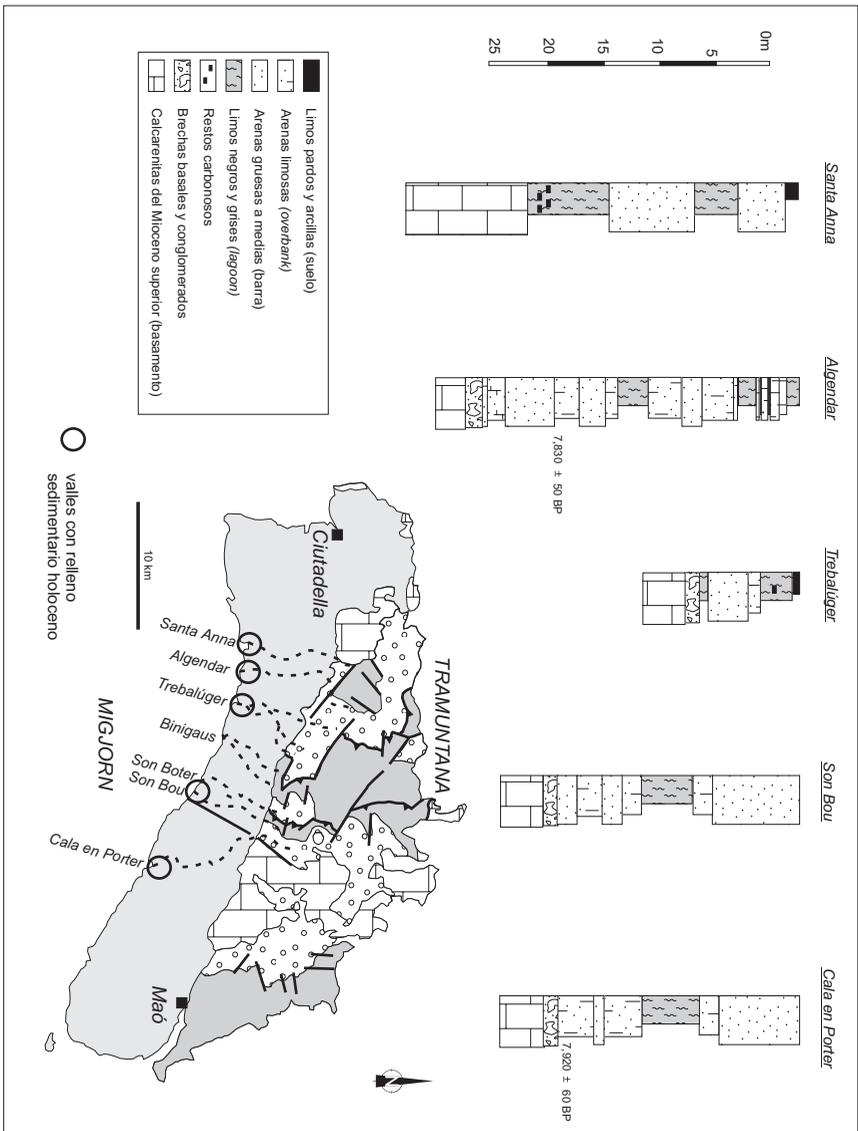


Figura 1
 Esquema geomorfológico y geológico de la isla de Menorca con el trazado de los principales torrentes de la zona central, y las estrategias esquemáticas de los rellenos sedimentarios en algunos de ellos.

Santa Anna que desemboca en Cala Macarella, el Barranc d'Algendar que vierte sus aguas en Cala Galdana, el Barranc de Trebalúger que desemboca en la cala del mismo nombre, el Barranc de Son Boter y Son Bou que desembocan en la albufera de Son Bou y el Barranc de Cala en Porter. Todos ellos tienen su cabecera en los materiales impermeables de la zona de Tramuntana cuyas aguas drenan en dirección sur. Otros barrancos de esta zona central, como los de Binigaus o de Sa Torre, con trazados geomórficos similares, no presentan en sus desembocaduras relleno sedimentario.

Todos los barrancos citados atraviesan los materiales calcareníticos que forman la zona del Migjorn. Estos materiales blanquecinos y con buena estratificación pertenecen al Mioceno superior y son por tanto postorogénicos. Su disposición y estructura es la deposicional con ligeros basculamientos provocados por los últimos impulsos alpinos y por la tectónica distensiva postmiocena. En los materiales carbonatados del Mioceno superior se han distinguido diversas unidades (Obrador *et al.*, 1983). Entre ellas, la denominada Unidad Inferior de Barras que corresponde a un sistema de rampa carbonatada progradante con una composición predominante formada por algas coralíneas, es la que aflora en mayor medida en la parte central del Migjorn. En ambos extremos de la isla, en cambio, está presente la unidad superior (Unidad Arrecifal de Obrador *et al.*, 1983) que se corresponde con la progradación de una plataforma arrecifal con sus crestas y taludes, y que en principio no afecta a las características morfológicas de los barrancos objeto del presente trabajo. Todo este conjunto confiere a la zona del Migjorn una topografía plana -dejando de lado las profundas incisiones de los barrancos- no observable fácilmente en el paisaje, y con una ligera inclinación hacia el sur. Este paisaje meridional contrasta con las cabeceras de los barrancos, labradas sobre relieves muy suaves pero continuos, formado por los materiales tectonizados del Paleozoico con predominio de pizarras y esquistos y del Mesozoico, representado por los materiales detríticos silíceos, conglomerados y areniscas rojas del Triásico y las calizas y dolomías del Jurásico y Cretácico, que en su conjunto caracterizan la zona de Tramuntana.

Características geomorfológicas

Los materiales tabulares calcareníticos miocenos presentan una marcada estratificación con una suave pendiente deposicional en dirección a la línea de costa actual. Este hecho conlleva el relieve tabular característico de la zona del Migjorn de Menorca que acaba bruscamente

en los acantilados costeros casi siempre con alturas que superan los 15-20 m. La superficie tabular está cortada por la incisión de los barrancos con unas características geomórficas propias. El trazado de los torrentes y de las calas asociadas en su tramo final muestra los efectos de una tectónica distensiva que se manifiesta por una intensa fracturación, o mejor dicho diaclasamiento, y por la presencia de procesos de tipo cárstico (Rosselló *et al.*, 1997). Los barrancos acusan un fuerte encajamiento con paredes casi verticales sobre las calcarenitas miocenas y muestran en su trazado final un fondo plano, resultado del relleno por materiales de tipo fino. En la actualidad estas áreas planas están cerradas por una restinga con un sistema de playa-duna y espacios de marismas o albufera. Dichas características corresponden claramente al resultado de una inundación marina de una desembocadura fluvial.

Características de los rellenos

Como hemos comentado anteriormente, los rellenos sedimentarios de los barrancos adoptan en su parte baja una topografía plana, formada por materiales finos y limitada por las paredes casi verticales excavadas en los materiales miocenos. Esta superficie prácticamente horizontal no supera los 4-5 m sobre la actual cota del nivel del mar (Fig. 2).

La realización de diversos sondeos eléctricos (SEV's) (Pardo *et al.*, 1997) y de sondeos mecánicos con testigo continuo, en el sentido longitudinal del relleno, ha permitido ver la geometría así como las características estratigráficas y sedimentológicas de los materiales. La máxima incisión a la altura de la cala llega a superar los 50 m, tanto en Macarella como Cala Galdana y Trebalúger, aunque los sondeos mecánicos realizados dan una potencia máxima, en el caso de Cala Galdana, de 31 m. Esta marcada diferencia puede ser debida a que los sondeos mecánicos pueden no estar alineados con el depocentro de los barrancos así como la posibilidad de que el modelado cárstico, con la presencia de sumideros que también han sido descritos aguas arriba (Pardo *et al.*, 1997), pueda dar lugar a rellenos superiores a los esperados en un perfil fluvial con una pendiente más o menos uniforme (Fornós *et al.*, 1998). En cualquier caso la potencia de los rellenos disminuye aguas arriba (Fig. 2) de forma progresiva, marcando una clara variación en las facies sedimentarias.

Facies sedimentarias

El conjunto de materiales que forman la mayor parte de los rellenos (Fig. 1) se caracteriza por una alternancia de materiales lutíticos de colores oscuros y niveles de arenas no consolidadas con coloraciones

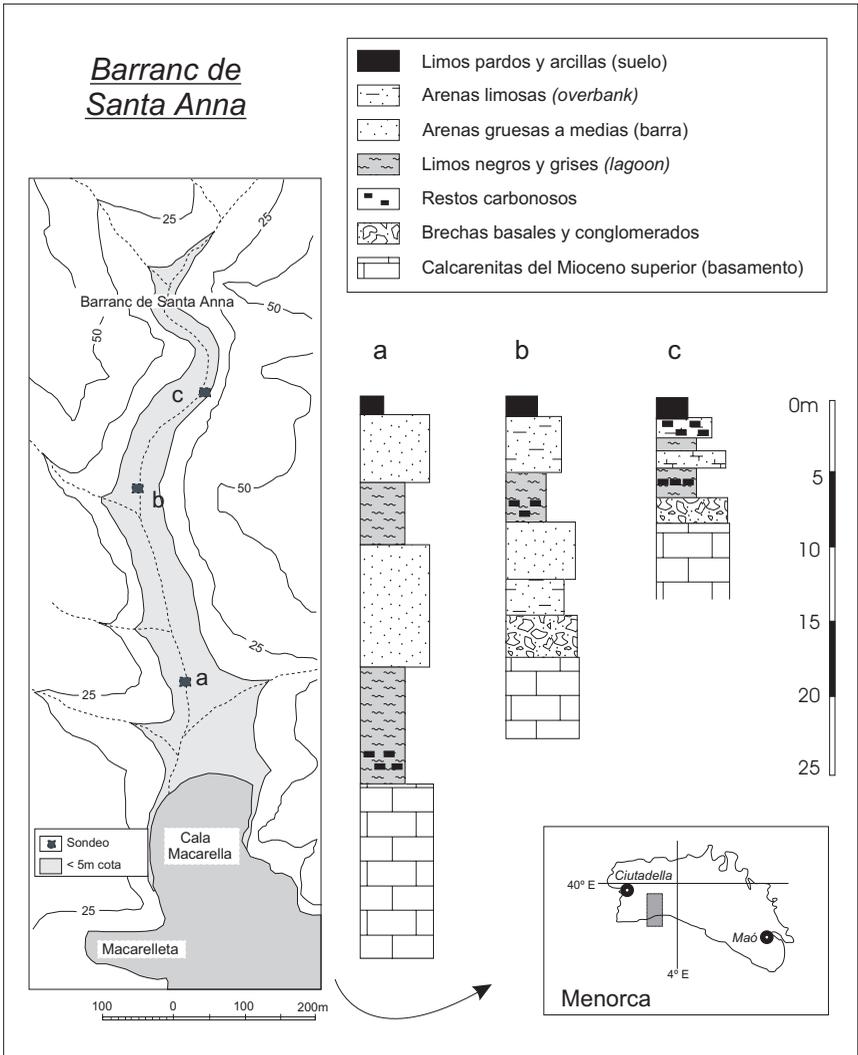


Figura 2

Barranc de Santa Anna y Cala Macarella en el Migjorn de Menorca. Obsérvese la localización de los sondeos efectuados en los rellenos sedimentarios del barranco y columnas estratigráficas sintéticas con las principales facies.

blanquecinas o pardas. Los materiales claramente detríticos como conglomerados o gravas, así como materiales finos de color rojo son tan solo testimoniales. En su conjunto representan facies de transición litoral con diversos subambientes (Fig. 3). Entre las facies

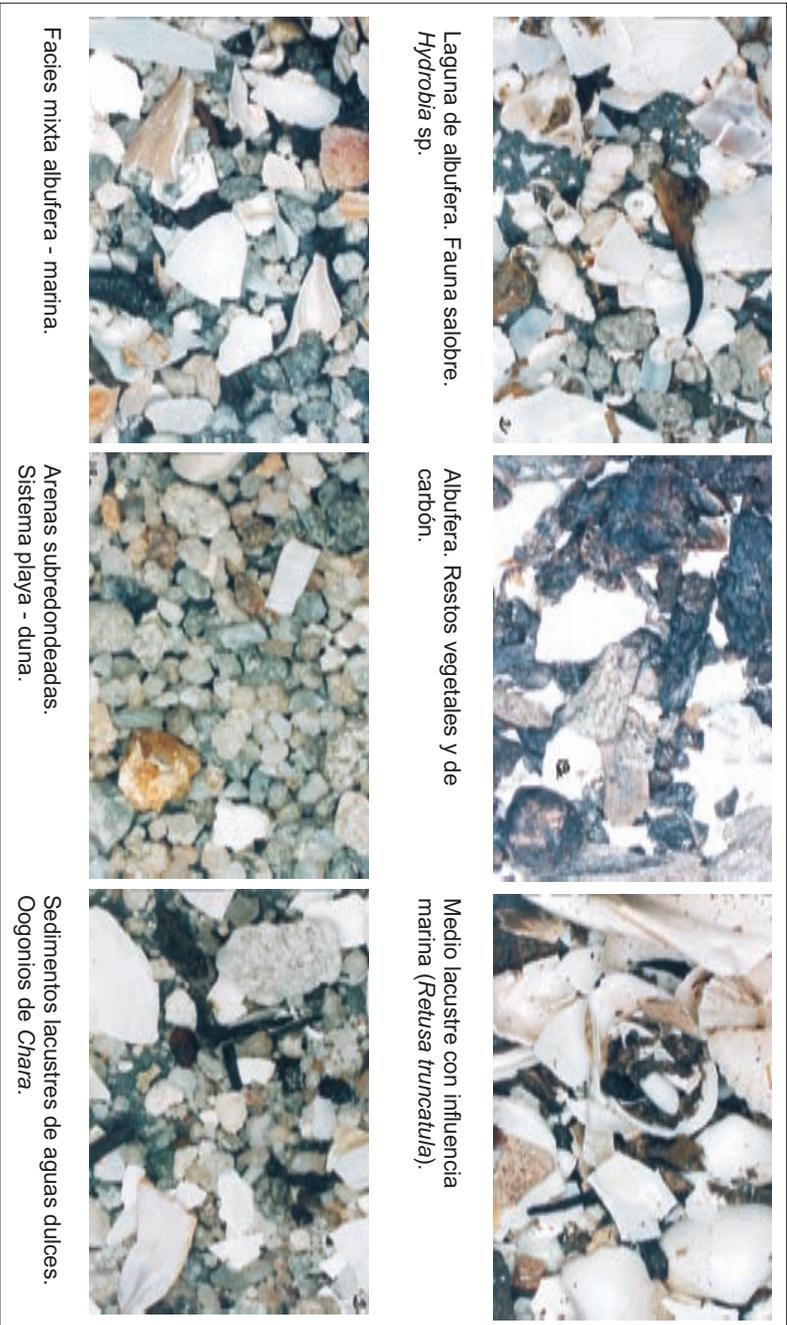


Figura 3
Características de la fracción arena de las facies del relleno sedimentario del Barranc d'Algendar.

más características podemos distinguir -siguiendo un orden de mayor influencia continental a marina- las siguientes:

- a) Gravas y conglomerados con cantos de redondeados a angulosos y limos rojos que corresponderían a facies de reacondicionamiento basal y depósitos de tipo fluvial.
- b) Limos negros y grises. Están formados casi en su totalidad por materiales fangosos con muy pequeña proporción de las arenas. Presentan un elevado contenido en materia orgánica que se traduce puntualmente en la acumulación de restos carbonosos. Su fauna es característica de ambientes salobres. Se interpretan estos depósitos como formados en un ambiente de albufera de aguas salobres. Localmente esta facies presenta niveles de limos arenosos carbonatados, que contienen fauna y flora únicamente de agua dulce.
- c) Arenas gruesas a medias. Son arenas con un buen grado de clasificación y los granos subredondeados. La presencia de granos de cuarzo suele ser abundante, siendo escasa la proporción de materia orgánica. Corresponde a depósitos acumulados por la acción eólica y retrabajamiento marino que caracteriza el sistema playa-duna.
- d) Arenas limosas. Facies similar a la anterior, pero con un claro incremento de la fracción fina y que se caracteriza por una mezcla de fauna marina y salobre. Estos depósitos corresponden a la transición desde la playa-duna al sistema lagunar. Concretamente formarían parte de abanicos marinos intralagunares y a deltas de inundación.
- e) El nivel superior de la secuencia suele estar formado por limos arenosos pardos con abundantes restos vegetales, especialmente raíces y que se corresponderían con la edafogénesis actual.

Edad de los rellenos

Las dataciones efectuadas en los rellenos (Fig. 1) por Yll *et al.* (1994) en sus trabajos de análisis de la composición polínica indican que la totalidad de los rellenos sedimentarios corresponden al Holoceno. La máxima edad obtenida en la base del relleno de Cala en Porter es de 7.920 ± 60 BP.

El ejemplo del Barranc d'Algendar (Cala Galdana)

En la zona de Cala Galdana, donde desemboca el más paradigmático de los torrentes que drenan el Migjorn de Menorca, el Barranc d'Algendar, afloran las calcarenitas del Mioceno superior, que son las que conforman los impresionantes acantilados verticales de la cala.

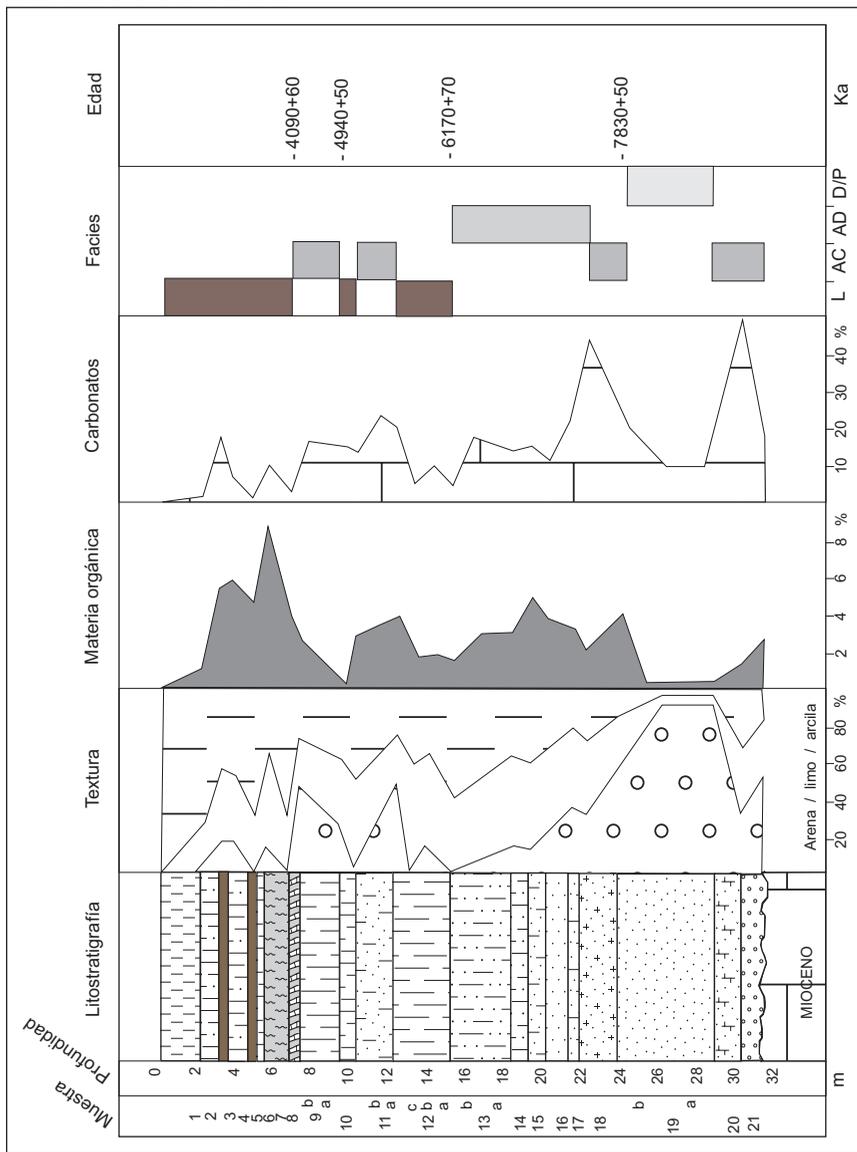
Como claro ejemplo de lo comentado hasta ahora, el fondo de la cala y el trazado final del barranco presenta el característico fondo plano, señal inequívoca de un relleno sedimentario importante. Este relleno está cortado en la actualidad por un canal de desagüe artificial que le da salida al mar. Antes dicho canal cortaba la restinga del sistema playa-duna que cierra una pequeña zona interna de albufera.

Los sondeos efectuados en dichos materiales de relleno (Fig. 4) permiten observar la evolución de la sedimentación en esta área "estuarina". Corresponde, como el resto de los rellenos de los barrancos del Migjorn, a depósitos lutíticos intercalados con secuencias arenosas propias de los ambientes de transición playa-duna y albufera. La superposición de las facies marca una clara tendencia evolutiva hacia niveles más restringidos y con menor influencia marina (Fig. 5). A destacar la escasa participación de la sedimentación detrítica grosera de origen fluvial.

Evolución del barranco

La regresión que afecta al área balear en los estadios glaciales del Pleistoceno (Cuerda, 1989) y especialmente el último (Fig. 5), así como la posibilidad de interferencia con procesos de tipo tectónico como basculamientos (Fornós *et al.* 2002), dieron lugar a la incisión de los barrancos por debajo del presente nivel marino en las zonas costeras del Migjorn de Menorca. La fuerte erosión mecánica favorecida por el descenso brusco del nivel de base, y por los procesos de carstificación muy frecuentes en la plataforma carbonatada del Mioceno superior, dio como resultado los encajamientos profundos que actualmente se pueden observar. Este encajamiento no es uniforme a lo largo de todo el Migjorn, sino que se ve favorecido por las condiciones hidrológicas de la isla. Así se observa la máxima incisión precisamente en los torrentes que llegan a capturar los niveles impermeables de la Tramuntana, cosa que no pasa en el caso del contacto con los materiales carbonatados de la misma zona. Es en este último caso donde el drenaje se vería favorecido por los procesos subterráneos cársticos eliminando de este modo el volumen de agua que circularía en superficie disminuyendo por tanto la incisión mecánica de los torrentes.

Figura 4
 Parámetros sedimentológicos y datación de la columna estratigráfica correspondiente al relleno sedimentario del Barranc d'Algendar (Cala Galdana).



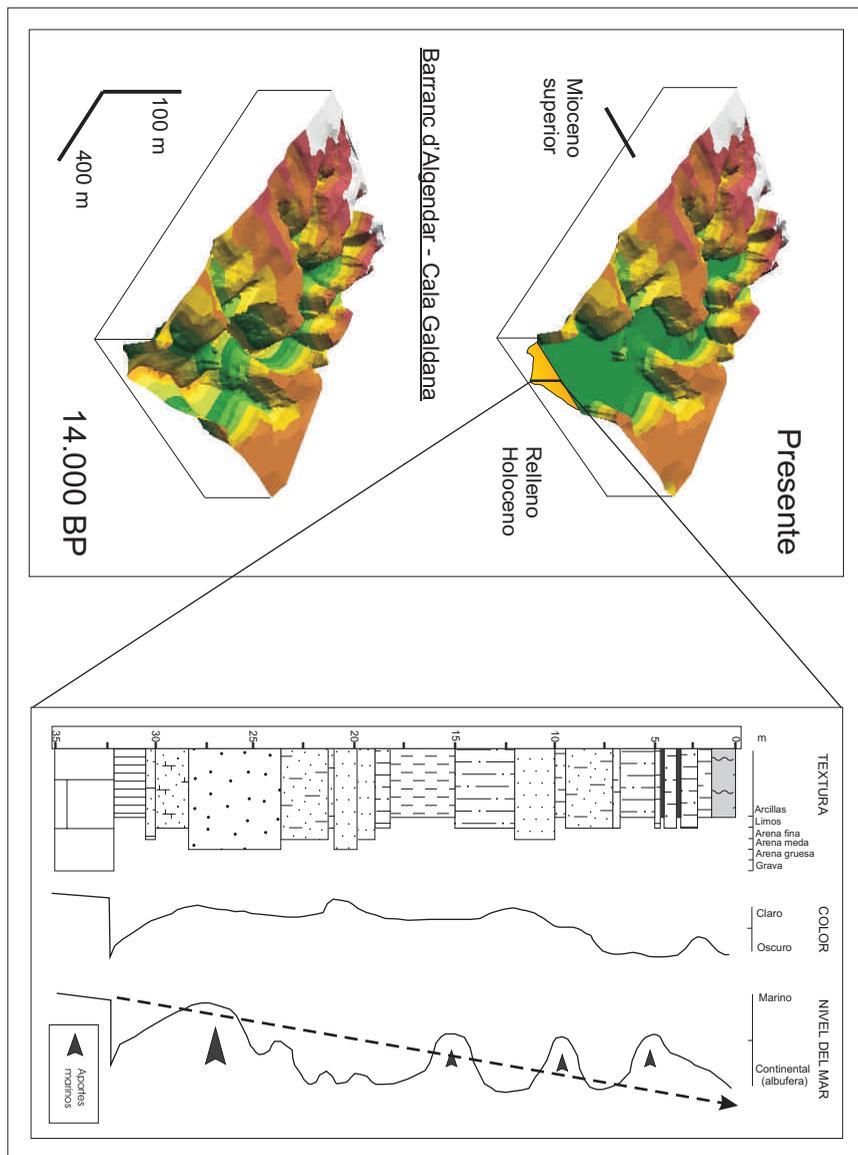


Figura 5
 Modelo evolutivo
 en 3D del
 Barranc
 d'Algendar (Cala
 Galdana) y
 columna
 estratigráfica
 sintética.

En el presente interglaciar (Fig. 5), durante el Holoceno, con el ascenso del nivel del mar y con ello el nivel de base (el máximo flandriense se produciría en Mallorca alrededor de los 7.000 a BP según Goy *et al.*, 1997), se para el proceso de incisión en las partes más bajas de los torrentes, y se inicia el relleno en las partes más cercanas a la actual línea de la costa, que hoy corresponden a sistemas playa-duna con albuferas y marismas asociados y que en la misma línea de costa darían la típica morfología de cala (Rosselló *et al.*, 1997). Este proceso sedimentario ligado a la morfogénesis cárstica provoca el rápido cerramiento de los barrancos por una restinga, que limitará una zona interna de albufera delimitada por las paredes de la incisión anterior. La sedimentación lacustre asociada reflejaría las variaciones de salinidad y facies típicas de estos ambientes de transición con influencias continentales o marinas alternantes, como consecuencia de las pequeñas oscilaciones del nivel del mar y las variaciones de tipo climático.

Agradecimientos:

El presente trabajo es una contribución al proyecto BTE2002 -04552-C03-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Introducción

Menorca mayoritariamente presenta una línea de costa de tipo acantilado, poco adecuada a la formación de ambientes playa-duna. No obstante, en cada uno de los lugares del litoral en que se dan las condiciones topográficas adecuadas en la transición del ámbito sumergido al ámbito subaéreo y existe la disponibilidad de sedimento arenoso, encontramos formaciones de sistemas playa-duna. En este sentido son numerosos, aunque pequeños, los entrantes de mar hacia tierra que en la su parte más profunda presentan este tipo de litoral.

Los sistemas playa-duna litorales son ambientes muy dinámicos, donde se dan variaciones de las formas a diferente escala temporal. Así pues, estos ambientes presentan cambios muy rápidos, en cuestión de horas, como los movimientos de las barras arenosas de la playa sumergida, y cambios lentos, milenarios, como la ampliación o reducción del campo de dunas. Todos estos procesos que implican una dinámica de sistema, responden a estrategias naturales que tienen como única finalidad el equilibrio o la estabilidad de la línea de costa. Estabilidad que podemos entender o asumir como un balance sedimentario cero, donde las pérdidas de sedimento se compensan con las entradas en el sistema. Pese a todo, la variabilidad de los diferentes agentes que intervienen a corto y medio plazo y de los factores a largo plazo, hacen que la búsqueda del equilibrio y estabilidad de la línea de costa sea permanente y que la dinámica de los sistemas lleve a una persistente adaptación sincrónica de todas sus formas en cada variación ambiental, por sutil que sea esta.

Pese a todo y en última instancia, dentro del complejo dinamismo de estos ambientes litorales, la existencia y las características definitorias de los sistemas playa-duna actuales están ligados a un factor clave, el nivel relativo del mar. A medio o a largo plazo el comportamiento regresivo o transgresivo del mar marca una pauta muy importante en el balance sedimentario de estos litorales. Una variación de signo regresivo favorece un excedente de sedimento en la parte emergida del sistema, ya que progresivamente quedan al descubierto los contingentes que conforman la playa sumergida. Son en estas variaciones de tendencia regresiva

cuando la dinámica eólica construye las formas dunares. Con una tendencia opuesta, con una variación de signo transgresivo, se produce un déficit de sedimento en la parte sumergida del sistema. En estas circunstancias se ocasiona el retorno del sedimento depositado en las dunas hacia la zona de playa sumergida.

En el sentido que anteriormente hemos expuesto, los sistemas playa-duna constituyen los ambientes sedimentarios que con el tiempo y ligados a cambios importantes en los factores ambientales que los determinan, pueden dar lugar a depósitos antiguos de eolianitas. Depósitos que son el resultado de la progresiva paralización de los campos de dunas y posterior litificación como excedentes sedimentarios en las fases regresivas en los períodos glaciales. Ahora bien, no necesariamente necesitamos tener oscilaciones del nivel del mar como las producidas por un período glacial para tener la construcción de edificios dunares. Tal como sucede en los sistemas playa-duna actuales, estos han sido el resultado de las regresiones y transgresiones del nivel del mar ocurridas por las pulsaciones y oscilaciones climáticas del Holoceno. Es más, la presencia de diferentes generaciones de depósitos en los campos dunares actuales se debe a que ninguna trasgresión del nivel del mar provocada por las pulsaciones más recientes, ha superado el nivel alcanzado en el máximo flandriense, hace unos 6.000 años. Esto implica que cuanto más reciente ha sido la oscilación, menor magnitud ha presentado, lo que ha permitido el acoplamiento en horizontal de las diferentes generaciones de dunas que encontramos construidas.

El sedimento de los sistemas playa-duna de Menorca

Los ambientes de deposición playa-duna de Menorca, igual que pasa en el resto de las islas Baleares, no difieren excesivamente de la morfogénesis y morfodinámica que caracteriza al resto de ambientes similares del Mediterráneo, incluso del resto del mundo. Tal vez, la diferencia más importante sea el origen del sedimento que los compone, ya que normalmente en este tipo de sistemas litorales la fuente de alimentación suelen ser los contingentes de sedimento alóctonos (litoclastos) que vierten las redes fluviales a la costa o los que el mar trabaja por desmantelamiento de acantilados de materiales cohesionados; no obstante, en las islas Baleares la principal fuente de sedimento viene de la producción biogénica *in situ* (bioclastos). Estos sedimentos tienen su génesis en los fragmentos esqueléticos de los organismos que encontramos en diferentes medios marinos como las praderas de *Posidonia oceanica*, fondos de algas rojas, concreciones coralinas, etc. (Fornós, 1987;

Jaume y Fornós, 1992). Este hecho transfiere una serie de singularidades a estos sistemas: en primer lugar y muy importante, una producción de sedimento muy limitada que puede dificultar la reposición de las pérdidas en el balance sedimentario; en segundo lugar, su naturaleza carbonatada.

En lo que atañe específicamente a Menorca y entre los dos dominios geomorfológicos de Tramuntana y Migjorn se producen diferencias importantes en el % de media de bioclastos y litoclastos presentes en la composición del sedimento de las playas. Mientras en la región de Tramuntana la media de litoclastos se encuentra en un 27,46%, en el Migjorn esta fracción sólo llega a un 7,7 %. Desde un punto de vista textural también hay diferencias entre las dos regiones geomorfológicas; mientras que en Tramuntana encontramos un dominio de arenas medias-gruesas y un mayor grado de angulosidad, Migjorn se caracteriza por presentar arenas medias-finas y una forma de grano menos angulosa (Gómez-Pujol *et al.*, 2000).

Estructura ideal de los sistemas playa-duna de Menorca

Consideramos ahora un sistema playa-duna ideal para Menorca, haciendo un recorrido de su estructura desde la parte sumergida, zona de producción del sedimento, a la parte subaérea, zona de sedimentación, donde encontramos la playa propiamente dicha y los campos de dunas (Fig. 1).

Zona de playa sumergida (infralitoral o nearshore)

La playa sumergida constituye una zona inundada permanentemente por el mar, donde podemos diferenciar claramente dos sectores: un primer sector distal, en el que los procesos morfológicos y dinámicos son más atenuados, ya que su mayor profundidad reduce la acción de las olas sobre el fondo marino, más esporádica y menos energética; y un segundo sector proximal, que constituye la parte más activa en cuanto a la removilización y al transporte de sedimento por el oleaje hacia la línea de costa.

a) *Sector distal*

Este sector constituye la parte más alejada de la costa, y su profundidad no es superior a los 40 m. En las playas menorquinas presenta una pendiente suave que, oscila según el sistema, pero no suele sobrepasar el 2 % (Servera, 1997), lo que lo hace ideal para el desarrollo de las praderas submarinas de *Posidonia oceanica* (Cebrián y Duarte, 2001).

Estas praderas de *Posidonia* (Fig. 2) constituyen unas comunidades vegetales de crecimiento muy lento, formadas por raíces, rizomas, tallos y hojas entre las que se deposita arena. Tienen un trascendental papel en el

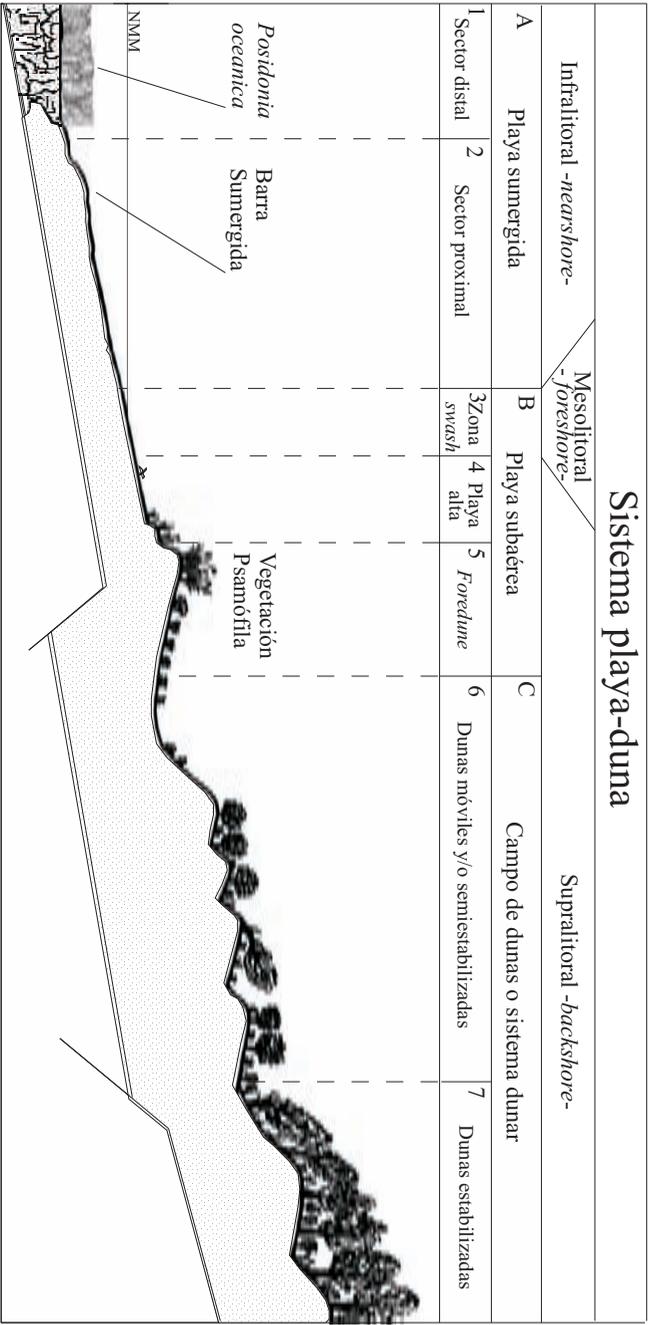


Figura 2
Esquema de la organización de un sistema playa-duna en Baleares

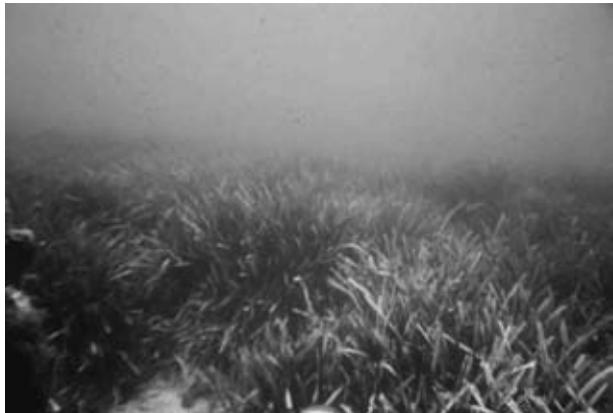
desarrollo y mantenimiento del equilibrio de las restantes zonas del sistema playa-duna. Su importancia radica en tres aspectos: en primer lugar, juntamente con las concreciones coralinas, forman el hábitat perfecto del ecosistema que constituye la “fábrica” de sedimento arenoso más importante del litoral Balear (Fornós y Ahr, 1997). En segundo lugar, la presencia del *Posidonia* en el fondo aumenta la rugosidad y aleja de la línea de costa la profundidad crítica que provoca la modificación y ruptura del oleaje. En este proceso se puede llegar a disipar entre un 30 y un 40% de la energía del oleaje (Jeudy de Grissac, 1984), constituyendo un efectivo freno a la acción erosiva de las olas. Finalmente y en tercer lugar, las praderas hacen la función de dique de contención natural, que permite retener la arena de los bancos sumergidos que se encuentran entre ellas y la línea de costa, impidiendo su desplazamiento a zonas más profundas, donde la escala de tiempo humana no sería recuperable para la playa. Por otro lado también permite mantener una pendiente óptima de la playa sumergida para que el oleaje transporte el sedimento hacia la línea de costa (Rodríguez-Perea *et al.*, 2000).

b) Sector proximal

Este sector (Fig. 3), formado por bancos de arenas sumergidas, queda enmarcado entre el límite superior de las praderas de *Posidonia* y la misma línea de costa. Como consecuencia de la relativa poca profundidad del sector, el oleaje tiene capacidad de movilizar y transportar el sedimento, es la zona por excelencia de la deriva litoral y de las corrientes de resaca. Así en este sector, mediante el rozamiento del oleaje por el fondo y las corrientes que se generan, es donde se realiza la redistribución del sedimento a lo largo de toda la playa, y comienzan los procesos dinámicos de intercambio de sedimento con la playa subaérea, procesos vitales para

Figura 2

Imagen de una pradera de *Posidonia oceanica*. Esta comunidad sumergida constituye la principal fuente de sedimento para los sistemas playa-duna de Baleares



**Figura 3**

Sistema playa-duna y albufera de Son Bou. En la imagen se puede observar la zona de rompiente y *surf* del sector proximal de la playa sumergida

el mantenimiento del equilibrio y la estabilidad morfodinámica de la playa sumergida y subaérea (Pethick, 1984; Komar, 1998). Este sector mantiene una estrecha relación dinámica con la zona inmediata de la playa intermedia, basada en el intercambio de sedimento según sea la energía del oleaje que los afecta, y que perfilaremos con más detalle en el siguiente punto. El resultado de este dinamismo da al sector proximal un comportamiento cambiante y cíclico, con variaciones temporales y espaciales de la batimetría. Este hecho que se refleja en la formación de barras arenosas sumergidas que pueden migrar de o hacia la línea de costa, dando lugar a balances temporales de sedimento positivos o negativos; pese a todo, el balance final es un equilibrio sedimentario entre ambos ambientes. Por otro lado, además de la importancia que este sector tiene en la dinámica de una playa, también la tiene en la producción de nuevo sedimento arenoso. En los bancos arenosos sumergidos viven un gran número de especies de bivalvos cuyos restos esqueléticos, cuando mueren, son triturados por el oleaje hasta llegar a formar una parte importante de contingente sedimentario del sistema.

Zona de playa intermedia (mesolitoral o foreshore)

La playa intermedia es la zona de transición entre los dos ámbitos principales, donde se produce la transferencia de sedimento entre la parte sumergida y la parte emergida del sistema, o viceversa.

Esta zona, en Baleares, donde no existen oscilaciones de marea propiamente dichas, se corresponde con la relativa estrecha zona de vaivén o batida del oleaje (*swash*). Pese a la apariencia de ser un sector fijo, al contrario, es el que tiene un mayor dinamismo desde el punto de vista del intercambio de sedimento entre la playa sumergida y la playa

emergida. Como resultado de este dinamismo, el mesolitoral puede ampliar o reducir considerablemente su superficie.

El proceso dinámico anteriormente comentado presenta un ciclo anual, que provoca variaciones de su perfil, de la pendiente y de la misma posición del sector en cuestión, llegando a las mayores diferencias morfológicas entre la estación invernal y la de verano (Komar, 1998). La situación de invierno es consecuencia del mayor número de temporales ocurridos en otoño y en invierno, respecto de las dos estaciones restantes; durante aquella el mesolitoral *-foreshore-* presenta una menor pendiente y una mayor amplitud. Así, este sector adopta un perfil con poca pendiente que provoca un comportamiento disipativo de la energía del oleaje; con esta situación se consigue proteger de la erosión de las olas la zona alta de la playa o *backshore*, pese a que temporalmente pueda presentar una reducción de su superficie. Al mismo tiempo, en una situación de invierno, ha habido un trasvase de sedimento de este sector al proximal de la playa sumergida *-nearshore-* que se refleja en la formación de las barras sumergidas más o menos paralelas a la costa que ya hemos citado en el punto anterior. La formación de las barras en la situación de invierno es fundamental, ya que, como las praderas de *Posidonia*, su presencia reduce la profundidad y consigue alejar el rompiente de las olas. El resultado es disminuir el efecto erosivo del oleaje en la zona de la playa intermedia *-foreshore-* y, por tanto, también proteger la playa.

No obstante, este no es el único mecanismo natural de protección que tiene la playa, ya que las hojas muertas de *Posidonia*, ya sea flotando o acumuladas sobre la playa intermedia *-foreshore-*, también constituyen un efectivo mecanismo de defensa de la playa (Boudouresque y Meinesz, 1982; Servera *et al.*, 2002). Este mecanismo (Fig. 4) se activa con los mismos temporales que arrancan, transportan y acumulan en forma de bermas vegetales las partes muertas de *Posidonia*. Cuando los restos vegetales flotan dentro del mar provocan una reducción de la propagación del oleaje, debido a que incrementan la viscosidad del agua en la zona; en cambio, cuando se encuentran acumuladas en forma de bermas en la línea de costa, absorben la energía del oleaje, al mismo que minimizan el arrastre de sedimento.

La situación de verano, que, juntamente con la segunda mitad de la primavera, presenta menor frecuencia de temporales, es contraria a la situación invernal. En estas estaciones la playa presenta una dinámica de deposición, constructiva, que da lugar a un perfil del sector más corto, pero con más pendiente, y que actúa como reflexivo del oleaje de baja energía. Esta situación provoca nuevamente la acumulación en la línea de

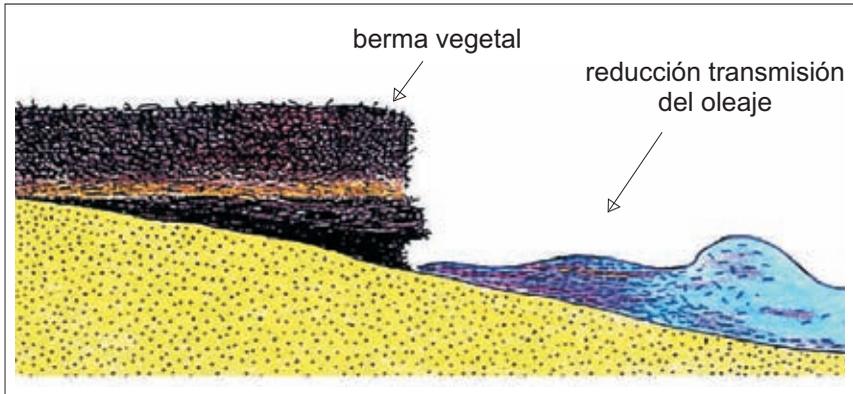


Figura 4
La acumulación de hojas muertas de *Posidonia oceanica* en la playa, constituye un efectivo mecanismo de protección del sedimento. (Modificado de C. F. Boudouresque y A. Meinesz, 1982).

costa del sedimento procedente de las barras sumergidas, provocando una acreción de la superficie de la playa subaérea.

No obstante, y pese a que es cierto que los dos tipos de perfiles se dan mayoritariamente en cada una de las estaciones que los define, esto no quita que el perfil disipativo o reflexivo pueda darse en cualquier momento del año, como una respuesta a la energía del oleaje que incide en la costa.

Zona de playa subaérea (1ª parte del supralitoral o backshore)

La playa subaérea es el lugar donde se dan los procesos y los mecanismos de transferencia de sedimento hacia al campo dunar interior. No obstante, también constituye la reserva de sedimento para garantizar el equilibrio de la playa sumergida, cuando esta es afectada por episodios importantes de erosión en situación de temporales.

Des de un punto de vista morfodinámico hay que diferenciar dos sectores: la playa alta y el cordón de dunas delanteras (*foredunes*).

a) Sector de playa alta

Comprendida entre el límite superior de la playa intermedia y la primera línea de acumulaciones eólicas delanteras -*foredunes*- (Fig. 5). Esta zona presenta unas características morfológicas y una dinámica diferente al sector anteriormente descrito, ya que en su modelado y equilibrio se incluyen los procesos de transporte eólicos, y en cambio, ya no es de forma sistemática afectada por el mar. Esta zona está constituida morfológicamente por un amplio sector de suave pendiente hacia el mar.

Figura 5

Sistema playa-duna de Binimel·là. Sector de playa alta con la presencia de formaciones dunares embrionarias, sujetas por vegetación psamófila anual



Su amplitud es muy variable, dependiendo entre otros factores del perfil estacional que presente en cada momento la zona de la playa intermedia.

En esta franja costera a parte de los efectos directos del mar, el sedimento arenoso se encuentra relativamente seco y da lugar a una perfecta plataforma expuesta a los vientos marinos. En este sector podemos encontrar las primeras formas eólicas totalmente efímeras y de poca altura. Son los *ripple marks*, acumulaciones en forma de rizo que constituyen la evidencia más clara del desplazamiento de la arena por el viento, en la mayoría de casos, de la parte baja de la playa a la parte alta.

En un estado natural de la playa, en la mitad superior de este sector encontramos la primera comunidad de plantss psamófilas de duración anual. Esta vegetación, a pesar de tener una baja capacidad de retención del sedimento, es fundamental para formar las pequeñas dunas embrionarias y efímeras (*nebkhas* y *shadow dunes*) (Hesp, 1999). Estas dunas temporales, por procesos de coalescencia, o bien por la liberación del sedimento cuando muere la planta, pasan a formar parte del primer cordón dunar de la parte superior de la playa. Esta vegetación actúa como un verdadero dosificador temporal en la regulación de la transferencia del sedimento hacia el interior del sistema, proceso que resulta trascendental en el equilibrio de la relación playa-duna.

b) Sector de dunas delanteras (foredunes)

Las dunas delanteras son las primeras acumulaciones permanentes (Fig. 6), pese a que el sedimento que las forma no presenta ningún tipo de estabilización. Las encontramos recubiertas de vegetación, en contacto y a lo largo de la parte alta de la playa y separadas del resto del campo dunar por un sector de transición relativamente deprimido, más o menos extenso y definido (Hesp, 1999).

Desde un punto de vista morfodinámico constituyen el ejemplo paradigmático de la simbiosis entre el mundo biótico y abiótico que caracteriza estos ambientes litorales. El sedimento procedente de la playa alta y de las dunas embrionarias es atrapado y retenido por la vegetación, de manera que cualquier alteración de la comunidad vegetal que las coloniza, provoca su rápida movilización. De las especies vegetales de estas primeras dunas permanentes, hay que destacar una por su papel fundamental en la construcción y equilibrio del *foredune*. Esta planta es la *Ammophila arenaria*, conocida popularmente como *borró*. La perfecta adaptación de esta especie a las difíciles condiciones del medio y sus características morfológicas, la hacen ideal e insustituible para la retención de la arena que transporta el viento provocando la construcción del *foredune*.

En la dinámica de los sistemas playa-duna, el cordón de dunas delanteras ejerce una triple función: en primer lugar, y como hemos



Figura 6

A: sistema playa-duna de Son Saura de Ciutadella (costa meridional). B: sistema playa-duna de Cala Algaiarens (costa de Tramuntana). En ambos sistemas se puede observar su correspondiente cordón de *foredunes*, bien colonizados por *Ammophila arenaria* y con un diferente desarrollo vertical controlado por el régimen eólico de la zona.

comentado anteriormente, constituye una reserva de sedimento importante para garantizar el equilibrio y la estabilidad de las restantes zonas de la playa, ya que en las situaciones asumidas por los fuertes temporales aportan sedimento hacia el mar, de manera que este no falte en la recuperación del equilibrio en los sectores afectados. En segundo lugar, cuando el cordón está bien desarrollado, deforma y frena el flujo de viento que llega directamente del mar; así impide la penetración hacia el interior de una importante cantidad de sal marina y el desplazamiento de arena. Este efecto barrera permite la implantación progresiva de vegetación no psamófila hacia el interior del sistema, evitando así la erosión y favoreciendo la estabilidad de las dunas más internas. Como tercer aspecto funcional, la interrelación del conjunto duna-vegetación actúa como un dosificador equilibrado en la transferencia de sedimento hacia el resto del campo dunar.

Las dimensiones de estas primeras dunas está, en cada caso, en función de las características del régimen eólico que afecta a cada playa; de manera que, cuanto más alta sea la intensidad y la frecuencia del viento que incide en una playa, mayores serán las alturas y amplitudes de estos cordones. Una vez estas dunas adquieran las dimensiones de acuerdo con el régimen eólico, la transferencia de sedimento hacia el campo dunar interior del sistema se realiza según sea el excedente de sedimento en el mismo cordón de *foredune*.

De la alteración de la relación sedimento-vegetación de las *foredunes*, se da una reducción de la efectividad de su papel dinámico, hecho que tiene una rápida difusión hacia el interior del campo dunar. El resultado más inmediato de las alteraciones de estas primeras formas dunares es la aparición progresiva de canales de erosión (Fig. 7), que atraviesan perpendicularmente el cordón y acaban a la parte interior del *foredune* con un lóbulo de deposición. Estas formas erosivas, llamadas *blowouts*, con el tiempo, si no se pueden cerrar de forma natural, amplían sus dimensiones hasta llegar a su coalescencia y pueden provocar la pérdida de importantes sectores del *foredune*. La aparición de *blowouts* a partir de alteraciones de carácter natural, constituye un proceso normal en estos cordones. Cuando es así, su presencia es puntual y esporádica y, en la mayor parte de los casos, estos canales de deflación son rápidamente cerrados por mecanismos naturales.

Zona de campo dunar (parte interior del supralitoral o backshore)

Una vez superamos el cordón de *foredunes* hacia tierra adentro nos encontramos con el campo dunar (Fig. 8). El cambio de ambiente es



Figura 7

Sistema playa-duna de Algaiarens. Canal frontal y lóbulo de deposición posterior de un *blowout*.

perceptible en un doble nivel: por una parte, las acumulaciones de sedimento arenoso se suceden hacia el interior incrementando sus dimensiones tanto en altura como en planta; por otra parte, la vegetación cambia hacia a un tipo arbustivo leñoso y que, de forma progresiva, pasa hacia a un tipo arbóreo, al mismo tiempo que incrementa su densidad.

Desdel punto de vista morfológico, pese a que la zona da la impresión de ser caótica, sin formas específicas y ningún tipo de organización, en la mayoría de los casos responde a dunas parabólicas organizadas en cordones dispuestos de forma paralela a la línea de costa, más o menos deformados. Los depósitos y la organización de estos campos de dunas no es actual, responde a les tres pulsaciones eólicas que han ocurrido a lo largo del Holoceno. Pese a que algunos autores han interpretado estos depósitos eólicos como fósiles, la realidad demuestra lo contrario. Lo primero, hay que decir que la formación de este cordón está ligada a etapas regresivas del nivel del mar, momento en que hay un claro excedente de sedimento en el ambiente sumergido y este es acumulado eólicamente en



Figura 8

Sistema playa-duna de s'Alairó. Sector de dunas semiestabilizadas del campo dunar

la zona del campo dunar. Por el contrario, cuando el nivel del mar tiene una tendencia a la subida, el sistema se encuentra con un déficit de sedimento, que compensa con la incorporación de la arena de las dunas construidas anteriormente. Por tanto, la presencia de una densa cobertura vegetal no implica la fosilización del campo dunar, sino simplemente su estabilización. Así pues, sin vegetación sería imposible retener la arena en las dunas, ya que, al no “entrar” nuevo sedimento y no tener esta protección, el viento las erosionaría.

En la actualidad, como es sabido el nivel del mar tiene una tendencia ascendente, hecho que implica un momento de no construcción de nuevas dunas y sí de recuperación del sedimento que el sistema tiene en reserva en el campo dunar. Esta situación actual define una dinámica de reconstrucción progresiva de las *foredunes* en posiciones más atrasadas y, al mismo tiempo, recuperar el sedimento de las dunas estabilizadas más interiores. Todo esto sucede de forma sincrónica al ritmo de ascenso del nivel del mar. De lo que acabamos de explicar se desprende la importancia del campo dunar como reserva de sedimento, en un momento en que las entradas de sedimento en el sistema no son suficientes para equilibrar la parte sumergida y, sobretodo, hacerlo al ritmo constante que determina la subida del nivel del mar.

Distribución y clasificación de los sistemas playa-duna de Menorca

La distribución y clasificación de los sistemas litorales playa-duna de Menorca es un tanto peculiar, explicables a partir de la misma división de la dos comarcas naturales de Tramuntana y Migjorn (Fig. 9).

Centrándonos así en la mitad occidental de la costa de Migjorn, los sistemas que encontramos son de fondo de cala y de pequeñas dimensiones (Fig.10), cuyo desarrollo está sujeto a la propias dimensiones de las calas que los albergan. La mayoría de ellos apenas desarrollan un campo de dunas hacia su interior, quedando limitado a la presencia de la playa y el *foredune*, y en el mejor de los casos alguna parabólica posterior o un manto eólico tipo *sand-sheet*. No obstante, hay honrosas excepciones como es el caso de Cala en Bosc, Son Xoriger y Son Saura que presentan un considerable campo de dunas. Mención aparte merece la playa de Son Bou, en este caso el sistema constituye una barra dunar que cierra una zona de albufera.

En el litoral de la región de Tramuntana la distribución de sistemas playa-duna es más homogénea y, en comparación a la región del Migjorn, estos sistemas presentan unas mayores extensiones. Las especificidades y desarrollo de este conjunto de sistemas playa-duna del norte de Menorca

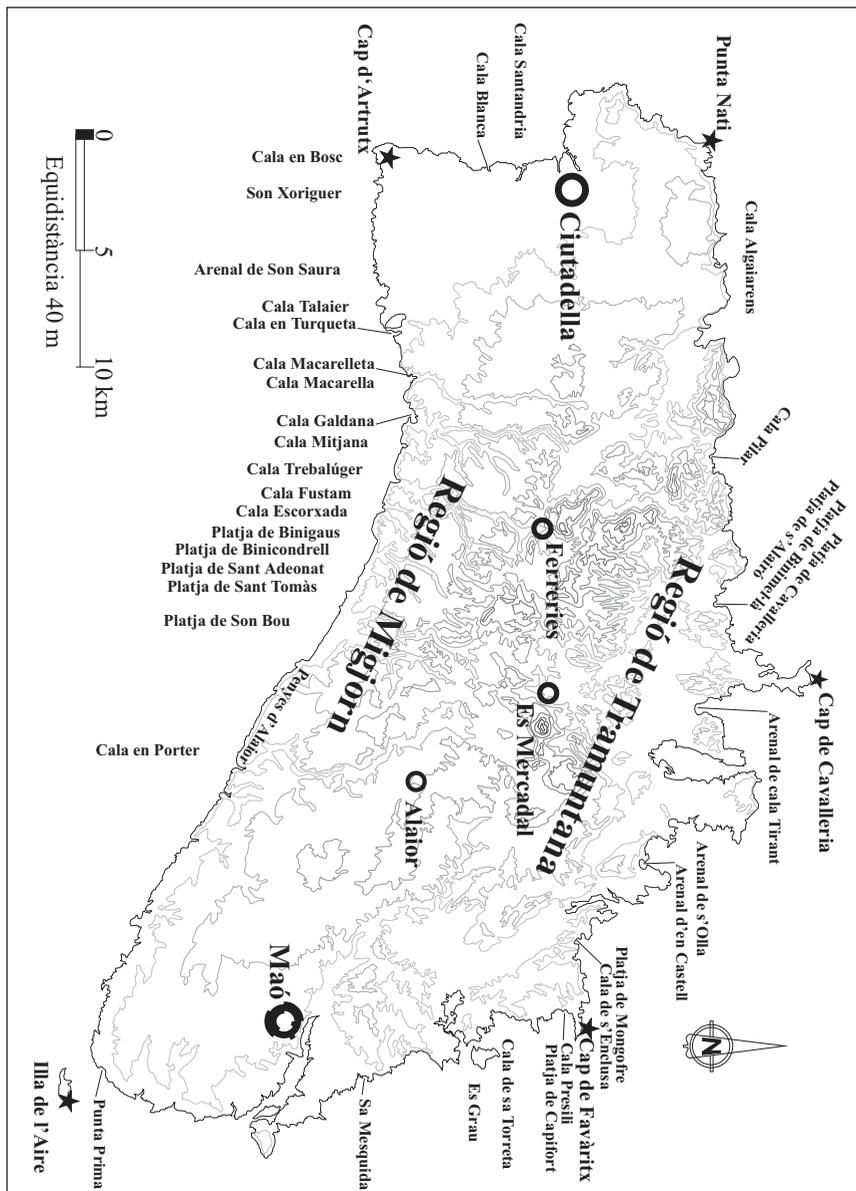


Figura 8
 Distribución y localización de los sistemas playa-duna de Menorca



Figura 10

Sistema playa-duna instalado en el fondo de Cala Trebalúger en el litoral meridional de Menorca.

están sujetas básicamente a dos factores principales (Servera, 1977). Un primer factor, corresponde a su exposición a vientos de componente norte cuya componente presenta la dirección más frecuente y las mayores



Figura 11

A sistema playa-duna de s'Alairó instalado en un valle estructural con relleno sedimentario cuaternario. B sistema playa-duna de Mongofre instalado en un valle estructural sin relleno sedimentario cuaternario y con formas dunares remontantes.

velocidades, hecho que implica que todos los sistemas presenten una disposición del campo dunar alargada de norte a sur y con penetraciones tierra adentro a distancias considerables desde la línea de costa.

El segundo factor corresponde al control que ejerce la notable, aunque no elevada, topografía de la región que nos permite clasificar los sistemas en dos tipologías: una primera, corresponde a los sistemas instalados en valles con relleno sedimentario cuaternario y que a nivel estructural tienen una continuación hacia el mar. Estos sistemas presenta mayores extensiones del campo dunar organizado en cordones paralelos a la

playa, más o menos deformados, que en su interior cierran una albufera. De esta tipología podemos destacar los sistemas playa-duna des Grau, Arenal de Son Saura del Nord, Cala Tirant, Binimel·là o Cala Algaiarens.

Una segunda tipología, la componen los sistemas instalados en valles sin relleno sedimentario, estrechos y vertientes de inclinación notable. Estos sistemas presentan un campo dunar cuya distribución se adapta al recorrido de los valles. En ocasiones, los depósitos eólicos ascienden lateralmente para llegar a sobresalir de la vaguada. En estas ocasiones encontramos formaciones del tipo *climbing dunes*, *cliff-top dunes* e incluso, cuando hay un trasvase de arena de una vaguada a otra, encontramos dunas del tipo *falling dune*. A esta segunda tipología corresponden el resto de sistemas playa-duna de la región de Tramuntana, aunque destaca por la espectacularidad de las formas remontantes de los sistemas de Cala Presili, de la playa de Mongofre (Fig. 11) y el de Cala Pilar.

Condicionantes generales: el Mediterráneo

En una escala espacial y temporal grande podemos considerar el clima como un gran condicionante de la vegetación. Si todo el Migjorn de Menorca fuera una superficie llana, sin relieve, la vegetación quedaría en buena parte explicada por el clima general de Menorca, clima mediterráneo tirando a húmedo en cuanto a pluviometría (unos 600 mm anuales).

No obstante, la vegetación que encontramos en esta superficie no coincide exactamente con la que le correspondería en base a su diagrama ombrotérmico. Ello es debido probablemente a que en la mayor parte de los años las lluvias en Menorca tienen lugar en otoño, lo que resulta muy poco eficiente para la vegetación, y por la acción desecante del viento. En líneas generales encontramos comunidades vegetales características de un clima mediterráneo seco (acebuchal "ullastrar") y, en las partes donde se mantiene un grado de humedad más elevado durante todo el año, comunidades características de un clima mediterráneo húmedo (encinar).

Condicionantes biogeográficos: la insularidad

El hecho de ser una isla relativamente pequeña determina las especies que encontramos en las comunidades vegetales de Menorca. En general se encuentran menos especies que en las comunidades semejantes del continente ya que la capacidad de dispersión se reduce mucho; esto lleva implícito el hecho de que muchas especies amplíen su nicho ecológico, por lo que las podemos encontrar en una mayor diversidad de comunidades.

El aislamiento comporta de por sí la evolución de las especies de forma diferente que en el continente, bien por las diferencias en el nicho ecológico que generan diferentes presiones evolutivas, o bien por la misma historia de la insularidad con numerosos fenómenos casuísticos de deriva genética. Encontramos por tanto, en los ambientes de condiciones más extremas y menos transformados por el hombre, como en la orilla del mar o en los acantilados interiores, muchas especies con un grado u otro de endemismos: *Digitalis dubia*, *Cymbalaria muralis*, *Viola stolonifera*, etc. Hasta un 8% de la flora presenta mayor o menor grado de endemidad.

Condicionantes geomorfológicos: los barrancos

Los barrancos rompen el territorio y dan relieve, lo cual crea entre otras cosas heterogeneidad ambiental y microclimática que se traduce en un aumento de la biodiversidad.

Respecto a la *heterogeneidad microclimática*, se crea un microclima especial, sobre todo en los barrancos más profundos, que se caracteriza por una humedad relativa muy alta durante todo el año, y en ocasiones, inversión térmica. Ello hace que los barrancos sean mucho más fríos que las zonas más altas, lo cual permite que se pueda desarrollar la vegetación de un clima mediterráneo húmedo como hemos mencionado anteriormente, con el desarrollo del encinar, en las partes más sombreadas y profundas. Se trata de un encinar denso con mayor pobreza de estrato arbustivo que los encinares de la parte del interior de la isla, con especies de lianas que buscan la luz como la zarzaparrilla (“aritja”) o la nueza negra (“gatmaimó”), y con especies herbáceas raras y endémicas. Este último punto es importante ya que en los barrancos se encuentran especies de géneros raros en Menorca como *Viola* o *Cymbalaria*, que son típicas de áreas biogeográficas como el centro de Europa o, en general, de zonas más frías. De este modo los barrancos han constituido, para estas especies, islas de humedad y frío en un mar de sequedad. Este es un punto importante a considerar ya que la inversión térmica provoca que los barrancos actúen como refugio de muchas especies de procedencia más eurosiberiana, que no podrían vivir en Menorca si no fuera por la existencia de los barrancos. Eso no quiere decir que estas especies se encuentren únicamente en estos parajes, ya que alguna de ellas tiene una distribución más extensa, sino que cuando se producen épocas más secas los barrancos actúan de refugio.

En las partes más soleadas y en los barrancos no tan profundos encontraríamos el acebuchal, mucho más denso y con especies de lianas homólogas a las de las partes más altas.

La frondosidad de las comunidades de los barrancos permite la aparición de otro grupo de plantas, en general escaso en Menorca, y que precisan también un elevado grado de humedad: los helechos.

Respecto a la *diversidad de hábitats* cabe resaltar dos grandes tipologías nuevas que se crean con los barrancos: los acantilados y la presencia de agua.

En los acantilados se crea un hábitat superespecializado donde pueden vivir unas pocas especies. La comunidad que crece es la comunidad rupícola que se caracteriza por una alta endemidad.

La presencia del agua crea muchos tipos diferentes de hábitats: hábitats con agua que corre una parte del año, inundados únicamente

cuando hay crecidas; hábitats de aguas tranquilas, en la parte baja de los barrancos; zonas más o menos profundas y más o menos salobres según su proximidad al mar, etc. Cada uno de estos hábitats acogerá un tipo diferente de vegetación dando en conjunto una gran diversidad de tipos de comunidades de plantas diferentes, con sus comunidades animales asociadas.

En todos estos ambientes existe otro factor importante y determinante para el establecimiento de una u otra comunidad, la microtopografía.

Introducción

El sistema litoral playa-duna de Cala Tirant se localiza en la parte central de la vertiente norte de la isla de Menorca. Este se sitúa entre los promontorios del cap de Fornells en su parte oriental y el cap de Cavalleria en la parte occidental (Fig. 1). El entrante de mar que constituye la cala tiene una disposición alargada de 750 m de ancho y 1,2 km de entrada de mar hacia tierra, con una orientación de norte-sur.

La superficie total que actualmente ocupan las acumulaciones eólicas es de aproximadamente 1,58 km². La playa, en su parte oriental, presenta un pequeño relieve estructural que independiza un área conocida como la playa des Reclau. En el lateral occidental del sistema este cierra una albufera de una extensión aproximada de 64 ha que, de forma periódica y en situaciones de crecida del nivel de sus aguas, rompe la continuidad del primer cordón dunar y de la playa. Finalmente, como aspecto general de este sistema, cabe citar su apertura y exposición a los vientos de Tramuntana, hecho que le infiere un elevado grado de dinamismo eólico, al mismo tiempo que la configuración topográfica de la cala potencia localmente más la energía de este meteoro, ya que actúa como un auténtico embudo canalizador (Servera, 1997).

Marco estructural de la zona

Respecto del marco estructural donde se ubica el sistema playa-duna de Cala Tirant, los extremos de los salientes que delimitan la cala los constituyen los retazos calcáreos más occidentales de la franja mesozoica norte-sur que ocupa la parte central de la región de Tramuntana de Menorca; no obstante, el campo dunar ya se extiende sobre materiales del Paleozoico.

La zona, en general, igual que toda la región de Tramuntana, se encuentra muy tectonizada, de manera que se estructura a partir de una serie de fallas y cabalgamientos en direcciones SE-NW y E-W, unas con un rango más importante que las otras dentro del contexto estructural general de la isla. Centrando el tema en la zona que ocupa el sistema, los materiales que afloran pertenecen a una serie turbidítica devónica formada por

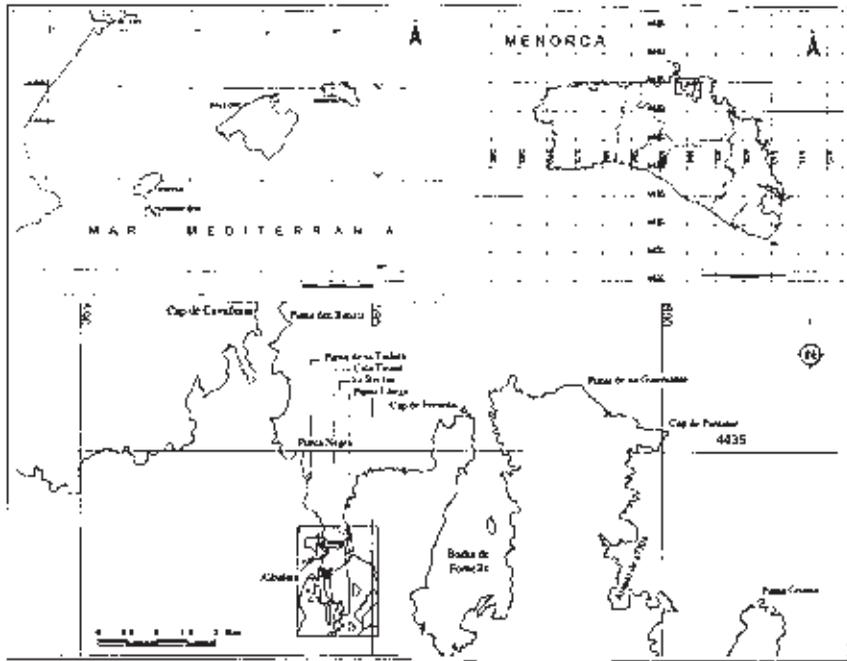


Figura 1
Localización del sistema playa-duna de Cala Tirant (Menorca).

una superposición de capas de pizarras y areniscas cuya potencia, tanto de unas como de las otras, puede variar considerablemente. Finalmente cabe recordar que repartidos por toda la zona se encuentran parches de dunas fósiles cuaternarias, donde destacan por su continuidad los depósitos de la costa oriental de la cala (Fig. 2).

Marco climático

Las principales características climáticas de la zona de Cala Tirant se pueden observar en el climograma y la serie datos complementarios que lo acompañan (Fig. 3). El comportamiento anual de las variables temperatura y precipitación, nos definen para la zona un período de aridez de tres meses y medio, que va desde mediados del mes de mayo a finales de agosto. No obstante, la clasificación climática según Emberger, da para esta área un tipo de clima cálido-subhúmedo, en el cual queda reflejada la aridez de la zona con una evapotranspiración potencial anual en torno de los 820 mm, y la relativa baja precipitación media anual de 630 mm.

La caracterización del comportamiento del viento en este litoral y

basándose en la información recogida en el faro del cap de Cavalleria, presenta la componente norte como la más regular anualmente y como la que tiene mayor frecuencia los días que sopla viento superior a 12 km/h. Así pues, los datos analizados de este faro muestran que, los días que sopla viento que supera la velocidad crítica de movilización de arena, las componentes del sector NW-NE representan más del 74 %, donde el 49 % corresponde a la componente N. En el cómputo anual y para cada una del resto de componentes, estas no superan el 4% de los días de viento que asuma la energía necesaria para la movilización de sedimento, a excepción de la componente W que tiene una representación de un 14 % que se incrementa a un 23 % durante el invierno.

La ribera

La parte sumergida del sistema playa-duna que nos ocupa, se

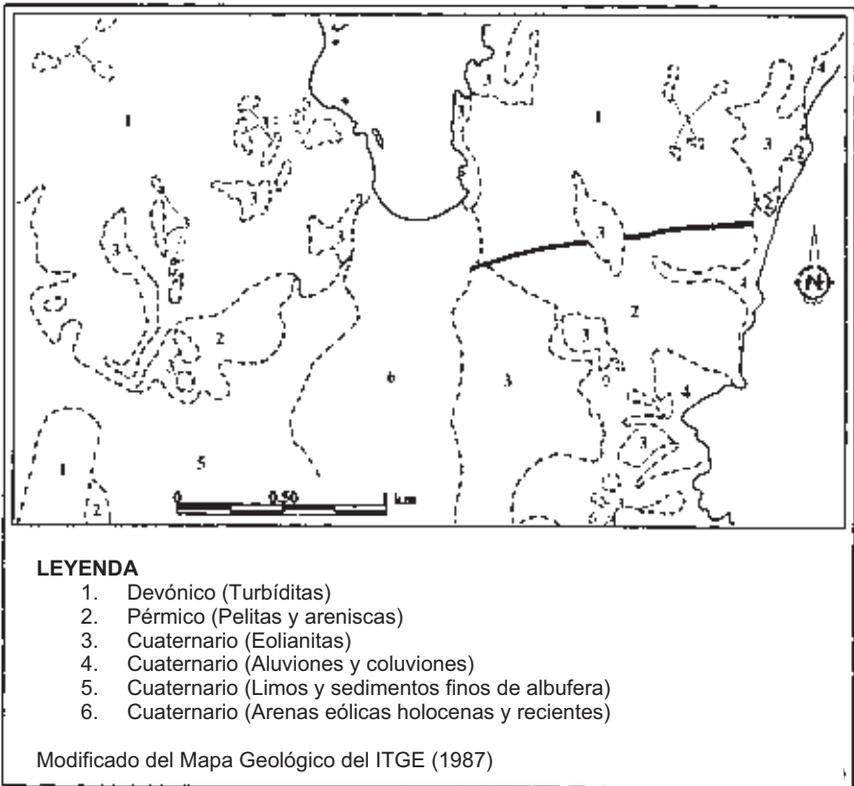


Figura 2
Marco geológico de Cala Tirant (Menorca)

apoya en una plataforma continental que se extiende unos 14 km desde la línea de costa hasta la isóbata 200 m con una pendiente media del 1,39 %. Respecto a la isóbata de -40 m, esta la encontramos a una distancia de 3,6 km. de la costa, dando lugar a una llanura sumergida con una pendiente media de 1,09 %, y un perfil batimétrico muy homogéneo. La zona inmediatamente sumergida, delimitada por la isóbata de -5 m. que encontramos a una distancia de 396 m de la línea de costa, constituye una zona que presenta una pendiente media de 1,28 %. Como consideración general de esta parte sumergida del sistema y desde un punto de vista de la batimetría, cabe valorarla como una área de características favorables a los procesos de acumulación de sedimento y de disipación de la energía de los oleajes.

La playa subaérea y el primer cordón dunar (foredunes)

La playa de Cala Tirant ocupa una línea de costa de 350 m de largo. Aunque la playa constituye un ambiente de permanentes cambios en función de que su perfil sea disipativo o reflectivo, para tener un orden de magnitud podemos apuntar una superficie aproximada de 16.256 m²

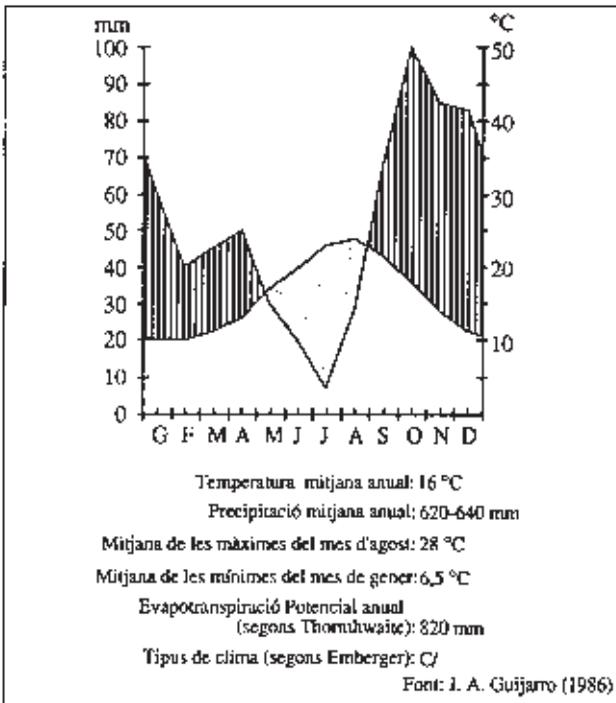


Figura 3
 Climograma corresponent a Cala Tirant (Menorca)

y una anchura que oscila entre los 20 m en su parte más oriental y más de 40 m en la parte occidental, donde rompe esporádicamente la zona de albufera (Fig. 4). El pequeño sector oriental de la playa des Reclau, presenta una línea de costa de unos 90 m de largo, una anchura de 20 m y una superficie de 1.533 m². Estos dos sectores de playa quedan separados por un pequeño acantilado de entre 10 y 15 m de altura, esculpido sobre materiales estructurales devónicos. Ambos flancos de la cala también presentan acantilados de diferentes alturas, que en el lado oriental rápidamente pasa a una tipología de costa en escalón, modelada sobre depósitos de eolianitas cuaternarias que fosilizan los materiales estructurales.

Cada uno de los dos sectores de playa descritos, presenta en su parte superior sus correspondientes acumulaciones dunares, *foredunes*. En la playa des Reclau estas formaciones ocupan una superficie de 1.533 m² y se organizan en dos sectores como consecuencia de la división que provoca la presencia de un corredor central de deflación. Un primer sector, que ocupa la mitad occidental de la playa, está bien estructurado y colonizado por *Ammophila arenaria*, mientras que el segundo sector en la parte oriental está más desestabilizado y con una posición un tanto más retrasada respecto del primero.

En la playa de Cala Tirant estas primeras formas de acumulación eólica se encuentran divididas en dos sectores por la rotura que provoca la desembocadura de la zona de albufera. En la parte oriental, las *foredunes* ocupan una mayor superficie, 19.728 m², con una anchura del cordón que puede oscilar entre los 50 y 100 m y potencias de hasta 7 m de altura. No obstante, y desde un punto de vista dinámico y morfológico, este sector actualmente se encuentra muy desestabilizado por la presión antrópica a la que está continuamente sometido. Estas formas dunares, bien colonizadas por *Ammophila arenaria*, presentan un gran número de formaciones de tipo *trough blowouts* y en menor medida de *saucer blowouts*. Además de estas formas erosivas tipo *blowout*, en su frontal, en contacto con la playa y provocado básicamente por la maquinaria de limpieza, el cordón dunar presenta un importante talud de erosión que contribuye a su progresivo retroceso y degradación (Fig. 5).

En el lado occidental de la desembocadura de la albufera, las *foredunes* se encuentran en una posición más retrasada que el resto de la playa. Este sector de menor superficie que el anterior, con 5.175 m², tiene unas formas mucho más bajas, organizadas en dos cordones separados y paralelos, uno detrás del otro. Esta peculiar situación, está relacionada con el hecho de estar afectado por el drenaje de la albufera, de manera que en

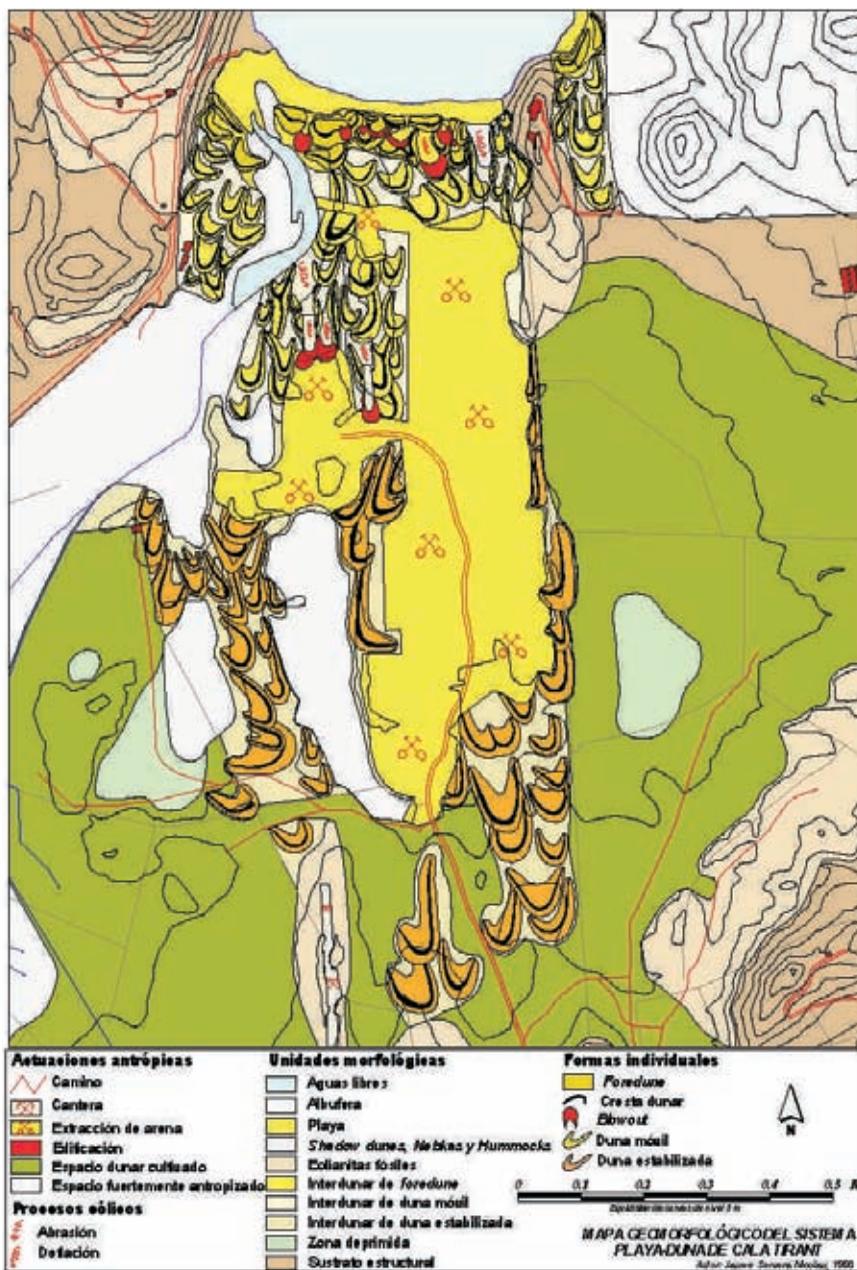
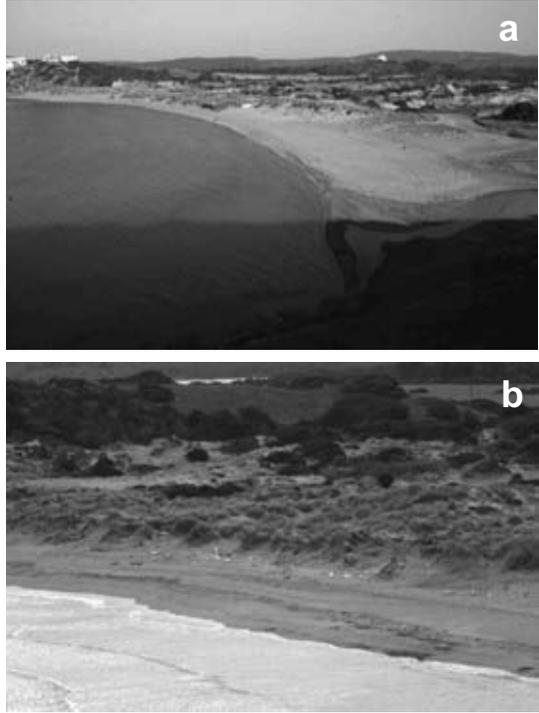


Figura 4
Mapa geomorfológico del sistema playa-duna de Cala Tirant

Figura 5

(a) Sistema playa-duna de Cala Tirant. En primer plano se observa la salida de las aguas de la zona de albufera.
 (b) detalle del sector central de *foredunes*.



determinados episodios de crecida torrencial, la restinga se ve modificada por las aguas continentales que salen al mar. Todo ello determina que el cordón interior esté mucho más estabilizado que el exterior, que constantemente se ve destruido y vuelto a reconstruir. De forma más local y puntual, en un lado y otro de la obertura de la albufera entre la zona húmeda y las propias *foredunes*, encontramos pequeños sectores donde en los períodos de nivel bajo de las aguas se forman dunas embrionarias y efímeras tipo *shadow dunes* y/o *nebkhas*.

A modo de resumen, para establecer cual es la situación general de las *foredunes* del sistema playa-duna de Cala Tirant, desde un punto de vista dinámico y estructural, cabe presentar una serie de observaciones:

- a) En el conjunto del sistema estas dunas presentan tres sectores separados, los cuales internamente tienen pocas discontinuidades espaciales.
- b) En el sector central de la playa de Tirant se observa una importante desestabilización provocada básicamente por la intervención del hombre. Presión antrópica que se ejerce tanto desde el mismo uso,

gestión y explotación de la playa, como de la extracción de áridos que en un tiempo se realizó en el interior de campo de dunas.

- c) Como resultado de la desestabilización del sector central, este presenta considerables formaciones erosivas tipo *trough blowouts* y *saucer blowouts* que, al ser más rápida la presión antrópica que los procesos naturales, no consiguen cicatrizar y cerrar los canales de erosión.

El campo dunar

Zona de dunas móviles y semiestabilizadas

Entendemos como zona de dunas móviles y semiestabilizadas una franja de diversa amplitud, situada por detrás de las *foredunes* y donde se puede apreciar con más o menos intensidad los resultados del transporte de sedimento por rodadura o saltación. En este sistema, cabe separar las dunas móviles y semiestabilizadas en tres sectores como en el caso de las *foredunes*. El primero corresponde a la parte más interior de la playa des Reclau, las dunas ocupan una superficie de aproximadamente 1,4 ha y se extiende hacia el interior una distancia de 250 m desde la línea de costa. El segundo sector, por detrás de la playa de Tirant y en la parte oriental de la albufera, ocupa una superficie de en torno a 13,1 ha, penetrando hacia el interior una distancia de 450 m desde la línea de costa. Finalmente, como tercer sector, tenemos un grupo de dunas en el lateral occidental, de la albufera, que ocupan una superficie aproximada de 2,1 ha y llegan hacia el interior a una distancia de 350 m desde la línea de costa.

En la década de los ochenta, el campo dunar del segundo sector, más concretamente en el lateral oriental de la albufera, sufrió una reducción de la superficie, a causa de importantes extracciones d'arena que se llevaron a cabo en este sistema. El proceso de urbanización reciente ha tenido una fuerte imprompta en las dunas que se desarrollan a partir de la playa des Reclau, que han reducido notablemente su superficie, casi bien hasta su desaparición.

Regresando al sector central, el más amplio del sistema, las dunas móviles y semiestabilizadas se reducen a una estrecha franja que transcurre inmediatamente por detrás de las *foredunes* y a un área aislada localizada en la albufera; el resto han sido aniquiladas a consecuencia de la extracción de arena anteriormente comentada. La situación de desestabilización actual de este sector, ha dado lugar a puntos de una intensa reactivación de los procesos eólicos.

Este hecho se ha traducido en la apertura de importantes canales de deflación tipo *trough blowouts* con sus lóbulos que progradan hacia el interior (Fig. 6).

Como características morfológicas generales, comunes a todos los sectores de dunas móviles y semiestabilizadas de este sistema, tenemos que las dunas son parabólicas y a nivel de organizaciones más complejas predominan las superposiciones, *superimposed*. Mayoritariamente las formas simples, que hoy aún quedan, mantienen una dirección de sus ejes centrales entre los 123° y los 236°, aunque el 31 % de estas presenten netamente una dirección hacia el S. La dimensión de estas acumulaciones eólicas en planta es, como media, 1.159 m². La relación que existe entre la longitud y anchura de sus brazos se enmarca entre 0,5 y 3m, lo que permite clasificarlas como parabólicas de formahemicíclica *-hemicyclic-* y lobular *-lobate-*, siguiendo la tipología de E. D. McKee (1979). No obstante, más del 69 % de estas dunas, por su mayor grado de elongación, corresponden al grupo de las *lobate*. Individualmente las parábolas simples muestran el típico perfil con caras de barlovento *-stoss-* con una pendiente suave y caras de sotavento *-lee-* con pendientes de reposo más destacadas. Las potencias son muy variadas, aunque las podemos encontrar entre los 3 y 10 m de altura en la parte central de la cresta. En el interior de los cuerpos dunares hay una total ausencia de litificación del sedimento y de estratificación aparente.

Finalmente, para valorar el estado en que se encuentran estas dunas móviles y semiestabilizadas del sistema playa-duna de Cala Tirant, desde un punto de vista dinámico y estructural, cabe destacar una serie de observaciones. a) En la desestructuración, sobretodo del sector central, además de la propia extracción, también hay que tener muy presente el

Figura 6

La desestabilización del sector de dunas móviles y semiestabilizadas ha provocado importantes reactivaciones de lóbulos que progradan. Extracción de arena del sistema playa-duna de Cala Tirant.





Figura 7
Extracción de arena
(activa en el año 1988)
en el zona estabilizada
del sistema playa-duna
de Cala Tirant.

para el primer cordón de las *foredunes*. b) La desestabilización de las dunas que hoy quedan en el sector, muestra muchos puntos de reactivación con procesos muy intensos de deflación. Esta situación pone en un alto riesgo a corto plazo la conservación del campo de dunas, al mismo tiempo que a medio plazo puede provocar la desaparición progresiva del conjunto del sistema litoral.

Zona de dunas estabilizadas

La zona de dunas estabilizadas ha sido también muy afectada por las extracciones de arena que han reducido en más de un 50 % la superficie que ocupaban (Fig. 7). No obstante, la mayor pérdida de superficie de dunas ha sido debida a la roturación agrícola de sus márgenes exteriores. Actualmente quedan restos de estas dunas distribuidos por los márgenes de la extracción o bien en alguna agrupación aislada por las zona cultivadas. Las formas dunares aún presentes, tienen una superficie media en planta de 2.176 m^2 , la orientación de sus ejes y el grado de elongación que presentan son muy similares a los expuestos para la zona más móvil.

Debido a su mayor alejamiento de la zona de alimentación y a la prácticamente inexistente deflación y transporte de sedimento, consecuencia del grado de cobertura vegetal que la recubre, estas dunas han sufrido una homogenización de las pendientes de sus caras, sean de *stoss* o *lee*, mitigando su perfil característico. La potencia de estas formas, es difícil establecerla, ya que, en les partes más interiores estas se superponen a depósitos dunares pleistocénicos más antiguos.

Actualmente, en las partes aplanadas y abandonadas de la extracción de arena, se organizan áreas de formaciones embrionarias en torno a la nueva vegetación, tipo *shadow dunes* y *nebkhas*. Estas se forman a partir del sedimento que se moviliza desde la zona desestabilizada de dunas

móviles y semiestabilizadas.

Finalmente, desde un punto de vista dinámico y estructural de esta zona interna del sistema playa-duna de Cala Tirant, podemos resaltar una serie de características que las diferencian de las dunas actualmente más activas:

- a) Las dunas como forma simple presentan unas dimensiones mayores que las correspondientes a la zona más móvil que la precede. Esto tiene relación con haber estado sujetas a un mayor número de reactivaciones, dada su mayor antigüedad.
- b) El grado de cobertura vegetal es superior y las caras de *stoss* y *lee* no muestran diferencias tan notables en sus pendientes como en el caso de las móviles.
- c) En los taludes de la extracción se puede observar como estos depósitos en su parte más interna presentan un cierto grado de litificación del sedimento que se traduce en una tenue estratificación cruzada, típica de los depósitos eólicos.

Evaluación geoambiental del sistema playa-duna de Cala Tirant

El análisis geomorfológico de este sistema litoral permite constatar como las actuaciones antrópicas sobre este espacio han tenido y tienen un papel importante en la configuración de los aspectos actuales. Desgraciadamente y en este caso, la actuación del hombre siempre ha sido a favor de la degradación general del conjunto dunar, por tanto son factores que no se pueden dejar de lado y hay que explicar su incidencia.

Seguidamente realizaremos una breve descripción de las actuaciones impactantes derivadas del hombre y que, de alguna forma, han dado lugar a alteraciones e interferencias de los actuales procesos eólicos y morfológicos:

- a) Actividades agrarias. Actualmente este tipo de actividad delimita el perímetro del área que ocupan las dunas holocenas; además, una considerable superficie del campo dunar ha sido roturada para desarrollar cultivos.
- b) Explotación forestal. No se observa que se haya producido una tala sistemática de la vegetación que pueda haber desprotegido las dunas. No obstante, la actividad extractiva y agrícola, lógicamente, han provocado una desestructuración en todas las comunidades

- vegetales, en algunos casos, de forma irrecuperable (Rita *et al.*, 1988).
- c) Actividad extractiva. Han sido unas actuaciones importantes y decisorias en la actual realidad del sistema, ya que más de un 50 % de la superficie del campo dunar ya mermado por las actividades agrícolas, ha sido desmantelado y el otro 50 % desestructurado y desestabilizado.
 - d) Los procesos de urbanización. En la zona que describimos se trata de procesos importantes; no obstante, su localización no incide de forma directa sobre la degradación del sistema, a no ser en la zona de la playa des Reclau.
 - e) Actividades de ocio. La zona se encuentra colindante con uno de los centros turísticos más importantes de Menorca. Este hecho hace que la playa y todo su alrededor sea frecuentado por un sobredimensionado número de usuarios con finalidades recreativas y de ocio. Lógicamente, estos demandan servicios que normalmente se instalan sobre la playa y que no siempre lo hacen con los requerimientos técnicos y de localización adecuados, generando impactos difícilmente asimilables por los procesos de recuperación naturales del sistema.

Entre otros impactos que, normalmente, se generan en los sistemas playa-duna asociados por su proximidad a una explotación turística, uno de los más reiterados y trascendental consiste en la limpieza mecanizada y la retirada sistemática de las bermas vegetales de *Posidonia oceanica* de la playa. Tanto una como otra actividad, implica que, además de perder una fundamental defensa natural de la playa, ambas comportan una pérdida importantísima de sedimento, en unos sistemas donde la fuente de producción es muy limitada. Igualmente, incrementa el tránsito de maquinaria pesada que impacta gravemente sobre la vegetación y formas propias de la zona de *foredunes*.

Conclusiones

Para concluir, y en primer lugar, cabe comentar que el estado que presenta del conjunto del sistema hace difícil esclarecer con exactitud como se organizaba; no obstante, todo apunta que era, como sucede en sus homólogos en Baleares, en cordones paralelos a la línea de costa que se van deformando a medida que nos adentramos hacia el interior. Respecto a la dinámica de los procesos eólicos, cabe resaltar el control en la dirección y aceleración del viento a partir de la misma forma de embudo que presenta

la configuración de la playa. En cuanto a la parte sumergida del sistema, la situación batimétrica, entra dentro de los parámetros favorables para poder mantener una producción y una transferencia de sedimento suficiente para mantener el equilibrio de las zonas de playa-foredunes.

La forma de duna dominante es la parabólica con una media de elongación por debajo de la relación 1/3. Dado el estado actual, tan sólo se pueden identificar formas compuestas del tipo superpuesto, *superimposed*. En el conjunto del sistema, y a partir de los ejes centrales de las dunas, se manifiesta que la componente eólica más efectiva es la de norte.

En segundo lugar y en referencia al grado de dinamismo, este sistema presenta lo que hemos convenido en definir como una dinámica ralentizada (Servera, 1997), en respuesta y adaptación a las condiciones ambientales actuales. No obstante, al estar abierto a Tramuntana, muestra un grado de dinamismo más elevado que los sistemas de la isla abiertos a componentes meridionales. Este hecho ha incidido en la rapidez y la magnitud de los procesos y formas resultantes de las desestabilizaciones que el hombre ha provocado. Al hilo de lo anteriormente expuesto, cabe comentar que en los sistemas playa-duna que sufren una fuerte presión antrópica, los mecanismos naturales de recuperación son, en la mayoría de casos, infructuosos. Esto es así, por la sencilla razón de que los impactos se generan a un ritmo mucho más intenso que la velocidad con que culminan los procesos naturales de recuperación, entrando en una dinámica en espiral que puede acabar con la desaparición del sistema playa-duna.

Josep E. PARDO

Departament d'Enginyeria Cartogràfica, Geodèsia i Fotogrametria
Universitat Politècnica de València**Introducción**

La Albufera o Prat de Son Bou es uno de los espacios más peculiares e interesantes del Migjorn menorquín. Este espacio húmedo, de unas 73 ha de superficie en el que desembocan los barrancos de Son Bou, de Son Boter y de Es Bec es el resultado de una compleja historia morfológica reciente en la que han intervenido múltiples procesos de carácter tectónico, cárstico, fluvial y costero (Segura *et al.*, 1999). La restinga (Fig. 1) que se extiende a lo largo de 2,7 km se ha desarrollado sobre un plataforma submarina de cierta pendiente: la isobata de los -5 m se encuentra a sólo 200 de la costa (Servera, 1997), lo que supone una pendiente que en principio favorece los procesos de acumulación necesarios para su génesis. La restinga está ocupada por un amplio sistema dunar (4,5 ha) y una playa (7 ha) que muestra una fuerte disimetría: la parte oriental dispone una amplia playa (de unos 60 m) y un estrecho cordón dunar, mientras que en la occidental la superficie dunar aumenta y disminuye la playa.

En la parte central de la restinga aparecen unos afloramientos de materiales consolidados -sa Llosa y s'Escull del Purgatori- que continúan a ambos lados de la albufera -ses Casotes y na Redona- y que reaparecen al pie del acantilado que envuelve la albufera y la zona de Sant Tomàs (Fig. 1). Se trata de arena cementada por una matriz rojiza -probablemente *terra rossa* residual de la disolución de las calcarenitas miocenas- acumuladas al pie del acantilado mioceno, formando un piedemonte. Estos materiales se habrían depositado sobre un sustrato rígido de calcarenitas miocenas que probablemente han servido como fuente sedimentaria de la restinga.

Paisajísticamente este espacio húmedo supone una singularidad que contrasta vivamente con el resto de la comarca del Migjorn, incluso con las pequeñas albuferas que se forman en las principales calas, en la desembocadura de los grandes barrancos (Cala Trebalúger, Cala Galdana o Cala en Porter). Mientras estos pequeños humedales se encuentran encajados en los profundos cañones que enmarcan las calas, la albufera de Son Bou se muestra como un espacio abierto. Esta disposición abierta -con esquema clásico de restinga y albufera, tan habitual en la costa mediterránea- sugiere un origen asociado fundamentalmente a los procesos geomórficos costeros. Sin embargo, un análisis más profundo,

permite presuponer que su actual configuración se debe a los procesos tectónicos, fluviales e incluso kársticos, casi tanto como a los costeros. De hecho, y a pesar de las evidentes diferencias morfológicas y paisajísticas respecto a las marjales formadas en las desembocaduras de las calas, su origen no resulta tan distinto, mostrando más bien claras diferencias morfogenéticas respecto a la mayoría de las costas de restinga y albufera que se encuentran en la costa mediterránea.

Contexto geológico y geomorfológico

Dos características geológicas fundamentales valdría la pena destacar: la monotonía litológica dominante de los materiales carbonatados y el claro control estructural se observa en las principales formas del terreno de la zona.

Como ha sido ampliamente explicado en otros trabajos (Rosselló *et al.*, 1997; Segura *et al.*, 1999, Rosselló *et al.*, 2002) e incluso en esta propia guía, los materiales que constituyen el Migjorn de Menorca corresponden a una plataforma carbonatada de edad miocena que presenta una litología fundamentalmente calcarenítica, si bien, muestra fuertes variaciones de facies. La disposición general del relieve podría explicarse como una rampa que desciende ligeramente -se ha calculado que la pendiente media viene a ser de alrededor de 1°- desde lo que en su día fue el contacto con el continente la Mitjanja, que establece la frontera entre el Migjorn y la Tramuntana -y la actual línea de costa. Dentro de la plataforma miocena, basándose en fundamentos morfométricos -altitudinales y de pendientes-, se han distinguido tres sectores (occidental, central y oriental, cuyos parámetros morfométricos básicos se pueden ver en la Tabla 1). El Prat de

	Migjorn	Sector occidental	Sector central	Sector oriental
Superficie (ha)	36.496	12.390	13.750	10.356
Cota máxima	156,60	140	156,60	141,79
Altitud media (m)	62,61	42,89	83,25	58,82
Desviación estándar de la altitud	33,7	29,91	30,07	26,26
% superficie con cota > 100 m	16,46	5,55	35,11	4,75
% superficie con cota < 30 m	20,61	43,38	6,43	12,21
Pendiente media (°)	4,61	2,38	8,87	3,0
Desviación estándar de la pendiente	6,59	3,55	8,64	4,04
% superficie con pendiente >15°	6,41	0,95	14,74	1,89
% superficie con pendiente <2°	41,5	59,68	18,72	50,11

Tabla 1

Características morfométricas básicas de los principales sectores diferenciados en el Migjorn. Los datos han sido obtenidos a partir del análisis de un modelo digital de elevaciones con resolución de 10 x 10 m (Pardo y Palomar, 2002)

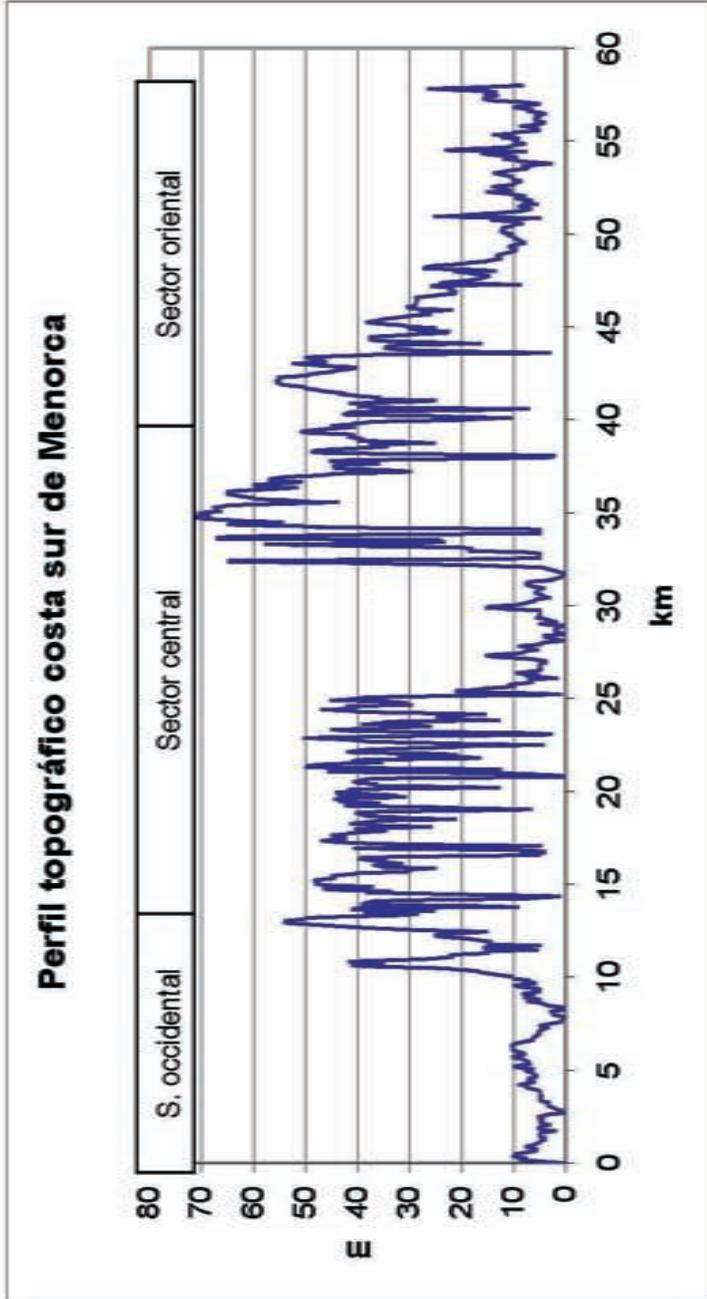
Son Bou queda enmarcado en lo que se puede definir como el centro del sector central. Se trata de la zona más elevada (los mayores acantilados costeros del Migjorn se hallan en el límite oriental de la depresión de Son Bou, en los altos de les Penyes de Lluçari (con paredes de hasta 70 m).

A lo largo de toda la plataforma, como queda mostrado en el esquema geomorfológico expuesto en la figura 1, se evidencian las formas kársticas: las dolinas (cerradas o abiertas), las uvalas, los valles ciegos y los cañones fluvio-kársticos configuran alguna de las principales macroformas que explican el paisaje del área que envuelve Son Bou. Buena parte de los barrancos - tanto de fondo plano como los fuertemente incididos - siguen un disposición condicionada por controles estructurales (Rosselló *et al.*, 1997 ; Fornós *et al.*, 2002). De hecho, el propio marco específico en que se encuentra la albufera está profundamente marcado por la líneas tectónicas. Los cantiles que constituyen los límites de la plataforma carbonatada se retiran hacia el interior alrededor de unos 500-800 m entre la desembocadura del Barranc de Binigaus y el de Son Bou. Este retranqueo de los acantilados rompe la continuidad morfológica de la costa sur menorquina, como se evidencia en el perfil topográfico (Fig. 2). El brusco cambio en la morfología costera se explica pues, por causas tectónicas. Las observaciones de campo han permitido localizar pequeños indicios que prueban la existencia de un salto de falla normal. La albufera de Son Bou se dispone, por tanto, sobre un bloque tectónicamente hundido.

Morfología de la albufera

El fondo de la depresión está ocupado por un pantano con una morfología un tanto especial ya que muestra una clara disimetría entre el sector oriental (estrecho y con una cierta pendiente) y el occidental (hundido y de mayor anchura). Las aguas, por tanto, se dirigen hacia la occidental, atravesando toda la marjal mediante un canal artificial que recoge las aguas del barranco de Son Bou y las lleva hacia la desembocadura de los barrancos des Bec y de Son Boter (Fig. 3). Los alrededores del sector oriental presentan unas cotas algo más elevadas (en la zona del hotel Sol-Melià llegan a los 10 m) que en la parte occidental.

Dentro de la zona pantanosa existen tres zonas más hundidas, que de este a oeste se llaman Malfraig o sa Bassa y es Prat Fondo, formada esta última por dos depresiones vecinas, una en Son Bou y la otra en Es Camp Redó. La balsa de Malfraig está prácticamente rellena por la construcción de un aparcamiento. Enfrente se encuentra la única gola o bocana natural de la albufera que, según Olives (1987) se abría con gran facilidad durante

**Figura 2**

Perfil topográfico de la costa del Migjorn de Menorca. El perfil se ha construido siguiendo una línea situada a 100 m de la costa y paralela a la misma. En la parte izquierda se observan el sector más occidental -Cap d'Artrutx- mientras que en la parte derecha aparece el más oriental (Illa de l'Aire).

los temporales de levante, obligando a los campesinos a cerrarla con ramas, para proteger los cultivos de arroz de los años 50 y 60 del siglo pasado. Es posible, asimismo, que esta gola fuera la desembocadura natural del barranco de Son Bou ya que según Olives (1987), la cartografía del siglo XVIII muestra la playa dividida por dicho barranco. Probablemente para librar de agua esta zona, en época histórica se abrió la acequia que recorre longitudinalmente toda la marjal, enviando el agua hacia la parte occidental.

Hoy en día, la albufera desagua de forma artificial por el extremo occidental, por la denominada Mina d'Atàltx que tiene un doble trazado: mientras la Mina Vella envuelve la Punta de Na Redona por el este, la Mina Nova lo hace por el oeste. La Mina Vella aparecía ya referenciada, según Olives (1987) en el mapa de Amstromg llamado "A correct map of the Island of Minorca", aunque es posible que se hubiese abierto durante la dominación británica (1713-1756; 1763-1781). La Mina Nova aparece ya

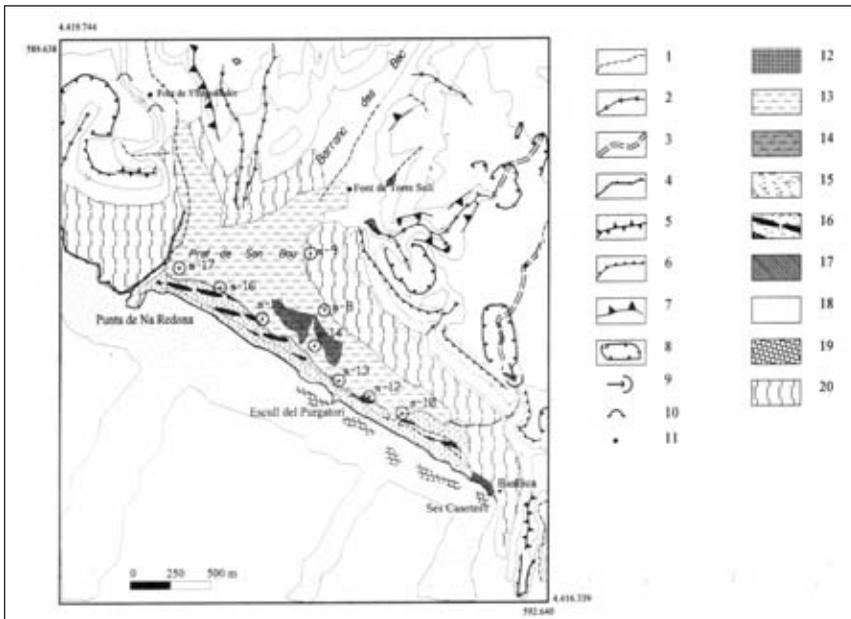


Figura 3

Esquema geomorfológico detallado del Prat de Son Bou y de la plataforma marítima. Leyenda: 1. Barranco; 2. Barranco con incisión lineal, 3. Barranco de fondo plano 4. Acantilado marino, 5. Cresta, 6. Cantil, 7. Cañón fluviocárstico, 8. Dolina, 9. Valle ciego 10. Cueva, 11. Fuente, 12. Depresión cárstica cerrada, 13. Marjal, 14. Aguazales dentro de la marjal, 15. Restinga, 16. Dunas, 17. Eolianitas o playa fósil, 18. Canales arenosos sumergidos, 19. Materiales rocosos sumergidos, 20. Piedemonte arcilloso.

citada en un documento del Archiduque Luis Salvador de Austria, *Die Balearen*, en 1867, donde se explica su utilidad para librar del agua la desembocadura del barranco de Son Boter o de sa Vall.

A pesar de todas estas tentativas tempranas de bonificación de la marjal, el aprovechamiento intensivo del Prat de Son Bou data de finales de la guerra civil, cuando algunos valencianos que hacían el servicio militar en la batería de Llucalari se dieron cuenta de las condiciones naturales del paraje para la producción de arroz. Se importaron pues de las marjales de la Albufera de València las técnicas de cultivo y las semillas y en el Prat se estuvo cultivando arroz desde 1946 hasta 1963. Las razones que Olives (1987) apunta para que se abandonara el cultivo fueron al menos tres, dos de ellas relacionadas con la dinámica natural del espacio: por una parte las condiciones de Son Bou no eran las mejores, sobre todo en las zonas de surgencias de aguas debido a que, al ser esta demasiado fría, impedía el desarrollo de las plantas. Otra razón indudable fueron los precios. Por último, el suceso de una avenida fluvial procedente de los barrancos, que rompió las presas y las acequias fue el factor final para que no se recuperase el cultivo dado que ello exigía un nuevo esfuerzo de inversión en trabajo y dinero.

Las aguas del Prat proceden de distintas fuentes cercanas y de los manantiales que nacen dentro de la marjal, sobre todo en la zona de Son Bou y Sant Jaume. Las fuentes más caudalosas son las de Torressolí y de Sa Vall (situadas cerca de la desembocadura de los barrancos homónimos). Alguno de los topónimos de fuentes que abastecen hídricamente la marjal sugieren el funcionamiento kárstico de las mismas: S'Engollador podría indicar un sumidero, mientras que Sa Cova de ses Algues se refiere a una de las muchas cavidades que hay en las paredes de los cañones. La dinámica kárstica de estas fuentes parece reafirmada por las creencias populares: Olives (1987) refiere que en el torrente de ses Planes hay un agujero en el que si durante una avenida se le lanza paja, ésta aparece en la fuente Vella de Torressolí. La abundancia de agua en la zona ha permitido un aprovechamiento tradicional de la misma: no son raras las referencias documentales a molinos que aprovechaban el flujo de las fuentes o barrancos. También las norias eran abundantes y servían tanto para regar los valles como las partes más periféricas de la propia marjal (Segura *et al.*, 1999).

Génesis y evolución de la restinga

Dentro del espacio albufereño han sido realizados -por la Junta de Aguas de las Baleares- hasta diez sondeos mecánicos que han servido de



Figura 4
Vista general sobre
la Albufera de Son
Bou

base para establecer una hipótesis de evolución de la restinga y albufera de Son Bou (Segura *et al.*, 1999). Los sondeos se han realizado siguiendo prácticamente todo el perímetro de la actual marjal (Fig. 4) y han permitido distinguir las principales unidades deposicionales habidas a lo largo del cuaternario. En la figura 5 se muestran de forma descriptiva la disposición de cada una de estas unidades en cada uno de los sondeos.

Descripción de los sondeos

El **sondeo 17** situado en el extremo occidental de la albufera, frente a la desembocadura de los barrancos de Son Boter y de Es Bec (Fig. 3) presenta, de techo a base la siguiente disposición:

- 0 a -0,8 m. Suelo superficial,
- -0,8 a -3,2 m. Espacio de playa o duna. Aparece un paquete de arena que a techo es marrón, mientras que en la base presenta tonos más grisáceos.
- -3,2 a -7 m. Nivel con distintas facies de albufera: entre los -4 y -4,6 m hay limos arenosos oscuros con restos vegetales, con fauna de albufera y niveles de turba (y también restos de *Posidonia oceanica*); entre los -4,6 m y los -5,4 m arenas limosas grises que corresponden a una albufera con fuerte influencia de barra litoral y entre -4,4 y -7 m reaparecen los niveles de albufera estricta arenas finas limosas grises y pasadas de turba.
- -7 a -13 m. Barra litoral: formada por arena de grano medio.
- -13 a -14,5 m. Depósitos de albufera con pequeñas aportaciones de materiales terrestre: limos marrones con cantos subangulosos dentro de una matriz limosa.

- -14,5 a -17 m. Playa o duna: arenas grises.
- -17 a -19,3 m: Formación aluvial continental: se trata de un basamento consolidado formado por conglomerados de materiales calcáreos con pasadas microconglomeráticas amarillas y carstificado en su base. Por debajo aparece las calcarenitas miocenas.

El **sondeo 16**, situado unos 300 m al este del anterior y próximo a los afloramientos de Sa Llosa y S'Escull del Purgatori (Fig. 3) presenta diferencias significativas, ya que no aparecen materiales de albufera:

- 0 a -1 m. Arenas limosas de la restinga actual.
- -1 a -1,30 m. Estrecha banda de arena media amarilla.
- -1,30 a -7 m. Potente paquete de playa fósil: arena media y grosera cementada con fauna marina.
- -7 a -18 m. Conglomerados con arcillas rojizas y grises, si bien parte del testigo aquí se ha perdido, por lo que su interpretación resulta confusa.

El **sondeo 15** situado unos 300 m al sureste del anterior y presenta la siguiente disposición:

- -0 a -1,8 m. Arena.
- -1,8 a -3,8 m. Materiales de áreas de transición a albufera, con sus característicos tonos grises.
- -3,8 a -7,5 m. Playa fósil: calcarenitas grises.
- -7,5 a -18 m. Arcillas rojas con niveles fuertemente carstificados. Por debajo aparecen las calcarenitas miocenas.

El **sondeo 14** presenta muy poca información útil ya que se ha perdido la mayor parte del testigo. El sondeo 13 que se dispone algunos centenares de metros presenta las siguientes unidades:

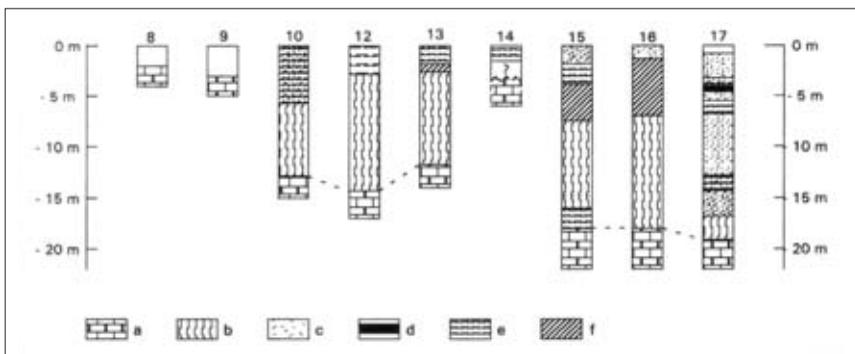


Figura 5

Esquema de cortes estratigráficos: a) Calcarenitas miocenas, b) Arcillas rojas con niveles de fuerte karstificación, c) niveles arenosos, d) limos y arenas oscuras asociados a albuferas, e) limos y turbas de albufera, f) calcarenitas cuaternarias (playa o duna fósil).

- 0 a -1,8 m. Albufera: materiales grises.
- -1,8 a -2,6 m. Calcarenitas.
- -2,6 a -11,7 m. Conglomerados rojos que descansan sobre las calcarenitas miocenas.

El **sondeo 12** presenta la siguiente disposición:

- 0 a -2,8 m. Albufera con materiales de tonos grises.
- -2,8 a -14,3 m. Conglomerados y arcillas rojas que descansan sobre el basamento mioceno.

El **sondeo 10** (no se describe el sondeo 11 al hallarse prácticamente al lado del 10), situado en la parte más suroriental de la actual albufera presenta:

- 0 a -5,4 m. Materiales de albuferas formados por arena y limos grises.
- -5,4 a -12,8 m. Conglomerados y arcillas rojas situados por encima de las calcarenitas miocenas.

Los **sondeos 8 y 9** realizados en el límite interior de la actual albufera, prácticamente en contacto con el piedemonte, no presentan ya materiales de albufera y tras los primeros metros, formados por los depósitos coluviales y eluviales que conforman dicho piedemonte.

Hipótesis de evolución de la restinga

De los datos aportados por estos sondeos resulta especialmente llamativa la diferencia que existe entre las depósitos encontrados en el sondeo 17 y el resto. En principio resultaría complejo establecer deducciones definitivas dada la inexistencia de dataciones, sin embargo, si los datos ofrecidos por estos sondeos se contrastan con los de áreas cercanas de los que sí hay dataciones, se pueden establecer alguna hipótesis interesante. De hecho, el sondeo 17 es muy parecido al analizado por Fornós *et al.* (1998) del barranco d'Algendar (Cala Galdana). Ambos representan un ambiente de albufera, con dos momentos de influencia marina, el primero situado en Cala Galdana entre los -6,5 y los -12 m (con dos dataciones en distintas profundidades de 4090 ± 60 y 4940 ± 50 BP) y entre los -7 y -13 m en Son Bou. El segundo, en Cala Galdana entre los -17 y -18 m (con una datación aproximada de 6170 ± 70) y en Son Bou entre -14,5 y -17 m correspondería a la transgresión flandriense. En la desembocadura del Barranc de Santa Anna, en la Cala Macarella, Fornós (1999) encuentra también un modelo similar, si bien, allí las dos penetraciones de sedimentos marinos se encuentran a mucha menor profundidad.

Por contra, los sondeos 16, 15, 14 y 13, situados cerca de los afloramientos continentales de Sa Llosa y s'Escull del Purgatori presentan una playa fósil a -1,3 m de profundidad y, por debajo, materiales de origen

continental, que prácticamente desaparecen en el sondeo 17.

La interpretación de esta disimetría es que el sondeo 17, al estar situado en la desembocadura de los barrancos, presenta una morfología de cala, es decir, los barrancos se habrían encajado en el bloque continental que sostiene la restinga, destruyendo los posibles niveles de playa o dunas fósiles preexistentes (detectados en el sondeo 16) y encajándose en el conglomerado continental.

Por otra parte, en la parte oriental de la restinga también hay restos marinos cuaternarios (Fig 3). En el paraje de Ses Casotes, a unos 2 m snm aparecen dos niveles de playas y dunas fósiles superpuestos al conglomerado de origen continental que envuelve la albufera. Las escasas dimensiones del afloramiento únicamente permite aventurar una posible edad eutirreniense o neotirreniense, según Muntaner (1959), Mercadal (1959) y Mercadal *et al.* (1970). Por detrás de estos restos -a unos 7 m snm- se encuentra la basílica paleocristiana de Son Bou cuyo origen se remonta a finales del siglo IV o principios del V. Su tamaño, con una capacidad estimada para unas 300 personas ha sugerido a distintos investigadores que el poblamiento de la zona debía ser relativamente importante. La ausencia de restos de construcciones -si se exceptúan las cuevas- y el hallazgo en 1954 de un yacimiento arqueológico sumergido, a unos 15 m de profundidad, con vestigios de mortero y cerámica frente a la basílica, en el paraje de ses Casotes, refuerza la hipótesis de un poblado actualmente sumergido (Mascaró, 1954). Esta cuestión, junto a la localización de la basílica a pocos metros del mar, los restos de dunas y playas fósiles, así como la destrucción de las dunas actuales, son argumentos que apoyan la hipótesis de un fuerte retroceso de la costa en este sector, al menos desde la construcción de la basílica hasta la actualidad. Las causas pueden ser de tipo dinámico -mayor eficiencia- de los temporales y/o pequeñas oscilaciones del nivel del mar, bien asociados a cambios de carácter general o bien a movimientos tectónicos subsidentes de carácter local.

La presencia a lo largo de toda la restinga de una serie de escollos costeros y una extrañas losas sumergidas y recubiertas de vegetación, que dibujan arcos concéntricos, han sido interpretados (Segura *et al.* 1999) -por semejanza con lo que sucede en la albufera de Torreblanca (Castelló) (Segura *et al.*,1997)- como niveles de playa y dunas fósiles y/o conglomerados de origen terrestre. Interrumpiendo estas losas hay tres canales, dos de los cuales coinciden con la desembocadura de los barrancos de Son Boter-Es Bec y de Son Bou, que podrían indicar su continuidad sobre la plataforma. De hecho, en los mapas de *Síntesis de isobatas, isopacas, morfología y geología del litoral de Menorca* (MOPU,

1990) se dibujan tres canales de arena -perfectamente visibles en la fotografía aérea- de los cuales dos coinciden con las desembocaduras de los barrancos de Son Boter-Es Bec y con el del Barranc de Son Bou. El tercero lo hace con un pequeño barranco que baja del acantilado de la zona de ses Casotes. La forma de las isopacas en el canal de Son Boter-Es Bec indica que se trata de un paleocanal fuertemente encajado y relleno de sedimentos litificados, mientras que los otros dos serían más recientes.

En el trabajo de Acosta *et al.* (1992) aparece un mosaico sonográfico que refleja las características de la plataforma marina inmediata al sector occidental de Son Bou con una posible línea de costa antigua. En el mapa obtenido a partir de estos datos se incluye un canal relleno de sedimentos frente a la desembocadura de Son Boter-Es Bec, si bien falta la información sobre la posible conexión con el barranco porque no hay datos del sónar.

A la vista de todos los argumentos que se han utilizado hasta ahora, la hipótesis que se propone para explicar la génesis de esta albufera ha de ser necesariamente compleja: se trataría de uno o dos bloques fracturados de la plataforma miocena que prácticamente afloran en la restinga; cortados transversalmente a lo largo del Cuaternario por los barrancos de Son Boter-Es Bec y posteriormente invadidos por el mar durante la transgresión flandriense. Sobre el trazado del barranco de Son Bou -al no disponerse de datos procedentes de sondeos- únicamente se puede especular, si bien la existencia del canal arenoso en la plataforma marina sugiere su prolongación mar adentro; el posible modelado cárstico del fondo de la antigua albufera parece más que probable a la vista de las muestras que se observan en los fondos de los barrancos de la mayor parte de la plataforma carbonatada del Migjorn si bien no hay pruebas directas que lo avalen. En todo caso, la abundantes fuentes y manantiales, así como las depresiones que existen dentro del vaso de la zona pantanosa, son elementos que prueban la coherencia de dicha teoría. Harían falta, sin embargo, sondeos directos dentro de la albufera para que quedase completamente confirmada.

Agradecimientos

El presente trabajo es heredero, y en su mayor parte se fundamenta, en el estudio previo desarrollado por el autor junto con la Dra. Francisca Segura (Universitat de València) y con el Dr. Jaume Servera (Universitat de les Illes Balears) publicado en 1999 en el libro dedicado a memoria de Maria Pilar Fumanal (Segura *et al.*, 1999). Muchas de las reflexiones y resultados son fruto del trabajo de un amplio equipo multidisciplinar de investigadores del Departament de Geografia de la Universitat de València, dirigido por el Dr. Vicenç Rosselló, del Departament de Ciències de la Terra (Univ. Illes Balears) dirigido por el Dr. Joan Fornós, y del Departament d'Enginyeria Cartogràfica, Geodesia i Fotogrametria de la Universitat Politècnica de València. A todos, gracias.

Este trabajo ha sido financiado en parte por el proyecto BTE2002-04552-C03-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

S'Albufera des Grau en su contexto geográfico

S'Albufera des Grau, situada al nordeste de Menorca, se encuentra al final de una cuenca de alimentación de considerables dimensiones. Emplazada sobre terrenos silíceos e impermeables formaba, al llegar al mar, una bahía que quedó cerrada por una barra arenosa en la zona de Es Grau, delimitando una laguna litoral donde, por un lado, la llegada de agua dulce y el contacto con el mar, por el otro, crean un gradiente de condiciones (salinidad, temperatura, pH, nutrientes, etc.) que se reparten de forma espacial de tierra hacia el mar (Fig. 1). Este gradiente condiciona en gran parte el valor ecológico de s'Albufera. Actualmente es una laguna, circundada por pequeñas lomas, de unas 76 ha de aguas libres. Su profundidad media es de 1,5 m, aunque en alguna de sus cubetas llega a alcanzar los 3 m. La línea perimetral alcanza los 9,5 km, siendo su longitud máxima de 1,7 km y su anchura máxima de 900 m. Su conexión con el mar se efectúa a través de un canal, sa Gola, de 500 m de longitud y una escasa decena de metros de anchura, conectando la laguna con la playa de Es Grau. En la parte occidental hay cuatro islotes: Illot d'en Mel, el mayor de ellos, Illot des Pardal, Illot d'en Petit y Illot de Llimpa.

Valores ecológicos de s'Albufera des Grau

Como todas las zonas húmedas se caracteriza por tener una elevada productividad biológica, concentrada en una época del año, lo cual permite el desarrollo de una extensa cadena trófica (plancton, macrófitos, crustáceos, peces, aves). Por otro lado su localización en medio del Mediterráneo occidental la hace especialmente interesante para el paso de las aves migratorias en su camino de África a Europa.

Las aves constituyen uno de sus principales valores, siendo posible observar hasta un centenar de especies de las que unas setenta son exclusivamente migradoras y el resto son sedentarias. Por tanto, muchas de las aves que llegan a la Albufera la utilizan tan sólo para pasar unos cuantos días de descanso en su viaje, mientras que otras pasan todo el invierno, que es cuando podemos encontrar el máximo número de individuos.



Figura 1
Barra arenosa de la zona de Es Grau que delimita el área de la laguna con el mar.

Fochas (fotges, *Fulica atra*), ánade real (colls blaus, *Anas platyrhynchos*), porrón común (rabassots, *Aythya ferina*), garzas (agróns, *Ardea cinerea*), etc. son los principales habitantes de s'Albufera.

El contacto del agua marina con el agua dulce convierte la zona en un hábitat ideal para algunas especies de peces, que viven bien en aguas salobres pero que necesitan del agua marina para reproducirse. Anguilas y lisas están presentes con relativa abundancia según los años en la laguna, siendo a la vez el alimento de algunas especies de aves, como el águila pescadora (àguila peixatera) o el cormorán (corb marí). En tiempos históricos la pesca de aquellas especies era frecuente.

La gestión histórica de s'Albufera des Grau

Tal como hemos comentado, la pesca ha sido una actividad de cierta relevancia hasta hace pocos años dentro de s'Albufera des Grau. Conocida era la importancia del contacto continuo de s'Albufera con el mar (Fig. 2) por la zona de su apertura (sa Gola), que junto con la entrada de agua dulce, mantenía de forma continuada el gradiente de salinidad y una alta conectividad que permitía en cualquier caso la existencia de una buena población de peces en s'Albufera. Por tanto, la gestión que se hacía consistía en mantener siempre limpio el paso de agua de sa Gola y la construcción de toda una serie de corrales que permitía a los pescadores reconducir los peces cuando había una avenida.

Esta forma de gestión no comprometía en ningún caso los valores naturales de s'Albufera, hasta el momento en que la llegada de agua dulce dejó de ser continua.

almohadilladas, islotes con endemismos animales como la lagartija balear, y todo un sistema agroforestal muy bien conservado y con un elevado grado de biodiversidad.

La gestión enfocada a la conservación de estos sistemas implica medidas diferentes para cada valor a conservar, por lo que el parque natural presenta una zonificación donde se enfocan de forma diferente los objetivos de gestión. Últimamente se ha redefinido esta zonación así como los límites del parque para darle en su conjunto una mayor coherencia ambiental (Fig. 3).

La gestión activa multiobjetiva del agua

Una vez resueltas las amenazas de los procesos urbanísticos del territorio nos encontramos ante otro condicionante dentro de la conservación de s'Albufera: el agua. Como ten odas las zonas húmedas, el régimen hídrico es la clave para el funcionamiento del ecosistema y por tanto la restauración de este régimen es fundamental de cara a hacer una gestión integral de s'Albufera.

El contacto entre las calizas del Jurásico y las pizarras del Carbonífero, con un nivel freático elevado, proporcionaba numerosas fuentes que aportaban durante todo el año agua de forma abundante. La bajada del nivel freático por sobreexplotación de los niveles calcáreos ha desecado estas fuentes convirtiendo s'Albufera, de un sistema litoral donde los gradientes espaciales tenían una importancia para la biodiversidad de la zona y donde la gestión tradicional llevada a cabo por los pescadores era totalmente compatible con la conservación de la zona húmeda, en otra albufera pluvializada, donde tan sólo llega agua dulce cuando llueve y los



Figura 2
Salida de la albufera al mar (sa Gola) con la típica formación de barras.



Figura 3
S'Albufera des Grau
camino de su salida al
mar.

gradientes espaciales han perdido mucha importancia frente a los temporales.

Este cambio tan importante ha conducido en los últimos años acircunstancias que no se habían producido con esta magnitud desde hacía muchos años en s'Albufera (deseccaciones extremas, salinización, estratificación del agua) y que han provocado algunas situaciones traumáticas para la fauna y la flora.

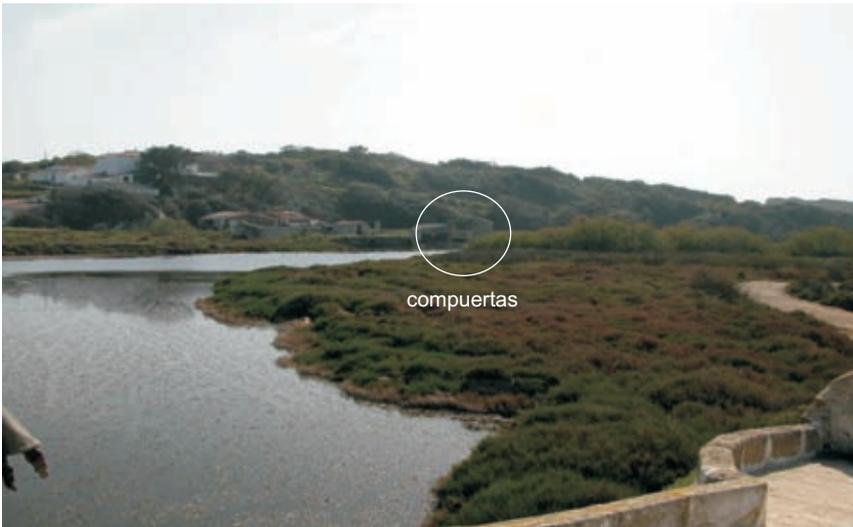


Figura 4
Sistema de compuertas para regular la comunicación entre la albufera y el mar.

Actualmente se está llevando a cabo es una gestión activa ya que se hace mediante dos compuertas que cierran la comunicación de s'Albufera con el mar (Fig. 4). Mediante estas dos compuertas se pueden controlar, dentro de unos límites, los parámetros de salinidad, nivel y conectividad del sistema ecológico de s'Albufera. Pero se ha de tener claro que cada vez que se hace una acción (la no-actuación es también una forma de acción) afectamos de forma irremediable las condiciones del sistema ecológico de s'Albufera y consecuentemente se influirá sobre los organismos que viven en ella.

Los puertos de Maó y Ciutadella. Aspectos físicos y humanos

Vicenç M. ROSSELLÓ

Departament de Geografia. Universitat de València

Si algún determinismo puede admitirse en un ámbito insular, es el que involucra los puertos. Los primeros testimonios de la historia clásica sobre la menor de las Baleares y el extraordinario texto del obispo Severo (siglo V) inducen a pensar en un poblamiento bipolar con escasa presencia dispersa. Esta dicotomía se basa desde luego en dos ciudades portuarias que han mantenido durante siglos una clara rivalidad y, a veces, cierto equilibrio. Sin los puertos naturales, la historia hubiera sido otra.

Maó, puerto y ciudad

Si la civilización 'mediterránea' vino de oriente -atención a la cultura talaiótica-, el desembarco más fácil fue por la *ría* de Maó (Fig. 1), refugio natural de "más de tres millas de saco" (5 km, en realidad, por una anchura media de 0,5 km). Para un observador medianamente entendido, la coincidencia de "Puerto Mahón" con la línea delimitadora de Tramuntana/Migjorn es tan evidente que es imposible descartar la motivación tectónica: falla o fosa; al N el paleozoico, al S el mioceno. La acción fluvial y la penetración marina pueden haber completado el cuadro natural. En efecto, el contacto del paleozoico y triásico con el mioceno superior ha dado lugar a un surco a expensas del último roquedo, más débil, visible en Sa Mitjania -Es Pla Verd, Turmadent (Obrador y Mercadal, 1979)- y Barranc de Sant Joan-puerto. Matizando más, el puerto natural tiene, de fuera adentro, un primer tramo NNW estrecho (200 m), luego, un segundo WNW, ancho (hasta 700 m), y luego el último de idéntica orientación, estrecho y cerrado por Sa Colàrsega, su marisma y sus huertos. El umbral de la boca alcanza una profundidad de sólo 12 m, pero hacia el centro y sur se llega a más de -15 m, con lo cual resulta difícil la renovación de las aguas profundas.

El contraste N-S es patente. En la orilla septentrional domina un paisaje de cerros ondulados, donde alternan valles en argilitas y lomos en arenisca que, al llegar al mar, se resuelven en entrantes (Cala Llonga, Cala Rata...) y salientes de una costa baja y recortada. La península de La Mola pertenece en sus dos tercios nororientales al paleozoico, pero está coronada por el roquedo carbonático mioceno que alcanza los +78 m en los cantiles que



Figura 1

Perspectiva sobre el Puerto de Maó. Fuente: Enciclopèdia de Menorca. Tomo I (1979)

miran al SE. Ha conservado incluso el complejo arrecifal y un manchón eolianítico pleistoceno (Fig. 2).

La Illa des Llatzeret, que se orienta paralelamente a la bocana del puerto, fue separada artificialmente por el canal de Sant Jordi, pero por hundimiento y erosión ha perdido parte de la cubierta. La Illa del Rei corresponde también a la “rampa interna” de la plataforma miocena, aunque apenas alcance +14 m, cerca de la basílica paleocristiana. El eje de la fosa viene a coincidir con la bocana del puerto y pasa entre Es Castell y la isla-península (Rosell y Llompart, 2002). La interpretación de la ensenada como ría supone un aparato fluvial que aprovechó la debilidad del contacto mioceno/paleozoico y las fracturas sinsedimentarias en el

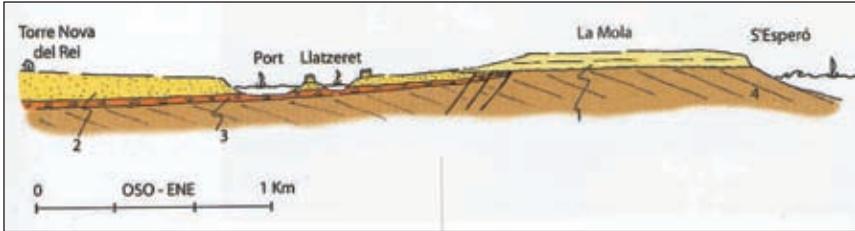


Figura 2

Corte geológico transversal al eje del puerto de Maó. 1: calcáreas de la unidad superior del Mioceno. 2: calcarenitas de la unidad intermedia del Mioceno. 3: conglomerados de la unidad inferior del Mioceno. 4: Areniscas y pizarras del Carbonífero. Fuente: Rossell y Llompart (2002).

máximo glacial, con toneladas de sedimentos arrancados y depositados en el “delta submarino”. La ulterior transgresión holocena habría configurado la penetración marina (Fig. 3).

Como resultado, la orilla meridional ha quedado relativamente reforzada y conserva mejor cortadas las calcoarenitas de la unidad miocena intermedia y naturalmente los conglomerados de la unidad inferior de la plataforma que no suelen aflorar más que en los cantiles o taludes. Si estos conglomerados basales apuntan en La Mola, en las isletas centrales y en el tramo portuario entre Es Castell y Sa Colàrsega, el paleozoico sólo puede entrecruzarse en el Camí de Ronda; en la Cala de Sant Esteve se halla a -30 m. En la costa meridional destaca Cala Pedrera, con un barranco insinuado; Cales Fonts -urbanizada desde Es Castell- tiene un aire de dolina inundada como Cala Corp. Después de un cantil medio de +20 m, el accidente más importante es Cala Figuera, cuyo flanco izquierdo es un labio de falla que mantiene en realce a +30 m el bloque de Maó. El flanco estratégico de la ciudad (10-15 m de escalón) sigue los muelles. La Colàrsega cierra la llanura aluvial expantansosa donde muere el Barranc de Sant Joan.

El movimiento portuario medieval no requería grandes espacios resguardados y la accesibilidad proporcional al porte de las embarcaciones se obtenía igual en los refugios de Addaia, Sanitja, Fornells y, sobre todo, Ciutadella, como dan a entender las cartas portulanas de los siglos XIII-XVI. Ahora bien, el ataque a Maó de Barbarroja en 1535, anterior al también turco de Ciutadella, sugiere una valoración especial entendida por el rey Felipe II cuyo arquitecto J. B^a Calvi levanta el castillo de Sant Felip (1555) en la punta meridional de la bocana portuaria, lo cual conlleva la primera expansión de Maó. De todos modos el verdadero auge no llegará hasta 1708 -con la dominación británica-, cuando la rada de Maó se convertirá en puerto de internada de la flota y, especialmente, en centro

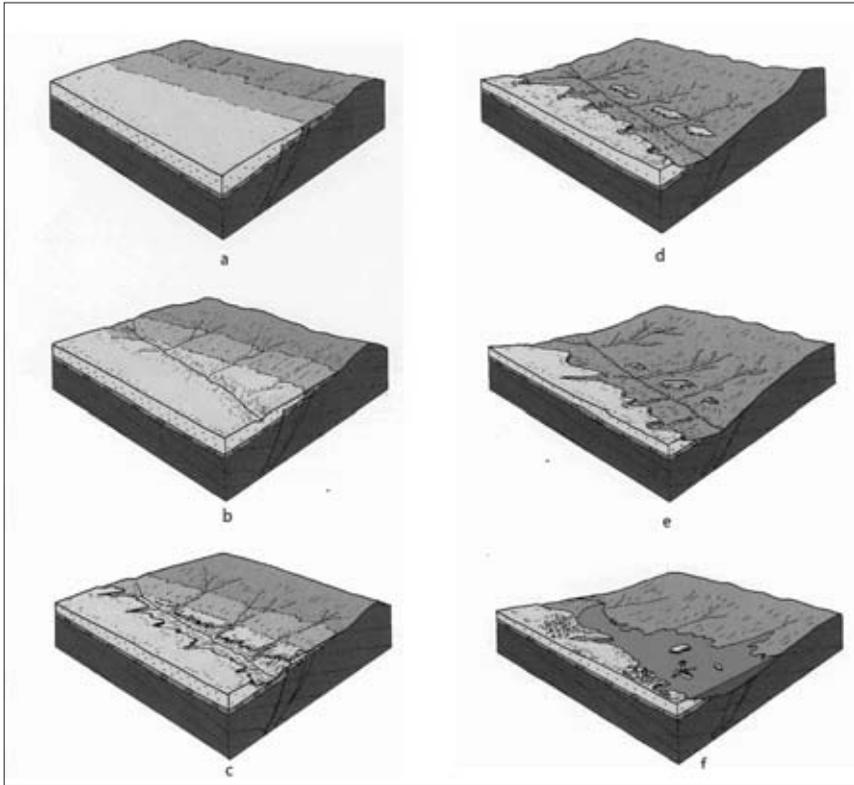


Figura 3

Modelo evolutivo del puerto de Maó. a y b: encajamiento de la red fluvial; c, d y e: erosión causada por el descenso del nivel marino; y f: subida del mar hasta el nivel actual. Fuente: Rossell y Llompart (2002)

logístico de naves corsarias. La capitalidad insular *de facto* es asumida por la ciudad oriental en tiempo de británicos y franceses (1756-80). Integrada la isla en la corona española, Carlos IV instala en Maó un arsenal (1789) y el auge portuario se mantendrá hasta 1820 en que se prohíbe la importación de trigo ruso. La base naval militar será una supervivencia hasta final del siglo XX, mientras que la zona franca, que solicitaban las fuerzas vivas desde principio de siglo, jamás llegó a conseguirse.

El puerto actual cuenta con 5.418 m lineales de muelles, la mayoría en dársena de embarcaciones de recreo. 150 m (con 5-7 m de calado) se destinan a uso pesquero y 902 m pertenecen a muelles comerciales con calado de 6,5 a 8 m. La atracción del ocio -navegación y gastronomía- ha crecido en la última década en los espacios portuarios, mientras el carácter industrial ha disminuido, exceptuada la producción térmica de

electricidad.

La estrategia ha pesado decisivamente en el desarrollo urbano de Maó (Fig. 4), que arranca de una fortificación romana (*Mago*, 205 aC, fue municipio flavio) e islámica que conquista Alfonso el Liberal (1287) y es denominada en la documentación *castell i vila* de Maó. El recinto amurallado poligonal de unos 300 m de diámetro, iniciado en el siglo XIV, apenas estaba acabado el XVII; contaba con los *portals* del Mirador, de Dalt o Sant Roc (conservado), del Cap de Cos (Hannover), del Mar (al E) y Nou (SE) que cerraban un espacio bastante denso y con una trama rectangular embrionaria. La iglesia de Santa Maria, inicialmente gótica, ocupa el flanco marítimo desde 1294; el ayuntamiento contiguo se construye en una primera fase el 1613.

Maó se convierte en capital de hecho en 1722 bajo el gobernador británico Kane; entonces se suman a los militares, funcionarios, comerciantes (griegos, itálicos, judíos e isleños) y corsarios. Georgetown, edificado desde 1771 -contrapesando a Sant Felip- será renombrado como Villacarlos en tiempos de Carlos IV. Fort Marlborough se había excavado y construido el 1710 en la Cala de Sant Esteve y la gran fortaleza de La Mola (que supuso el abandono de las anteriores) en 1852.

El progreso comercial, urbanístico y arquitectónico maonés es cosa, por tanto, del siglo XVIII, aunque el anterior ya empieza a desbordar las murallas. Será en esta época que se generalizará la ventana de guillotina, el color verde Victoria de las contraventanas y puertas y los *boinders* (*bow-windows*) o miradores acristalados. S'Arraval (NW) cuenta con el apoyo de la Casa del Rei, convertida en Gobierno militar (Pont des General) y el convento de Sant Francesc (1719-92), todavía ogival, más tarde Instituto de Enseñanza Media y ahora Museu de Menorca; la calle principal de este

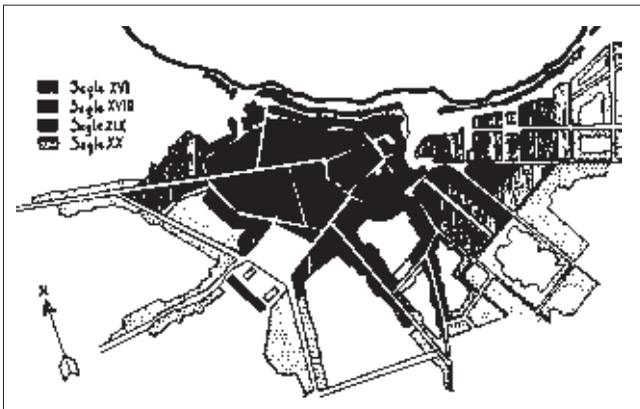
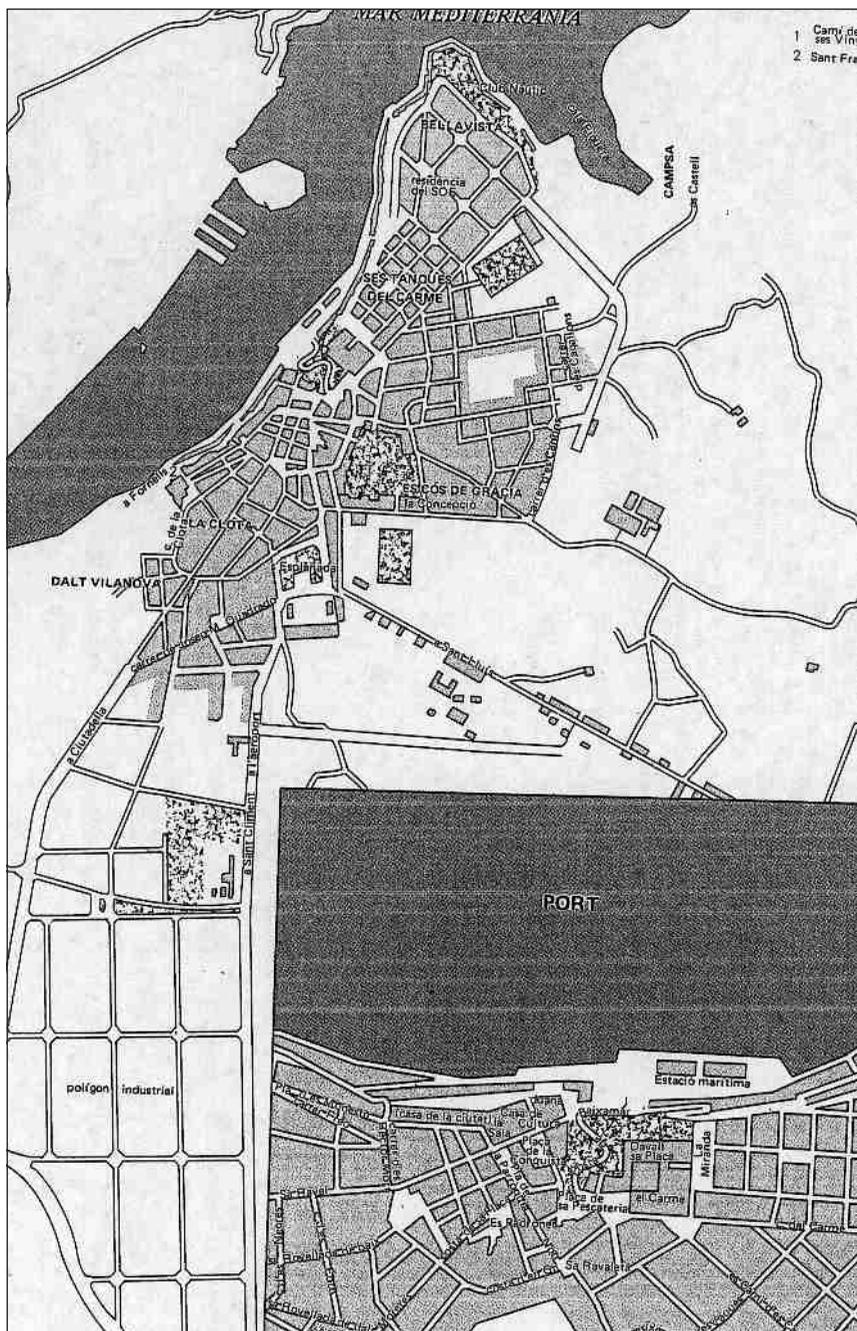


Figura 4
Evolución del núcleo urbano de Maó. Fuente: Baulies (1964)



ensanche alinea interesantes casas altoburguesas o semiaristocráticas de los siglos XVIII y XIX. La expansión de S'Arravaleta (SE) y del barrio de El Carme (la cuadrícula oriental de Les Tanques, post desamortización) se focaliza en este convento (1726-1808) con su gran iglesia neoclásica y el claustro, ahora mercado municipal restaurado, al otro lado de Ses Voltes (una vaguada, excava marina). Santa Maria reconstruye la iglesia afectada por un rayo (1718), en neogótico entre 1748 y 1772. Su gran órgano, bien conservado, fue montado en 1810. Hagios Nikolaos es un templo ortodoxo (1749) que después será La Concepció (1808). El ayuntamiento se reedifica con un pesado neoclásico, el 1789. S'Arraval se ha ampliado al oeste por Vilanova con *Les Rovellades*, calles de trazado envolvente. Es muy interesante la persistencia de un espacio verde -Es Freginal, para pasto- en el SW, ahora cerrado por calles y casas, y la de L'Esplanada del W, naturalmente de origen militar como sus inmuebles anejos.

En el siglo XIX, la crisis comercial y migratoria se acusa en un crecimiento superficial casi nulo; en todo caso -incluida la primera mitad del XX- sólo se gana en altura. La segunda mitad del siglo pasado implica un desbordamiento general por la vías radiales (carreteras de Ciutadella, Sant Climent, Sant Lluís y Es Castell), con una ronda envolvente. Por otra parte, emulando el *Golden Farm* (Sant Antoni) de Nelson y Lady Hamilton, proliferan los chalets o villas de toda categoría y diversos polígonos comerciales o residenciales (Fig. 5).

Ciutadella, fuerte y puerto

Igual que Maó, la otra aglomeración urbana, Ciutadella se explica por su situación geográfica: el abrigo de un recodo rectangular (Fig. 6) de la plataforma miocena que tiene una ventaja, la proximidad con Mallorca. El puerto de Alcúdia dista sólo 33 millas. Otra cosa es la dualidad o lucha histórica por la capitalidad de una isla que concentra las izquierdas al este (Maó, Es Mercadal, Alaior...) y las derechas al oeste (Ciutadella, Ferreries), como si reviviera la dicotomía de los siglos IV-V de *Magona* comerciante, con una fuerte colonia judía, y *lamona* cristiana e intolerante, episcopal, o el esplendor burgués-mercantil del Maó moderno y la pervivencia aristocrático-feudal y levítica de Ciutadella. Una carretera única hasta 1964 (el viejo Camí d'en Kane [1713-20] o el "romano" no llegaron a articular el territorio) era suficiente cuando había un solo hotel en Cala Galdana y ninguno en Fornells.

Figura 5 (en la página anterior)
Mapa del casco urbano de Maó. Fuente: Gran Enciclopèdia Catalana



Figura 6

Perspectiva sobre el Puerto de Ciutadella. Fuente: Enciclopèdia de Menorca. Tomo I (1979)

El sitio urbano de Ciutadella está perfectamente perfilado en una rinconada donde el débil espesor de la plataforma tortoniense-messiniense está afectada por numerosas fracturas que se traducen en hendiduras fluviales y penetraciones marinas. En un tramo de acantilado modesto, de entre 7 y 15 m de caída, dos calas enmarcan la ciudad: la propia o Port de Ciutadella (NW) y la des Degollador (S) que marcan una especie de promontorio señalado por la tectónica que ha acabado perfilando el desarrollo urbano. El puerto es una verdadera cicatriz, casi rectilínea en su flanco izquierdo de más de un kilómetro, que continua en cinco o seis tramos de orientación alternante por el cauce de los *canals* de

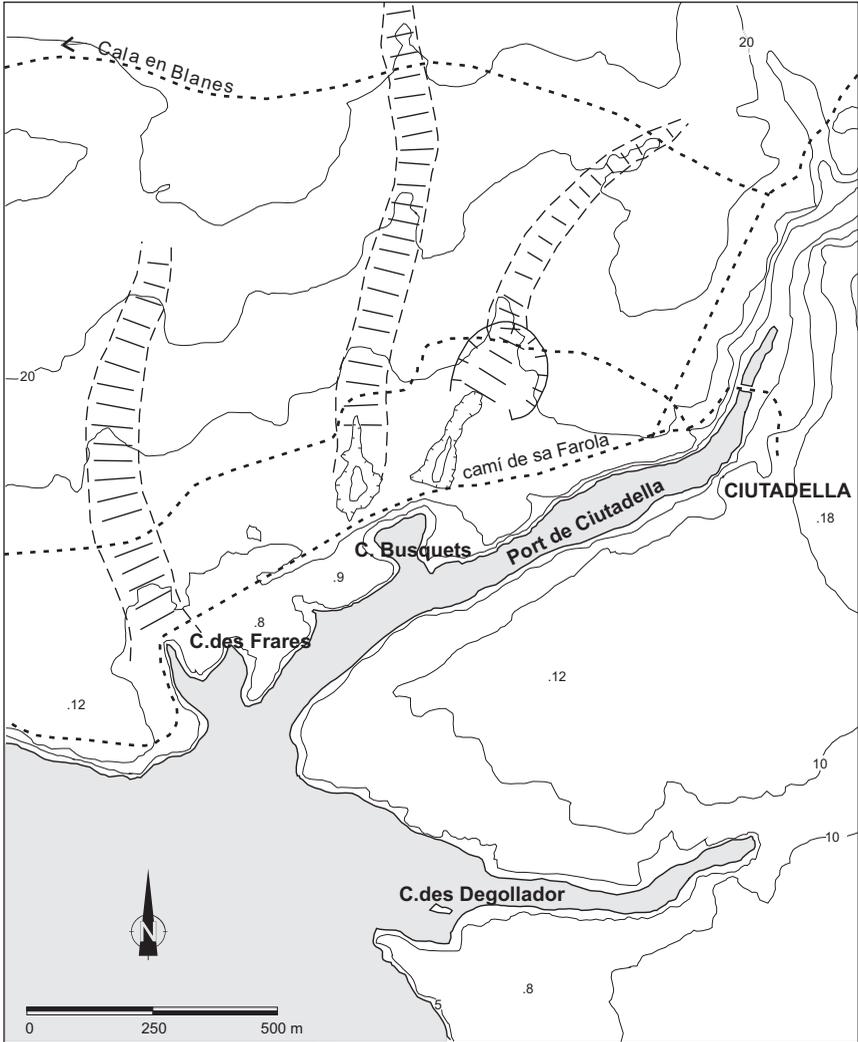


Figura 7
Croquis geomorfológico del puerto de Ciutadella

Sant Pere y des Horts. Estos cauces drenarían una cuenca aproximada de 6 km². El encajamiento de la manga marina, del orden de los 7 u 8 m, es notable por el papel que ejerce de abrigo naval, si bien resulta geomórficamente más interesante la orilla derecha, marcada por los hundimientos de las calas d'en Busquets y des Frares. La historia natural de la Cala d'En Busquets (Fig. 7) es significativa. Dos paleocanales

provenientes de la plataforma de +25 m desembocarían hacia el sur con una pendiente del 15 ‰ en un colector NE-SW que *todavía* no era la Cala de Ciutadella. La disolución ha abierto en el espacio poco inclinado de la confluencia tres dolinas que implican un *soutirage* porque el freático debe haber bajado. El descenso del nivel marino favoreció los sumideros y la dolina correspondiente a la caleta colapsó. En la actualidad la escasa escorrentía está interceptada por un terraplén que corta las dos calas para facilitar el camino del faro. Acentuando el modelado cárstico de cala estructural, hay que anotar en el puerto la existencia, a unos 200 m de la bocana, de un ombligo de -10 m, cuando el fondo casi regular se aparta poco de los -6 m.

El cañón que forma el puerto y penetra unos 1.200 m tiene una anchura de boca, entre la punta de Sa Farola y la torre de Sant Nicolau, de 200 m, la cual se reduce a 90, una vez embocada la manga (punta del Bancal); sigue con esta anchura a lo largo de 0,5 km para reducirse a 50 m en los 500 restantes. La Colàrsega y el barranco prolongan la incisión por el Pla de Sant Joan y el Canal des Horts.

Un rasgo característico -pero no exclusivo- el puerto de Ciutadella, lo ofrecen las secas o *rissagues* que le afectan con cierta frecuencia, pero sin periodicidad clara. Se trata de un movimiento oscilatorio, a veces excepcional, provocado por fenómenos de resonancia que pueden llegar a incrementar el nivel marino hasta 2 m en pocos minutos, con las obvias consecuencias en embarcaciones e instalaciones portuarias. Suelen ocurrir después de una fuerte subida de la presión atmosférica y se recuerdan por su amplitud las *rissagues* del 29.05.1465, 21.07.1939, 16/18.09.1975 y 22.06.1984

El de Ciutadella fue el puerto principal de la isla antes del siglo XVIII, cuando allí residía el *batle-cònsol*. Ahora la dársena interior abriga 29.100 m², pero las condiciones de atraque para la navegación de altura no son precisamente óptimas. El servicio de lanzadera de Mallorca ha tenido que mantener buques de porte reducido para posibilitar su maniobrabilidad en unos muelles que apenas ocupan el tercio más interior de la cala y tienen además dedicación pesquera y deportiva. La amenaza de un gran puerto exterior por ahora parece conjurada. Ahora bien, la historia marítima pesó y mucho.

El topónimo Ciutadella significa fortaleza o pequeña ciudad fortificada y no es casualidad que Mustafá Piali la saqueara en 1558 y se llevara (en un episodio conocido como *sa desgràcia* por antonomasia) 3.099 esclavos a Istanbul/Costantinopla. Murallas y fuertes responden a esta inseguridad. Se han encontrado restos romanos (*Iamona*) en el paseo de

Sant Nicolau y los alrededores del puerto. El núcleo islámico y medieval cristiano ocupa la zona de la catedral hasta el talud de Sa Muradeta, a cuyo pie queda el Pla de Sant Joan y la Colàrsega cegada. La mezquita fue probablemente substituida por *la Seu* y el callejero de la ciudad de los siglos XIV-XVIII fue encerrado por un recinto de 25 ha, señalado ahora por Sa Contramurada, S'Esplanada des Pins, Es Born y Sa Muradeta. El eje urbano parte de la puerta del Camí de Maó (Quadrado, Ses Voltes, Major) y se conserva porticado. La muralla que subsiste hasta el siglo XIX era la iniciada en 1303 y reconstruida después del ataque de 1558; quedan los bastiones de Sa Font (N) y del puerto, sobre el cual estaba el alcázar real, después Palau del Governador y, ahora, Ayuntamiento. El espacio entre la muralla moderna y la ronda y L'Esplanada se macizó entre 1850 y 1900 (Fig. 8), sobre todo a partir del derribo de la cerca (1873) y la postdesamortización: Ses Cases Noves (Sant Francesc, SW) y Plaça des Mercat (Sant Agustí, centro). En la primera mitad del siglo XX, al calor de la industria artesana zapatera, la expansión se acusa por la carretera de Maó y se abre el paseo de Sant Nicolau -paralelo a la rada- como "calle residencial del porvenir". Otra arteria de polarización, des del Portal d'Artrutx, se dirige al SE (Camí de Sant Joan de Missa) y alineará las primeras viviendas unifamiliares.

El pugilato entre las dos ciudades, casi equilibradas en tiempos del gobernador Kane (1723) en unos 4.600 habitantes (la isla tenía 16.000),

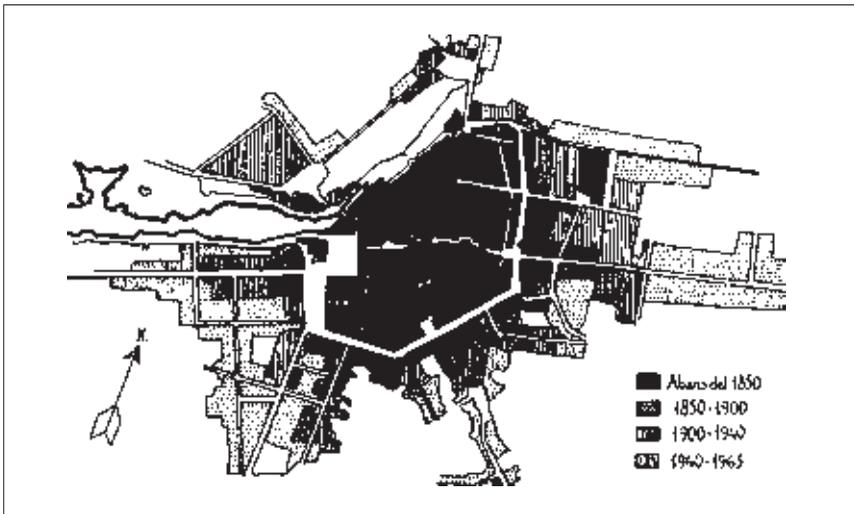


Figura 8
Evolución urbana de Ciutadella. Fuente: Baulies (1964)

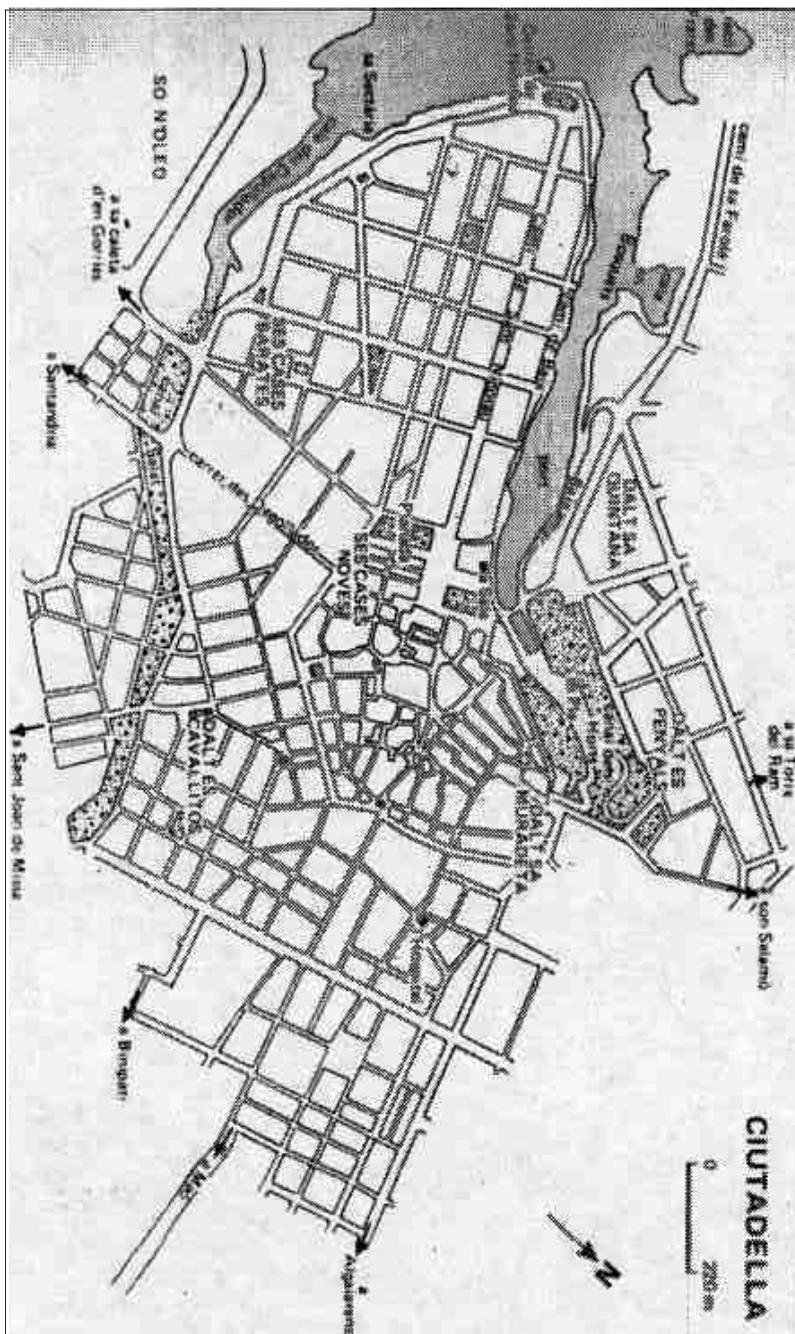


Figura 9
El casco urbano de Ciutadella

se resolvió con el predominio político-administrativo de la rival. Así y todo, la expansión de fines del siglo pasado ha desbordado la Ciutadella entre calas, incorporando al otro flanco del puerto Sa Quintana y Dalt es Penyals, llenando todo el espacio desde L'Esplanada hasta el paseo marítimo, e incluso la otra orilla (segunda residencia) de la Cala des Degollador.

La ejecutoria histórica, sin embargo, puja por la vieja capital. La catedral construida en estilo gótico catalán, aunque cambió en 1814 su portada en neoclásico, conserva el finísimo portal de la Llum (1362); en el interior un baldaquino apócrifo, instalado en 1939, constituye un verdadero atentado. El antiguo convento de Santa Clara (1287), arrasado durante la guerra civil de los tres años, fue reconstruido con escasa fortuna. El convento -ahora parroquia- de Sant Francesc (fundado en 1294) dejó un edificio gótico, reformado después; los anejos sucumbieron con la desamortización. El de Sant Agustí, más reciente (siglo XVI) conserva la iglesia del Socors y el inmueble ocupado por el Seminario diocesano desde 1858. Los palacios aristocráticos, la mayoría neoclásicos de los siglos XVII-XIX (Torresaura, Salort, Lloriac, Esquella, etc.), imprimen carácter a la ciudad. Destaquemos la cornisa y alero del casal de los Saura (ahora propiedad municipal) en la calle del Santíssim.

Y finalmente, en la Plaça des Born, presidida por el obelisco conmemorativo de "*sa desgràcia*", se levanta el edificio modernista-bizantino del ayuntamiento, diseñado por Enric Sagnier. Una alusión al *Caragol des Pla*, la tumultuosa fiesta caballeresca sanjuanera, que se celebra en el fondo de la cala, excedería la estricta geografía.

Agradecimientos:

El presente trabajo es una contribución al proyecto BTE2002-04552-C03-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología

Primer poblamiento

La neolitización de la costa continental más cercana a las Baleares es un fenómeno del VI milenio. Aún así la colonización de las Baleares por gentes que practican un tipo de economía productora, se retarda casi dos mil años, y no es porque este tipo de economía no sea viable en medios insulares reducidos, ya que en el VI y V milenios lo demuestran islas tan pequeñas como las Lipari, donde sí se desarrolla. La causa o la respuesta no puede ser otra que la consideración de las Baleares como tierras marginales, con escaso interés económico y que por tanto no serán colonizadas antes de que la superpoblación de otras tierras no haga atractiva su ocupación a pesar de la complicación que implica tener que atravesar el mar.

El caso concreto de Menorca es muy ilustrativo de estos procesos de colonización de medios insulares. Isla de extensión reducida, unos 711 km², sin recursos naturales especiales y alejada unos 200 km de la costa continental más cercana, es la isla más "marítima" del Mediterráneo. Ligada visualmente a las costas catalanas a través de Mallorca, llega a ser así un "finis terrae", más allá de la cual no se ve más que agua. Esta situación permite establecer dos premisas en el caso del poblamiento de Menorca, que la ligan a la isla mayor de las Baleares:

- 1) El poblamiento de Menorca es fruto de la visualización de Mallorca desde el continente y esto quiere decir que el flujo migratorio pasa necesariamente por Mallorca o por el vislumbre de las sierras mallorquinas.
- 2) El poblamiento de Menorca ha de ser posterior, o en todo caso, simultáneo a la ocupación de la totalidad de Mallorca, isla más grande y con más recursos que no Menorca.

De acuerdo con este planteamiento y teniendo presente que el poblamiento estable de Mallorca se lleva a término entre finales del IV milenio y la primera mitad del milenio siguiente, es decir al final del Neolítico, hemos de suponer que la ocupación estable de las islas menores, Menorca, Eivissa y Formentera, ha de ser un fenómeno de la segunda mitad del III milenio.

De hecho, en el caso de Menorca los restos humanos más antiguos hasta ahora localizados y datados en el 2200 ANE corresponden a un individuo inhumado en Biniai 1 construcción funeraria a medio camino entre el hipogeo de cámara circular y el dolmen. Esto quiere decir que los grupos humanos responsables de estas construcciones son al menos un poco anteriores a dicha fecha. Por tanto de momento, y a diferencia de Mallorca, no hay en Menorca indicios de poblaciones estables antes del Calcolítico.

Grupos culturales pretalaióticos

Entre 2500 a.C. y 1050 a.C. se da una diversidad cultural que bajo el nombre genérico de Pretalaiótico se diferencia de la fase posterior, es decir aquella que tiene al talaiot como el edificio más extendido y más significativo. El hecho más destacado de este período es la enorme diversidad constructiva. De carácter funerario son el sepulcro megalítico, el hipogeo de planta alargada y, para algunos, las navetas. De carácter de hábitat son la cabaña oval o de planta alargada, la cueva natural o abrigo amurallado y el naviforme.

La diversidad de estructuras se puede explicar sobre la base de su asincronía, es decir, sobre la no coincidencia en el tiempo del período en que comenzaron a construirse. No se puede descartar que en algún momento se hayan podido utilizar de manera sincrónica.

Poblado de Son Mercer de Baix

Poblado formado por al menos 4 habitáculos de planta absidal, alargada, denominadas navetas de habitación y naviformes o navetiformes (por su parecido en planta con las navetas funerarias), y también por otras de plantas más o menos rectangulares adosadas a las anteriores (Fig. 1). Tiene la particularidad que una de las navetas, conocida popularmente como "sa Cova des Moro" (Fig. 2), está cubierta por losas sostenidas mediante columnas polilíticas (Fig. 3) lo que se ve en la actualidad es la restauración efectuada este año, después de su hundimiento acaecido el año 2001)

Localización

En el margen derecho de la plataforma superior del barranco de Son Fideu (Fig. 4), casi en el vértice que une éste con el de Trebalúger. Gran dominio visual sobre las tierras fértiles del lecho del barranco, por donde discurre el torrente que desemboca en la cala. No es el único poblado pequeño de casas naviformes que hay en el área y sobre la plataforma; este hecho se entiende en razón de la existencia de caminos que posibilitan el

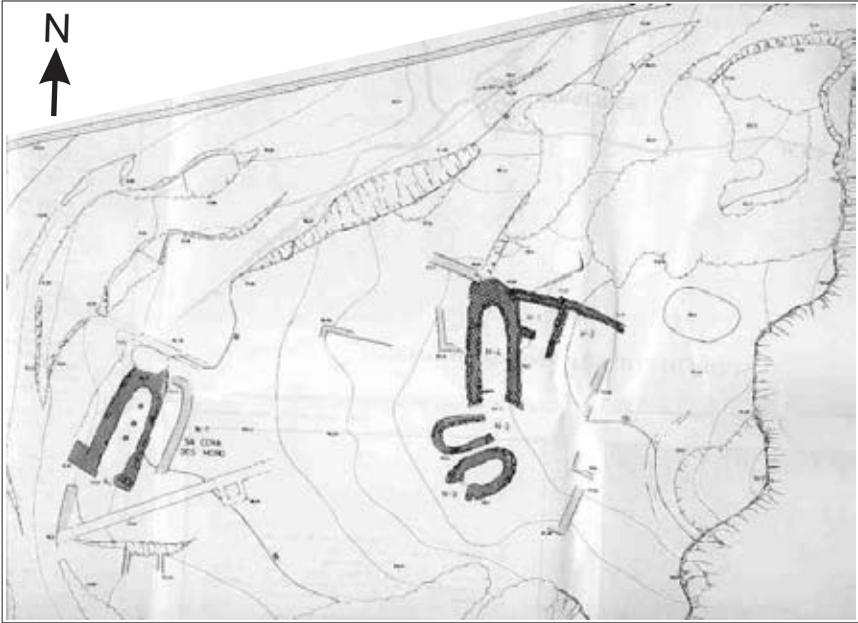


Figura 1
El poblado de Son Mercer de Baix (según Martínez, 1987).

acceso al barranco (sa Canaleta), donde hay agua y se encuentran las tierras en explotación. En este barranco, y en otros, los poblados de navetas son los asentamientos más antiguos, la localización de los cuales obedece no sólo a la necesidad de un lugar donde establecerse sino también a la de poder controlar el territorio que se explota económicamente. Con posterioridad también se construirán talayots, justo al margen de la plataforma, con la misma función de control e incluso podríamos decir que casi exclusivamente con esta funcionalidad, ya que los poblados con las viviendas se localizan más lejos de los barrancos.

Los lugares de enterramiento más cercanos son las cuevas naturales con muro situadas en las paredes del mismo barranco. En el lecho de éste no se han localizado restos constructivos de asentamientos prehistóricos, hecho también común a otros barrancos de la isla.

Investigación

El año 1962, M. Ll. Serra excavó una de las navetas de habitación más pequeñas, y en 1982 se excavaron dos más, así como dos de las habitaciones rectangulares, por parte del equipo del Museu de Menorca bajo la dirección de C. Rita.



Figura 2
Naveta, conocida popularmente como “sa Cova des Moro”, antes de su hundimiento acaecido el año 2001 y su posterior restauración.

Funciones

En las dos habitaciones rectangulares se documentó actividad metalúrgica con el hallazgo de crisoles, gran cantidad de escoria y un pequeño lingote de cobre en forma de pan de 100 g de peso, lo cual indica todo ello la manufactura de objetos metálicos en el poblado. En las navetas se localizan vasos de cerámica de carácter doméstico, unos en cantidad

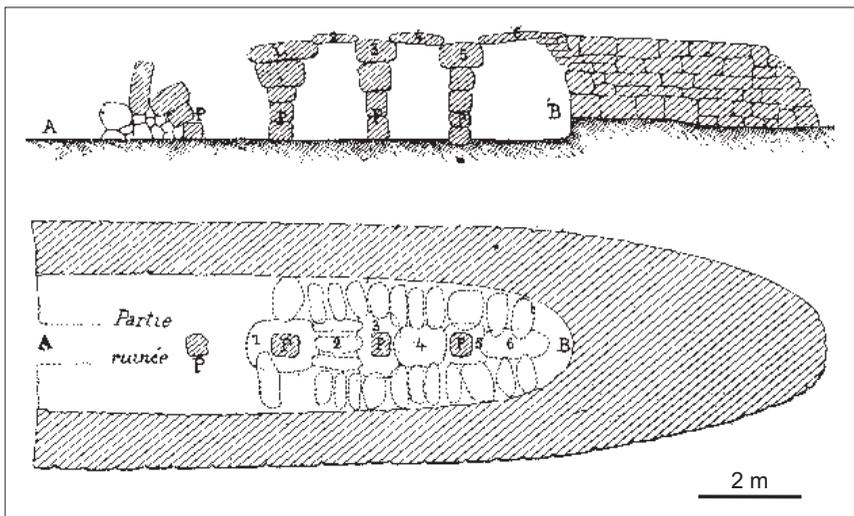


Figura 3
Sección y planta de “sa Cova des Moro” según Cartailhac (1892).

notable y de gran tamaño y destinados al almacenamiento, y otros de formas más pequeñas a modo de vajilla de cocina.

Datación

No tenemos datos absolutos de C14 procedentes de muestras de este poblado sino de otras naviformes. La más antigua se remonta al 1580 aC (Cala Blanca) y la más reciente al 1250 a.C. (Torre del Ram).

La organización social de este período es esencialmente igualitaria y homogénea, escasamente jerarquizada. Todos los indicios apuntan a que los grupos pretalaióticos se enmarcan dentro del modelo antropológico de sociedades segmentarias, es decir, de pequeñas comunidades asentadas en aldeas que se relacionan entre sí a través del parentesco. La diferenciación social entre sus miembros es muy poco notable y no existe ningún centro de poder.

Cambio cultural

Naveta des Tudons

El nombre de “naveta”

El término *naveta* es una derivación, el diminutivo, del de *nau*, utilizado por Joan Ramis i Ramis, en su obra pionera dentro de la arqueología en España, el año 1818, al describir la construcción que nos ocupa. Además Ramis, hizo un dibujo del edificio donde se reflejaba una alineación de piedras en su parte superior, como si fuera una quilla. Posteriormente, el Archiduque Luis Salvador de Austria (1890-1891) y Cartailhac (1892) no observan la existencia de esta quilla sino tan sólo piedras de los muros desplazadas, por lo que este último piensa que el



Figura 4
Vista del Barranco de Son Fideu o Sa Cova desde el poblado de Son Mercader de Baix.

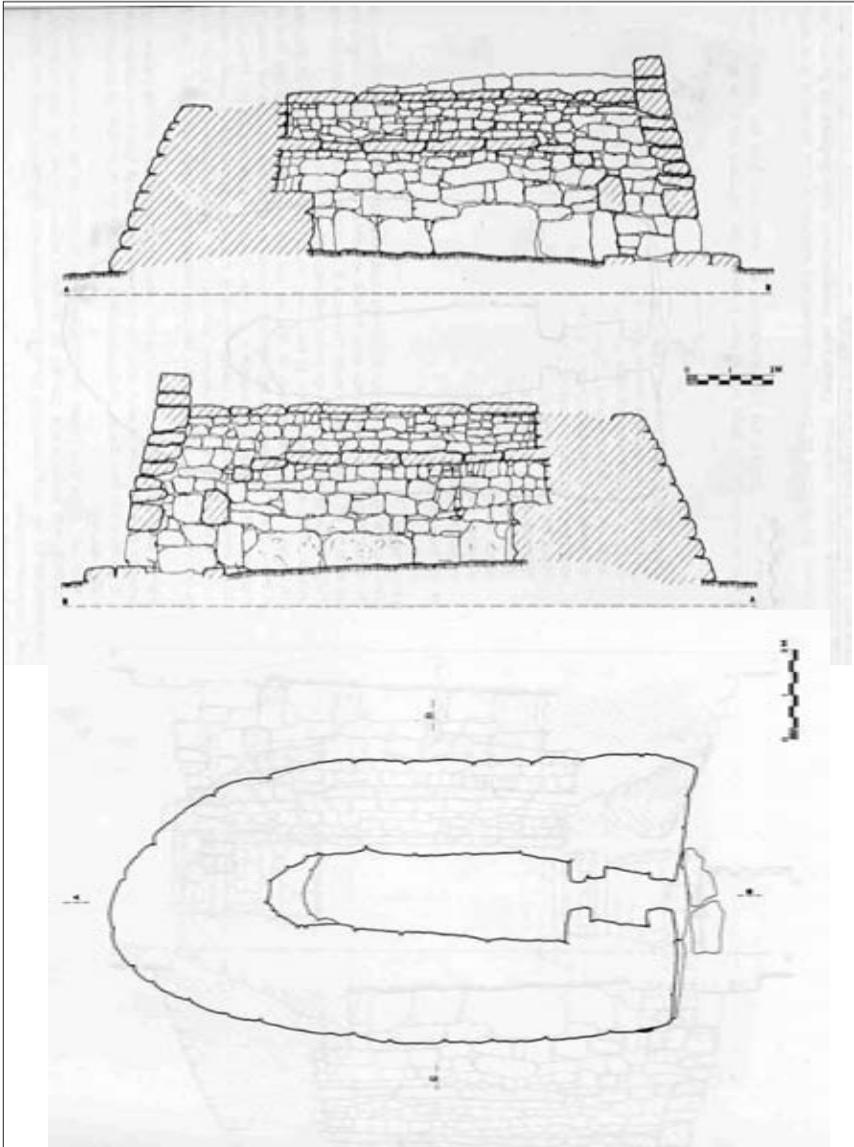


Figura 5
La Naveta des Tudons según Plantalamor (1991).

dibujo de Ramis es una probable idealización. En todo caso, la imagen de una embarcación al revés, invertida, es la que ha dado nombre a un tipo de monumento funerario de la prehistoria de la isla.

El descubrimiento de la función funeraria y de la morfología del monumento.

La Naveta des Tudons (Fig. 5) fue la primera de estas construcciones que fue objeto de una excavación arqueológica, hecho que permitió su definición como tumba colectiva. Siempre ha sido la más monumental por sus dimensiones. El año 1959, noviembre-diciembre, Ll. Pericot y M.L.. Serra efectuaron la excavación arqueológica de la cámara, gracias a una beca otorgada por la Fundación March para el estudio de la arqueología balear, en un trabajo titulado: "Estudio de la Edad del Bronce en Baleares". El año siguiente, el mismo equipo, juntamente con V. Tolós, efectuaron la restauración arquitectónica, siguiendo el modelo de dos cámaras descubiertas en el Rafal Rubí.

Localización

La Naveta des Tudons se localiza en las coordenadas UTM 576200, 4428690 (Hoja MTB 618, 2-8), en el término municipal de Ciutadella. Se encuentra en el extremo de una cubeta plana, en los terrenos calcáreos del Mioceno, caracterizada por presentar un suelo apto para el cultivo, formado por la erosión kárstica. Es visible desde una área muy amplia de territorio (Fig. 6).

Esta ubicación forma parte de la tabla de López (1997:121) según la cual el 100% de navetas se localizan sobre la plataforma miocénica, el 86% en lugares planos, el 14% sobre una ligera elevación y el 100% están en un entorno llano.

Ritual funerario

Se enterraron al menos 100 individuos de todas las edades y ambos sexos, tanto en la cámara superior como en la inferior. Los cuerpos no



Figura 6
La Naveta des Tudons se localiza en los terrenos llanos calcáreos del Mioceno

presentaban una disposición particular. Los esqueletos estaban desarticulados y desordenados, amontonados debido a que los últimos enterramientos desplazaban a los anteriores. Los cadáveres se depositaban con sus pertenencias y con ofrendas dentro de ollitas. En otras navetas se ha podido documentar que se dejaban ofrendas de animales (mandíbulas de bóvidos en Son Morell y un perro a cada lado de la entrada, en sa Torreta). No se aprecian, ni en ésta ni en otras navetas, signos de distinción social entre los individuos enterrados. Más bien parece haber existido un trato igualitario. Los materiales, que formaban parte de los ajueres de los difuntos y de las ofrendas, localizados en la naveta son: cerámica hecha a mano (ollitas de perfil en "s"); objetos de bronce (punta de lanza, cuentas bicónicas, brazaletes, punzones, pequeñas bolas y espirales); objetos de hueso (punzón, botones de perforación en "v" y tapones con decoración de círculos concéntricos incisos, que según se ha podido reconocer en la Cova des Càrritx, cerraban los tubos que contenían los cabellos).

La interpretación simbólica

La ubicación de las navetas como se verá más adelante, no parece ser casual. Se construyen en lugares bien visibles y en medio de los campos de cultivo o de pastoreo. Siguiendo a Chapman (1987), las navetas tienen también un significado simbólico como hitos o marcas de propiedad del territorio que, como veremos, era el valor relevante de la sociedad. La construcción del edificio y los rituales funerarios que se desarrollan constituyen también un factor de cohesión social, de integración social, de identidad social, por decirlo de diferentes maneras.

El marco cronológico

En estos momentos existen 18 dataciones de C14, calibradas, procedentes de diferentes navetas de la isla y realizadas sobre restos óseos humanos, es decir, sobre los restos que ofrecen más garantías para concretar el período en que las tumbas fueron utilizadas.

El marco cronológico que se obtiene con estas dataciones abarca el período entre 1060 a.C. y 650 a.C. El momento de máxima intensidad de enterramientos en navetas va del año 1000 a.C. a 800 a.C. ya que tan sólo hay dos dataciones de la naveta de Bibipatí Nou que van más allá del 1000 y otras dos dataciones (en este caso de la Naveta de Cotaina) posteriores al 800. De la Naveta des Tudons conocemos las siguientes dataciones: 911 cal a.C., 822 a.C. y 965 a.C.

El marco cultural

Hasta hace poco, las navetas se han situado en una fase de transición entre la cultura pretalaiótica y la talaiótica. De este modo, serían edificios construidos antes de la aparición de los talayots, es decir, en la fase pretalaiótica pero con una pervivencia durante los primeros siglos de la talaiótica, los pobladores de la cual los adquirieron para sus ritos funerarios. La base de esta interpretación está en la documentación, en los niveles basales de algunas navetas (la Cova, sa Torreta y Biniamut) o en el exterior (Biniac, Argentina) de cerámicas características del pretalayótico. Diferentes investigadores se apuntan a esta interpretación temporal, pero no todos coinciden en las causas que provocan el paso de una cultura a otra.

Ll. Plantalamor, en un marco teórico difusionista, piensa que la causa fundamental es la llegada de una nueva población. Concretamente su procedencia apunta hacia las islas de Córcega, Cerdeña e incluso Malta, por la similitud arquitectónica y por paralelismos formales de los monumentos y también de las cerámicas. Explica el cambio por una aportación de ideas y modelos externos, como la arquitectura religiosa, la doméstica, las técnicas metalúrgicas, las formas y técnicas cerámicas; así como un cambio del sistema económico, que pasa a ser de base agrícola cerealista. La cultura talaiótica supone una ruptura con las estructuras anteriores; según este investigador, difícilmente se puede admitir que sea el resultado de una evolución interna.

M. Fernández Miranda piensa que el cambio es un proceso que no necesita de ninguna aportación exterior para ser explicado. Entre el pretalaiótico y el talaiótico hay una visión continuista que se demuestra en aquellos yacimientos donde hay una superposición de materiales de las dos culturas (Trebalúger, Son Mercer). Esta superposición se explica porque en estos lugares estaban disponibles los recursos del territorio (terrenos para los rebaños) necesarios para afrontar una mayor demanda por parte de la población en aumento. Aquellos establecimientos pretalaióticos que no tenían un área de explotación suficiente seguramente fueron abandonados por esta causa. Se inclina este autor, por tanto, hacia la idea de una evolución interna como explicación.

La excavación de dos yacimientos intactos (Cova des Càrritx y Cova des Mussol) por el equipo de la UAB, y la correspondiente publicación de la memoria, ha proporcionado a la Prehistoria de la isla nuevos elementos de análisis y de conocimiento. Además de aportar los datos de los dos nuevos yacimientos, el equipo ha realizado una sistematización de la Prehistoria de las Islas Baleares proponiendo una nueva secuencia

cronológica y periodización cultural. En cuanto a las navetas, V. Lull *et al.* (1999), a diferencia de los investigadores nombrados anteriormente, interpretan las cerámicas pretalaióticas, no como elementos de los enterramientos o como restos de limpiezas periódicas, sino como restos de anteriores lugares de habitación (naviformes o navetas de habitación) que las navetas de enterramiento ocupan con posterioridad; se establece así una compleja relación simbólica entre la ubicación, las afinidades naviforme/naveta y los usos radicalmente opuestos a que fueron destinadas ambas construcciones. La naveta se trata de una construcción que convive ya con los primeros talaiots en un período que denominamos Prototalaiótico (1050-850 cal ANE, 6a Fase de la Prehistoria de las islas), en el que todavía se entierra en las cuevas naturales amuralladas y en las primeras cuevas artificiales excavadas en la roca (también denominadas hipogeos) de planta simple. A partir de este momento, las diferencias entre Mallorca y Menorca se incrementan, disminuyendo las relaciones. Este distanciamiento puede constatarse con el hecho de que cada isla determinará sus tipos de enterramiento, de *talaiots* y de santuarios, significativamente diferentes en cada una de ellas. Así, las navetas de enterramiento sólo se localizan en Menorca. En esta línea de investigación, no se habla de ninguna transición entre la cultura pretalaiótica y la talaiótica. El momento esencial de cambio se sitúa alrededor del año 1600 cuando finaliza el momento dolménico y se pasa a una época de transición, de novedades y pervivencias con una gran diversidad de sistemas de enterramiento. Es la fase que denominamos Poblamiento naviforme inicial (1600-1400 cal ANE, 3a fase de la periodización).

El marco socioeconómico

Estrechamente relacionadas con las líneas de investigación expuestas, se han interpretado diferentes sistemas de organización social y económica para la época en que se empezaron a utilizar las navetas.

Ll. Plantalamor plantea la existencia de dos áreas culturales bien diferenciadas. Menorca oriental y Menorca occidental, limitadas aproximadamente por Es Migjorn Gran y Es Mercadal, con tipos constructivos y economías diferentes sobre la base de sustratos culturales también diferentes. En la Menorca occidental la economía era agrícola y en la Menorca oriental ganadera. La existencia de hipogeos de planta alargada y la existencia de sepulcros y navetas, respectivamente, son la base que sustenta este planteamiento.

Teniendo presente que no hay indicios arqueológicos claros y suficientes para poder documentar una economía agrícola, y en cambio de

la ganadera los hay en todos los yacimientos, M. Fernández Miranda plantea que la tierra destinada a los rebaños es el valor relevante. Los talayots comienzan a construirse como torres de control del espacio, del territorio destinado a estos rebaños. La sociedad es igualitaria pero ya apunta hacia un cambio, hacia formas más jerarquizadas debido a que el aumento de la población hará cada vez más importante el control territorial. Además, la existencia de una economía mixta se puede suponer como medio (o estrategia) para hacer frente al mantenimiento de una población cada vez mayor.

Según V. Guerrero, la aplicación de los modelos del *Big Man* (Lewthaithe, 1985) y de la sociedad de caudillajes, o *Chiefdoms*, ha introducido nuevos elementos en la interpretación de la cultura talaiótica.

En el primer modelo, individuos destacados irán erigiéndose en élites obteniendo beneficios mediante intercambios desiguales o por la extracción de tributos, es decir, por un sistema directo de control y coerción. En el segundo, la propiedad de la tierra destinada a la ganadería es comunal, con el dominio de un individuo o de unas élites proto-religiosas, que tienen la capacidad de organizar la mano de obra en las empresas comunales y redistribuir la riqueza. El prestigio y el rango de los individuos de las élites se determinan según el grado de relación con el “jefe”, es decir, mediante las relaciones de parentesco.

En conclusión, V. Lull y colaboradores plantean el período talaiótico como una fase más del desarrollo de un componente poblacional que se implanta en la isla c. 1600. En el período de las navetas, se inicia un proceso de concentración de la población en núcleos estables jerarquizados. Este hecho es el más significativo y no tanto la construcción de los talayots. Además, para este equipo, tanto el modelo del *Big Man* como el de los caudillajes pueden adecuarse a la isla. La investigación en el futuro más cercano deberá intentar obtener los datos contrastables que permitan definir que tipo de “poder” tenían las élites.

Cultura talaiótica

Como se puede deducir del apartado anterior, no todos los investigadores indican los mismos datos para el inicio de la cultura talaiótica, el final del cual está más o menos ajustado con la fecha histórica del año 123 a.C., cuando se produce la conquista de Baleares por parte de Roma. De forma sintética, podemos decir que el equipo de investigación en el entorno del Museu de Menorca, dirigido por Ll. Plantalamor lo sitúa hacia los años 1600-1550 a.C. diferenciando cuatro fases. Por su lado, Fernández Miranda lo situaba en torno al año 1200 a.C. con una división en

dos fases separadas alrededor del siglo VIII por la expansión del hierro y, por el momento, el equipo de la Universitat Autònoma de Barcelona lo sitúa mucho más tarde, hacia el año 850 a.C. sobre la base de los datos disponibles de C14.

Pero al margen de esta cuestión cronológica, sabemos que la población en este período vive en asentamientos que presentan unas características comunes que los definen como poblados. Estos tienen calles y espacios abiertos y además presentan una relación jerárquica entre si, es decir, los más grandes en extensión están rodeados por otros de pequeñas dimensiones a lo largo de todo el territorio isleño. El *talaiot* (Fig. 7) es una torre troncocónica de planta generalmente circular y construida con piedras de grandes dimensiones en seco. Muy pocos presentan una cámara interior accesible a pie plano; otros tienen corredores estrechos en rampa y los más monumentales son aparentemente macizos, con plataformas superiores. El otro edificio de cariz comunitario existente en los poblados es el recinto de *taula* (Fig. 8) que por su función equivaldría a un santuario, a un edificio destinado a ceremonias rituales, tal como nos lo indican las excavaciones arqueológicas efectuadas. Se trata de un edificio de planta en forma de herradura o también cuadrangular, de muros con doble paramento y pilastras monolíticas colocadas con cierta simetría. Se entraba por un portal adintelado. tanto por la parte superior como por la inferior, pasando por una especie de pequeño corredor formado por los mismos muros y dos de las pilastras. En el interior y, situada delante del portal, se localiza una superposición de dos piedras rectangulares en forma de T. Cabe destacar que se trata de una construcción específica de Menorca, ya que no existen en ningún otro lugar, y que este hecho nos indica que la cultura talaiótica en la isla, al igual que en otras culturas mediterráneas, se desarrolla con sus particularidades autónomas. No podemos determinar con exactitud cuando empezaron a construirse las



Figura 7
Talaiot de Talatí

taules, debido a que las excavaciones arqueológicas proporcionan más materiales que pertenecen a las últimas ocupaciones; en concreto no son más antiguos que el siglo IV a.C.

Respecto a las *tumbas y rituales funerarios*, en el curso de la cultura talayótica se documentan una serie de estructuras arquitectónicas distribuidas por toda la geografía isleña: naveta, cueva natural con muro de cerramiento y cuevas artificiales o hipogeos excavadas en los acantilados de la costa y del interior.

Los *hipogeos* más antiguos del talayótico se sitúan en lugares altos y para su acceso se debía utilizar algún sistema de cuerdas para trasladar al muerto. Se caracterizan por una ancha entrada de forma rectangular, alargada o semicircular y una cámara pequeña y sencilla, por regla general de planta circular u ovalada. Sólo se tienen datos de algunos excavados en el cementerio de Calescoves (Alaior). Son también tumbas colectivas donde se enterraban individuos de los dos sexos y de todas las edades. En el talaiótico final, a partir del siglo VII a.C., los hipogeos son diferentes. Tienen una entrada rectangular vertical, a menudo presentan molduras de bandas escalonadas, son de acceso fácil a pie llano y a través de un patio también excavado enfrente del portal de la entrada; las cámaras son mucho más amplias y están compartimentadas mediante pilastras excavadas en los muros o incluso por columnas centrales.

La vida cotidiana en los poblados talayóticos transcurría en las *casas* o viviendas, que en comparación con las existentes en Mallorca y en otros lugares del Mediterráneo, son de proporciones muy considerables. Tienen la planta circular con muros de doble paramento, y se adosan unas a otras. El interior tiene el espacio compartimentado para las necesidades familiares y se localizan elementos comunes como son los hogares, cisternas, depósitos. Se sitúan en los alrededores de los grandes edificios que hemos mencionado antes, y en algunos casos llegan a ocupar extensas áreas. Actividades que con seguridad se efectuaban en el interior de los



Figura 8
Taula de Torralba

poblados eran: fabricación de cerámica, fabricación de utensilios de madera y hueso, fundición de objetos de metal, hilar y tejer, elaboración y almacenamiento de alimentos (conservas, queso, pan o similar), conservación de agua potable en algunos casos con sistemas de recogida bastante complejos y, en general, todas aquellas actividades encaminadas a satisfacer las necesidades que genera la vida cotidiana de un poblado.

El marès

Las canteras de *marès* están muy extendidas, no tan sólo en Menorca sino en todas las Baleares. En líneas generales la roca explotada corresponde a calcarenitas que pueden tener una gran variabilidad textural, pero con una patente coincidencia, su color claro y, sobre todo, su facilidad de manipulación y corte. Aunque en Mallorca el nombre *marès* se utiliza, en su mayor parte, para la roca explotada en los depósitos de eolianitas de edad pliopleistocena, en Menorca, debido a la poca presencia de las mismas, la roca explotada corresponde a los materiales calcareníticos del Mioceno superior (en Mallorca correspondería al *marès blanc* Cuerda y Sacarès, 1992). Se trata de calcarenitas depositadas en un ambiente litoral o de plataforma marina muy somera, formadas por la acumulación de fragmentos de tamaño arena de los restos esqueléticos fragmentados de organismos marinos con esqueleto carbonatado (especialmente moluscos y algas coralíneas).

Aunque algunos autores (Florit y Sauleau, 1995) abogan por atribuir a la palabra *marès* una relación etimológica con *mar*, al ser una roca formada en el medio litoral y que se caracteriza por presentar gran cantidad de fragmentos de fauna marina, también podría corresponder a la procedencia de su explotación inicial en los afloramientos calcareníticos costeros (eolianitas) y su transporte marino mediante barcazas (Rosselló, 1964).

Técnicas de explotación

La explotación de las canteras de *marès* ha dado lugar a una serie de oficios tradicionales entre los cuales destaca el de cantero (*trencador*), que ocupaban a mucha gente generalmente de pobre condición y utilizando una serie de herramientas sencillas (*escodra, tallant, gangalles, malls, parpal, picassons, llaunes, tascons, massó, càvec*) que permitían su extracción manual. La extracción mecanizada y, especialmente, su perfeccionamiento no llegó hasta mediados del siglo pasado, con la introducción de una especie de vagoneta montada sobre raíles (Fig. 1) con dos discos de sierra (uno horizontal y otro vertical) que, al avanzar, va cortando y separando las piezas (*cantons*).

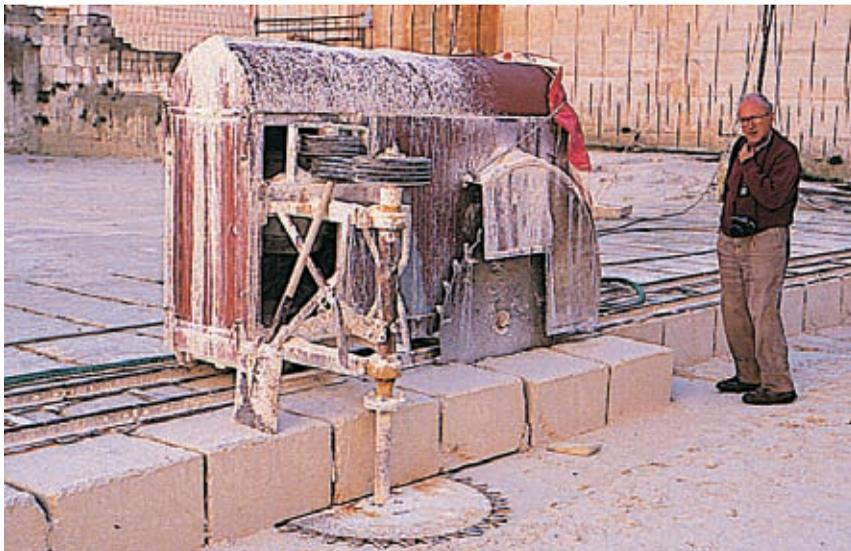


Figura 1
Última maquinaria utilizada para el corte de los *cantons*

Las piezas de *marès* se han cortado tradicionalmente en diversas medidas tipificadas, cada una con su nombre (*cantons*, *mitjans*, *terços*, *quarts*, etc.) según el objetivo final al que se destinaban (para levantar paredes, tabiques, etc.); el polvo o arena resultante de la explotación se utiliza para hacer mortero.

En la actualidad el *marès*, prácticamente tan sólo se usa como piedra ornamental, para restauraciones, o para mezclar el cemento con el material resultante de la molturación y aserrado de la roca (*picadís*).

Las canteras (*pedreres*), patrimonio geológico y arqueológico

La gran cantidad de canteras (*pedreres*) existentes en Menorca son para los menorquines un patrimonio etnológico que hay que preservar. Un claro ejemplo de ello son las canteras de s'Hostal (*Lithica*). Así uno de los retos en la declaración de Menorca por parte de la UNESCO como Reserva de la Biosfera es la de la recuperación de las antiguas canteras, que a finales del pasado siglo se convirtieron, en su mayor parte, en vertederos incontrolados de la opulencia consumista (Fig. 2). Algunas de ellas, sin embargo, fueron rápidamente integradas en el paisaje campesino convirtiéndose en cuadras para el ganado o incluso propiciando una agricultura hortícola que aprovechaba la humedad concentrada en el vacío producido.



Figura 2
Aspecto general de la cantera de *marès* poco después del abandono de su explotación

Aunque extendidas por todo el Migjorn de Menorca, el área de Ciutadella, Alaior, Ferreries y la zona oriental con Maó y Es Castell, concentran la mayor parte de las canteras.

El *marès* explotado presenta diferencias de textura, porosidad y sobre todo grado de cementación, que le confiere un índice de dureza muy diferente, lo cual da lugar a diversas variedades que son apreciadas para usos diversos.

Los tipos de explotación y la cantera (el vacío resultante) también son variables. Se distinguen básicamente dos tipos, a cielo abierto (s'Hostal, Alcalfar, Sant Esteve, Binicalsitx, Santa Ponça, Sa Moleta, etc.) de mayor o menor dimensión y que pueden estar en el interior o bien en la misma línea de costa (sa Cetària, Cavalleria) y las subterráneas, concentradas sobre todo en el área de Maó (Curnia Nou, Torelló, Camí d'en Robadones, etc.) que pueden llegar a formar auténticos palacios subterráneos sustentados por columnas ciclópeas. La mayor parte de ellas son o fueron explotadas en profundidad quedando limitadas por el nivel freático.

Agradecimientos:

El presente trabajo es una contribución al proyecto de investigación BTE2002-04552-C03-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología

Bibliografia

- Acosta, J., Canals, M., Herranz, P., Serra, J., Sanz, J. L., Casas, A., Mateu, G., Calafat, A., Casamor, J. L., Catafau, E. y San Gil, C. 1992. Morfología y ambientes sedimentarios de la cabecera del cañon de Menorca. Madrid, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación.
- Acosta, J., Serra, J., Herranz, P., Canals, M., Mateu, G., Guillen, J., Sanz, J.L., Calafat, A., San Gil, C., Catafau, H., y Fornós, J.J. 1986. Resultados preliminares de la campaña de geología marina Geocarbal-85/I, realizada en la plataforma continental de las Islas Baleares. Instituto Español de Oceanografía. Informes técnicos del Inst. Esp. de Ocean., 44: 1-11.
- Alcover, J.A., Avellà, F., Bover, P., Traveset, A., Moragues, Ll., Mus, M., Pons, G.X., Palmer, M. y Ramis, D. 2000. *Les Balears abans dels Humans*. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 8: 1-78. Palma de Mallorca. Edit. SA NOSTRA-SHNB.
- Alcover, J.A., Ramis, D., Coll, J. y Trias, M. 2001. Bases per al coneixement del contacte entre els primers colonitzadors humans i la naturalesa de les Balears. *Endins*, 24: 5-57.
- Alomar, G., Mus, M. y Rosselló, J.A. 1997. Flora endèmica de les Balears. Consell Insular de Mallorca. Palma de Mallorca. 294 pp.
- Arnau, P., Bover, P., Seguí, B. y Alcover, J.A. 2000. Sobre alguns jaciments de *Myotragus balearicus* Bate, 1909 (Artiodactyla, Caprinae) de tafonomia infreqüent. *Endins*, 23: 89-100.
- Back, W., Hanshaw, B.B. y Van Driel, J.N. 1984. Role of groundwater in shaping the Eastern Coastline of the Yucatan Peninsula, Mexico. En: LaFleur, R.G. (ed.) *Groundwater as a Geomorphic Agent*. Allen and Unwin, Inc. London. The Binghamton Symposia in Geomorphology: International Series, 13(12): 281-293.
- Bailon, S., García-Porta, J. y Quintana, J. 2002. Première découverte de Viperidae (Reptilia, Serpentes) dans les îles Baléares (Espagne): des vipères du Néogène de Minorque. Description d'une nouvelle espèce du Pliocène. *C. R. Palevol*, 1: 227-234.
- Barón, A., Bayó, A., y Fayas, J.A. 1984. Valor acuífero del modelo sedimentario de plataforma carbonatada del Mioceno de la isla de Menorca. In: Obrador, A. (ed.) Libro Homenaje a Luis Sanchez de la Torre: 189-207. Grupo Español de Sedimentología. Publicación de Geología nº 20. Universitat Autònoma de Barcelona.
- Baulies, J. 1964. L'illa de Menorca. Volum 1. Ed. Barcino. Barcelona. 146 pp.

- Boudouresque, C. F. y Meinesz, A. 1982. Découverte de l'herbier de posidonie. Parc National de Port-Cros, GIS Posidonie publ.
- Bourrouilh, R. 1983. Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Baléares). La terminaison Nord-orientale des Cordillères Bétiques en Méditerranée occidentale. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 99: 1-672.
- Bourrouilh, R. y Colom, G. 1968. Sur l'âge du Miocène du Sud de Minorque. *Comptes Rendus Société Géologique de France*, 5: 150-152.
- Capel, J.J. 2000. El clima de la península Ibérica. Ariel. Barcelona. 281 pp.
- Cartailach, E. 1982. Los monumentos primitivos de las islas Baleares. J.J. Olañeta. Editor.
- Cebrian, J. y Duarte, C. 2001. Detrital stoks and dynamics of the seagrass *Posidonia oceanica* (L.) delile in the Spanish Mediterranean. *Aquatic botany*, 70: 295-309.
- Cuerda, J. 1989. Los tiempos cuaternarios en Baleares. Institut d'Estudis Baleàrics. Palma de Mallorca, 304 pp.
- Cuerda, J. y Sacarès, J. 1992. El Quaternari al Migjorn de Mallorca. Palma de Mallorca. Direcció General de Cultura. Conselleria de Cultura, Educació i Esports. Govern Balear. 130 p.
- Chapman, R. 1987. Megalitimisme i Arqueologia: Problemes, teoria i investigació. Cota Zero 3. Tarragona.
- Chapman, R. 1991. La formación de las sociedades complejas. El sureste de la península ibérica en el marco del Mediterráneo occidental Ed. Crítica. Madrid.
- Dalrymple, R.W., Boyd, R. i Zaitlin, B.A. (Eds). 1994. Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences. *SEPM, Special Publication*, 51: 1-391.
- Emery, K.O. 1946. Marine solution basins. *The Journal of Geology*, 54: 209-228.
- Fallot, P. 1923. Le problème de Minorque. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 23: 3-44.
- Fernández-Miranda, M. 1991. La transición hacia la cultura talayótica en Menorca. *Trabajos de Prehistoria*, 48: 37-50.
- Fernández-Miranda, M. 1993 Relaciones exteriores de las islas Baleares en tiempos prehistóricos. *Cuadernos de Arqueología Marítima*, 2: 137-157.
- Florit, F. y Sauleau, L. 1995. Pedreres de Marès. Lítica Menorca. Palma de Mallorca. "Sa Nostra" Obra Social i Cultural. 134 p.
- Florit, J. y Jansà, A. 1980. Situaciones de presión en el Mediterráneo occidental. Repercusiones sobre el tiempo en Menorca y el resto de

- España. *Trabajos de Geografía*, 35: 57-84.
- Folk, R.L., Roberts, H.H. y Moore, C.H. 1973. Black phytokarst from Hell, Cayman Islands, British West Indies. *Geological Society of American Bulletin*, 84: 2351-2360.
- Fornós, J.J. 1987. Les plataformes carbonatades de les Balears, estudi sedimentològic de les plataformes miocenes de les illes Balears i la comparació amb la sedimentació actual de la seva plataforma. Tèsi Doctoral inédita. Universitat de Barcelona. 954 pp.
- Fornós, J.J. 1999. Rebliment holocènic de la vall incisa de Santa Anna, Sud de Menorca (Mediterrània occidental). *Gearqueologia i Quaternari litoral, Memorial M.P. Fumanal*, 342-355.
- Fornós, J.J. y Ahr, W.M. 1997. Temperate carbonates on modern, low-energy, isolated ramp: the Balearic Platform, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 364-373.
- Fornós, J.J., Fumanal, M.P., Pons, G.X., Barón, A., Fornés, A., Pardo, J.E., Rodríguez-Perea, A., Rosselló, V.M., Segura, F. y Servera, J. 1998. Rebliment holocènic a la vall incisa del barranc d'Algendar (Cala Galdana, sud de Menorca, Mediterrània Occidental). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 41: 173-189.
- Fornós, J.J., Gelabert, B., Ginés, A., Ginés, J., Tuccimei, P. and Vesica, P.L. 2002. Phreatic overgrowths on speleothems: a useful tool in structural geology in littoral karstic landscapes. The example of Eastern Mallorca (Balearic Islands). *Geodinamica Acta*, 15, 113-125.
- Fraga, P. 1996. Notes florístiques de les Illes Balears (IX). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 39: 205-208.
- García-Senz, J.M. 1985. Estudio geomorfológico del karst del Migjorn menorquín. Tesis de Licenciatura. Departamento de Geodinámica Externa e Hidrogeología. Universidad Autónoma de Barcelona. 51 pp. Inédita.
- Gelabert, B. 1998. La estructura geológica de la mitad occidental de la isla de Mallorca. Colección Memorias del Instituto Tecnológico GeoMinero de España. 129 pp.
- Gelabert, B. 2001. Delimitació de les zones inundables de les Illes Balears. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 44: 103-111.
- Gelabert, B., Fornós, J.J., Pardo, J.E., Rosselló, V.M. y Segura, F.S. (en prensa). Structural controlled drainage basin development in the South of Menorca island (Spain). *Geomorphology*.
- Gil, A. y Olcina, J. 2001. Circulación atmosférica general y diversidad climática. In Gil, A. y Gómez, J. (Coord). *Geografía de España*: 87-128. Ariel. Barcelona.

- Gil, L., Manuel, C. y Díaz-Fernández, P. 2003. *La transformación històrica del paisaje forestal en las islas Baleares*. III Inventario Forestal Nacional. Madrid. 253 pp.
- Ginés, J. 2000. El karst litoral en el levante de Mallorca; una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronología. Tesis Doctoral. Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. Inédita.
- Ginés, J. & Ginés, A. 1989. El karst en las Islas Baleares. In Durán, J.J. & López, J. (eds.) *El karst en España*: 163-174. Sociedad Española de Geomorfología. Zaragoza.
- GOB 2001. Annex II: Estatut de l'avifauna Balear. *Anuari Ornitològic de les Balears*, 16: 211-223.
- Gómez-Pujol, Ll. y Fornós, J.J. 2001. Les microformes de meteorització del litoral calcari de Mallorca : Aproximació a la seva sistematització. *Endins*, 24: 169-185.
- Gómez-Pujol, Ll., Balaguer, P., Mateu, J. y Roig, F.X. 2000. Sedimentologia de les platges de Menorca. Institut Menorquí d'Estudis, Consell Insular de Menorca. Informe tècnic inédito. 52 pp.
- Gornés, S. y Gual, J.M. 1998. La Cultura Talaiòtica. Enciclopedia de Menorca. Tom 9. Història I. Ed. Obra Cultural Balear.
- Goy, J.L.; Zazo, C. i Cuerda, J. 1997. Evolución de la cuencas margino-litorales de la costa de Mallorca (I. Baleares) durante el último y presente interglacial: nivel del mar Holoceno y clima. *Boletín Geológico y Minero*, 108: 455-463.
- Gràcia, F., Clamor, B. y Lavergne, J.J. 2000. Les coves de Cala Varques (Manacor, Mallorca). *Endins*, 23: 41-57.
- Gual, J.M. y López, A. 2000. Prehistòria i protohistòria de Menorca. In *La Història de Ciutadella de Menorca*. Ajuntament de Ciutadella.
- Guerrero, V.M. 1995. Una sociedad en estadio de Jefatura (Chiefdoms). La cultura talayòtica balear. *BAR International Series*, 611 (2): 295-313.
- Guijarro, A. 1986. Contribución a la bioclimatología de las Baleares. Tesis doctoral inédita. Departamento de Biología Ambiental. Universitat de les Illes Balears.
- Hasburg, L.S. 1897. *Die Inseln Balearen geschildern in wort und Bild*. Leipzig
- Hesp, P.A. 1999. The beach backshore and beyond. In Short A. D. (ed): *Handbook of Beach and Shorface Morphodynamics*. Jhon Wiley & Sons. Chichester. 145-169.
- INE, 1951. Resumen estadístico de la provincia de Baleares. Instituto Nacional de Estadística. Madrid.

- Jansà, A. 1979. Climatologia de Menorca. In Vidal, J.M. (Dir.) Enciclopèdia de Menorca. Vol 1: 89-157. Obra Cultural Balears. Ciutadella.
- Jansà, A. 1998. Meteorologia mediterrània: de Josep M. Jansà a avui. *Territoris*, 1: 171-186.
- Jansà, A. 1976. Análisis del viento en Menorca. SMN A64: 78 pp.
- Jaume, C. y Fornós, J. J. 1992. Composició i textura dels sediments de les platges del litoral mallorquí. *Boll. Soc. Hist. Nat. de Balears*, 35: 93-110.
- Jeudy de Grissac, A. 1984. Effects des herbiers de *Posidonia oceanica* sur la dynamique marine et la sedimentologie littorale. In Jeudy de Grissac, A. y Olivier, J. (Eds.): *International Workshop Posidonia oceanica beds*, Vol. 3. Marsella. 437-443.
- Komar, P. D. 1998. *Beach processes and sedimentation*. Prentice Hall. New Jersey. 544 pp.
- Ley, R.G. 1979. The development of marine karren along the Bristol channels coastline. *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd.*, 32: 75-89.
- Lewthwaite, J.C. 1985. Social factors and economic change in Balearic prehistory c. 3000-1000 b.c. In Barker G; Gamble, C. (eds.) *Beyond domestication in Prehistoric Europe*: 205-231. Academic Press. London.
- López, A. 1997. El poblament inicial i els grups culturals pretalaiòtics. In *Enciclopèdia de Menorca*. Tom 9. Història I. Ed. Obra Cultural de Menorca.
- Lucas, A.M. 2002. Les activitats agràries, pesqueres i forestals a les Illes Balears. *Monografies de la Conselleria d'Agricultura i Pesca*. 281 pp.
- Llop, J., Bibiloni, G. y Rita, J. 1997. Cartografía de la vegetación actual de la Isla de Menorca. Universitat Illes Balears. Inédito.
- Lluch, F.D. 1997. *Geografia de les Illes Balears*. Lleonard Muntaner Editor. Palma. 337 pp.
- Llull, V., Micó, R., Rihuete, C. Y Risch, R. 1999. La cova d'Es Càrritx y la Cova d'Es Mussol. Ideologia y Sociedad en la Prehistoria de Menorca. Consell Insular de Menorca. Ciutadella.
- Martínez, A. 1987. Aixecament topogràfic del poblat de Son Mercer. In Rita, C., Plantalamor, Ll. y Murillo, J. (eds.) *Guia arqueològica de la zona de Son Mercer (Ferreries)*. Consell Insular de Menorca. Maó.
- Mascaró, J. .1954. La basílica paleocristiana de Son Bou y sus alrededores. *Ibérica*, 291: 302-309.
- Mercadal, B. 1959. Noticia sobre la existencia de restos de terrazas del tirreniense en la costa sur de Menorca. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 5: 41-44.
- Mercadal, B., Villalta, J.F., Obrador, A. y Rosell, J. 1970. Nueva aportación

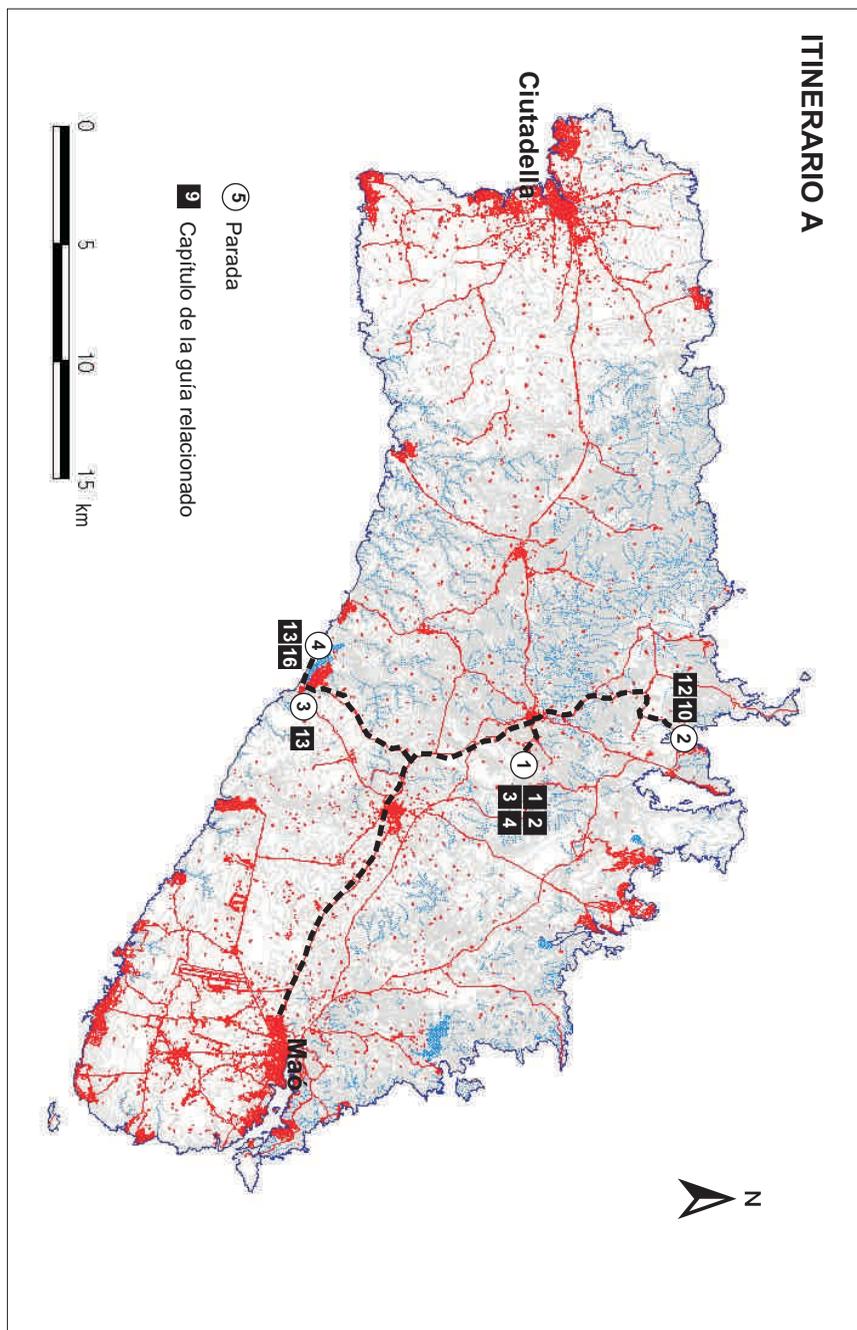
- al cuaternario menorquín. *Acta Geol. Hispanica*, 4: 89-93.
- Mir, F. 1976. Les formes hipogeas del barranc d'Algendar (Menorca). *Endins*, 3: 27-39.
- Mir, F. 1979. Noves aportacions al coneixement de les coves de Menorca. *Endins*, 5-6: 19-28.
- Montoriol-Pous, J. & Assens-Caparrós, J. 1957. Estudio geomorfológico e hidrogeológico del karst de la península de s'Albufereta (Fornells, Menorca). *Rass. Esp. Ital.*, 9: 3-48.
- Montserrat, P. 1972. La presence de chène-liège à Minorque. *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.*, 24(4): 545-548.
- MOPU. 1990. Estudio geofísico del tramo de costa comprendido entre Cabo Bajolí E. e isla del Aire (Menorca). Mapa de síntesis de isobatas, isopacas, morfología y geología del litoral (1/25.000). Madrid, Egesmar.
- Morey, M., Llorens, L., Santiesteban, E., Garcia, C. y Guijarro, J.A. 1988. Estudio integrado del "Barranc d'Algendar" de Menorca. *Revista de Ciència*, 2: 83-96.
- Muntaner, A. 1959. Nota preliminar sobre las formaciones tirrenienses de la Isla de Menorca (Balears). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 5: 33-36.
- Myroie, J.E. y Carew, J.L. (1990). The flank margin model for dissolution cave development in carbonate platforms. *Earth Surface Processes and Landforms*. 15: 413-424.
- Obrador, A. 1972-73. Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales miocénicos de la Isla de Menorca. *Revista Menorca*, 64: 37-197.
- Obrador, A. y Mercadal, B. 1979. Geomorfología de Menorca. In Vidal, J.M. (Ed). *Enciclopedia de Menorca*. Volum 1: 267-320. Obra Cultural Balear. Ciutadella.
- Obrador, A., Pomar, L., Rodríguez-Perea, A. i Jurado, M.J. 1983. Unidades deposicionales del Neógeno menorquín. *Acta Geològica Hispànica*, 18: 87-97.
- Olives, G. 1987. El prat de Son Bou. *Quaderns de folklore*, 30: 2-48.
- Ordinas, A. 2001. Geografia i toponímia a les Illes Balears. La terminologia geogràfica en els noms de llocs. Editorial Moll. Palma. 361 pp.
- Palmer, M., Pons, G.X., Cambefort, Y. y Alcover, J.A. 1999. Historical processes and environmental factors as determinants of inter-island differences in endemic faunas: the case of the Balearic islands. *Journal of Biogeography*, 26: 813-823.
- Pardo Pascual, J.E. y Palomar Vázquez, J. 2002. Análisis geomorfológico de áreas cársticas mediante Modelos Digitales del Terreno: el caso de los

- barrancos del Migjorn de Menorca, Actas de la III Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, tomo 3, pp: 379-383.
- Pardo, J.E.; Rodríguez-Perea, A; Fornós, J.J.; García, F. y Cervera, T. 1997. Caracterización de los fondos de las calas y los barrancos menorquines mediante sondeos eléctricos. *Dinámica Litoral Interior*, Actas XV Congreso de Geógrafos Españoles, 1: 191-203.
- Penck, A. 1894. *Morphologie der Erdoberfläch*. Engelhorn. Stuttgart.
- Pérez-Mellado, V., Cortázar, G., Perera, A. y Corti, C. 2002. Redescubrimiento de una población de Lagartija balear *Podarcis lilfordi* (Squamata, Lacertidae) en Menorca (Islas Baleares). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 45:
- Pérez-Obiol, R., Yll, E.I., Pantaleón-Cano, J. y Roure, J.M. 2000. Evaluación de los impactos antrópicos y los cambios climáticos en el paisaje vegetal de las islas Baleares durante los últimos 8.000 años. In: Guerrero, V.M. y Gornés, S. (coord.). *Colonització humana en ambients insulars. Interacció amb el medi i adaptació cultural*. Universitat de les Illes Balears. Palma de Mallorca. 73-98.
- Pérez-Obiol, R., Yll, E.I., Pantaleón-Cano, J. y Roure, J.M. 1996. Historia de *Buxus* y *Corylus* en las islas Baleares durante el Holoceno. In: Ramil Rego, P., Fernández, J. y Rodríguez-Gutián, M.A. (coord.). *Biogeografía Pleistocena-Holocena de la Península Ibérica: 87-97*. Conselleria de Cultura. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela.
- Pérez-Obiol, R., Yll, E.I., Pantaleón-Cano, J. y Roure, J.M. 2001. Canvis en el paisatge vegetal de les Illes Balears durant el final de Quaternari. In: Pons, G.X. y Guijarro, J.A. (eds.) *El canvi climàtic: passat, present i futur*. *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 9: 69-89.
- Pethick, J. 1984. *An Introduction to Coastal Geomorphology*. Arnold, London. 259 pp.
- Plantalamor, Ll. 1991. *L'arquitectura prehistòrica i protohistòrica de Menorca i el seu marc cultural*. Govern Balear. Maó.
- Pomar, L., Obrador, A., y Westphal, H. 2002. Sub-wavebase cross-bedded grainstone on a distally steepened carbonate ramp, Upper Miocene, Menorca, Spain. *Sedimentology*, 49: 139-169.
- Pons, G.X. y Palmer, M. 1996. *Fauna endèmica de les illes Balears*. Institut d'Estudis Baleàrics, Conselleria d'Obres Públiques, Ordenació del Territori i Medi Ambient (Direcció General de Medi Ambient). *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 5: 1-307.
- Pretus, J. Ll. 2003. *Ecologia i gestió sostenible de s'Albufera des Grau*. Butll. dels Espais Naturals de les Illes Balears. 47-63.
- Roca, E. 1992. *L'estructura de la conca Catalano-Balear: paper de la*

- compressió i de la distensió en la seva gènesi. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona. 330 pp.
- Rodríguez-Perea, A., Servera, J. y Martín, J.A. 2000. Alternatives a la dependència de les platges de les Balears de la regeneració artificial continuada: informe Metadona. Universitat de les Illes Balears, *Ajuntament de Calvià*. 108 pp.
- Rosselló, V.M. 1964. Las Islas Baleares. Mallorca, el sur y sureste. Palma de Mallorca. Cámara Oficial de Comercio, Industria y Navegación de Palma de Mallorca. 553 p.
- Rosselló, V.M. 1995. Les cales, un fet geomòrfic epònim de Mallorca. *Bolletí Societat d'Història Natural de les Balears*, 38: 167-180.
- Rosselló, V.M. en prensa. Menorca y la antropización. Indicios (geomorfológicos) de un poblamiento tardío. In Homenaje a E. Aguirre.
- Rosselló, V.M., Fornós, J.J., Fumanal, M.P., Pardo, J.E. y Rodríguez-Perea, A. 1997. Elementos morfogenéticos de calas y barrancos del sur de Menorca. *Dinámica Litoral Interior*. Actas XV Congreso de Geógrafos Españoles, 1: 245-256.
- Rosselló, V.M.; Fornós, J.J.; Gelabert, B.; Giménez, J.; Ginés, J.; Pardo, J. & Segura, F. 2002. El papel del karst en el macromodelado litoral: el ejemplo de las calas de las Islas Baleares. In Carrasco, F.; Durán, J.J. & Andreo, B. (eds.) *Karst and Environment*: 329-335. Fundación Cueva de Nerja.
- Sans, E. 1973. Los almorávides. In: Mascaró Pasarius, J. (coord.). *Historia de Mallorca*. Tomo I. 686-704.
- Seguí, B. 2002. A new genus of crane (Aves: Gruiformes) from the Late Tertiary of the Balearic Islands, Western Mediterranean. *Ibis*, 144: 411-422.
- Seguí, B., Quintana, J., Fornós, J.J. i Alcover, J.A. 2001. A new fulmarine petrel (Aves: Procellariiformes) from the upper Miocene of the Western Mediterranean. *Palaeontology*, 44: 933-948
- Segura, F.S., Pardo, J.E. y Sanjaume, E. 1997. Evolución cuaternaria de la albufera de Torreblanca. *Cuaternario y Geomorfología*, 11: 3-18.
- Segura, F.S., Pardo, J.E. y Servera, J. 1999. Tectónica i karst al Migjorn de Menorca: el Prat de Son Bou. In *Geoarqueologia i quaternari litoral*. Memorial Maria Pilar Fumanal: 435-446. Universitat de València, València.
- Servera, J. 1997. Els sistemes dunars litorals de les illes Balears. Tesi Doctoral (inédita). Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears. 904 pp, Atlas 138 pp.

- Servera, J., Martín, J.A. y Rodríguez-Perea, A. 2002. Forma y dinámica de las acumulaciones de hojas de *Posidonia oceanica*. Su papel como elemento protector de la playa subaérea. In Pérez-González, A.; Vegas, J. y Machado, J.M. (eds): Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie: Geología, núm 1. 363-369.
- Smart, P.L. y Whitaker, F.F. (1991): Karst processes, hydrology and porosity evolution. En: *Palaeokarsts and Palaeokarstic Reservoirs*. (ed. V.P. Wright, M. Esteban y P.L. Smart), P.R.I.S. Occ. Publ. Series, 2: 1-54. University of Reading.
- Thomas-Casajuana, J.M. & Montoriol-Pous, J. 1951. Los fenómenos kársticos de Parelleta (Ciudadela, Menorca). *Speleon*, 2: 191-216.
- Trias, M. y Ginés, J. 1989. Algunes noves cavitats de l'illa de Menorca. *Endins*, 14-15: 5-16.
- Van Strydonck, M. y Maes, A. 2001 Les datacions i les anàlisis isotòpiques de Biniai Nou. In: Plantalamor, Ll. y Marquès, J. (coord.). Biniai Nou. El megalitisme mediterrani a Menorca. *Treballs del Museu de Menorca*, 24: 163-174.
- Vila, P. 1932. Le climat de Minorque. *Mélanges géographiques de l'Inst. Geogr. Alp., Univers. Grenoble*: 643-651.
- Viles, H. 1988. *Biogeomorphology*. Blackwell. Oxford. 365 pp.
- Villanueva, J.A. 2002. Tercer Inventario Forestal Nacional (1997-2006). Illes Balears. Ministerio de Medio Ambiente.
- Whitaker, F.F. y Smart P.L. (1990): Active circulation of saline ground waters in carbonate platforms: Evidence from the Great Bahama Bank. *Geology*, 18: 200-203.
- Yll, E.I. 1992. Estudi de l'evolució de la vegetació i el clima durant el Tardiglacial i el Postglacial a partir d'anàlisis pol.línicos del Delta de l'Ebre i de Menorca. Tesis doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona.
- Yll, E.I., Pérez-Obiol, R., Pantaleón-Cano, J. y Roure, J.M. 1997. Palynological evidence for climatic change and human activity during the Holocene on Minorca (Balearic Islands). *Quaternary Research*, 48: 339-347.

ITINERARIOS



Itinerario A. Martes, 8 de julio de 2003.

El Toro - Cala Tirant - Albufera de Son Bou

Parada 1. El Toro (360 m)

Presentación de las XVIII Jornadas de Geografía Física. Vista panorámica de la isla. Introducción geológica, geomorfológica y biogeográfica.

(Capítulo de la Guía relacionado: 1, 2, 3 y 4).

Parada 2. Cala Tirant

Los sistema dunares litorales de la zona de Tramuntana.

(Capítulo de la Guía relacionado: 10 y 12).

Almuerzo

Parada 3. Son Bou

Los medios de transición en la zona del Migjorn. Visión panorámica de la albufera de Son Bou.

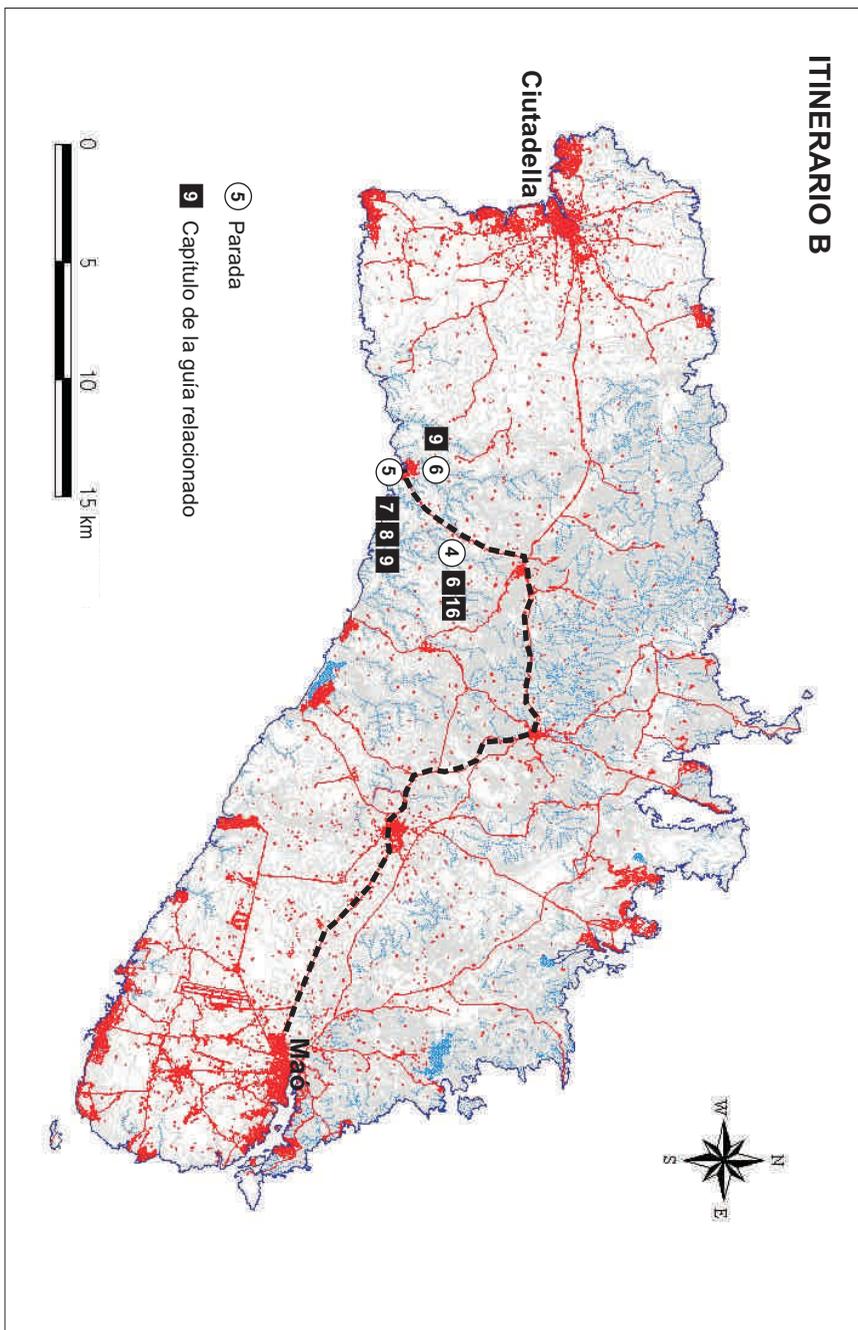
(Capítulo de la Guía relacionado: 13).

Parada 4. Albufera de Son Bou

El sistema dunar y playa de la albufera.

Basílica paleocristiana.

(Capítulo de la Guía relacionado: 13 y 16).



Itinerario B. Miércoles, 9 de julio de 2003.

Barranc de Trebalúger - Cala Galdana

Parada 4. Barranc de Trebalúger

Los barrancos de la zona central del Migjorn. Características morfológicas. Poblado talaiótico de Son Mercer de Baix.

(Capítulo de la Guía relacionado: 6 y 16).

Almuerzo

Parada 5. Cala Galdana (Mirador)

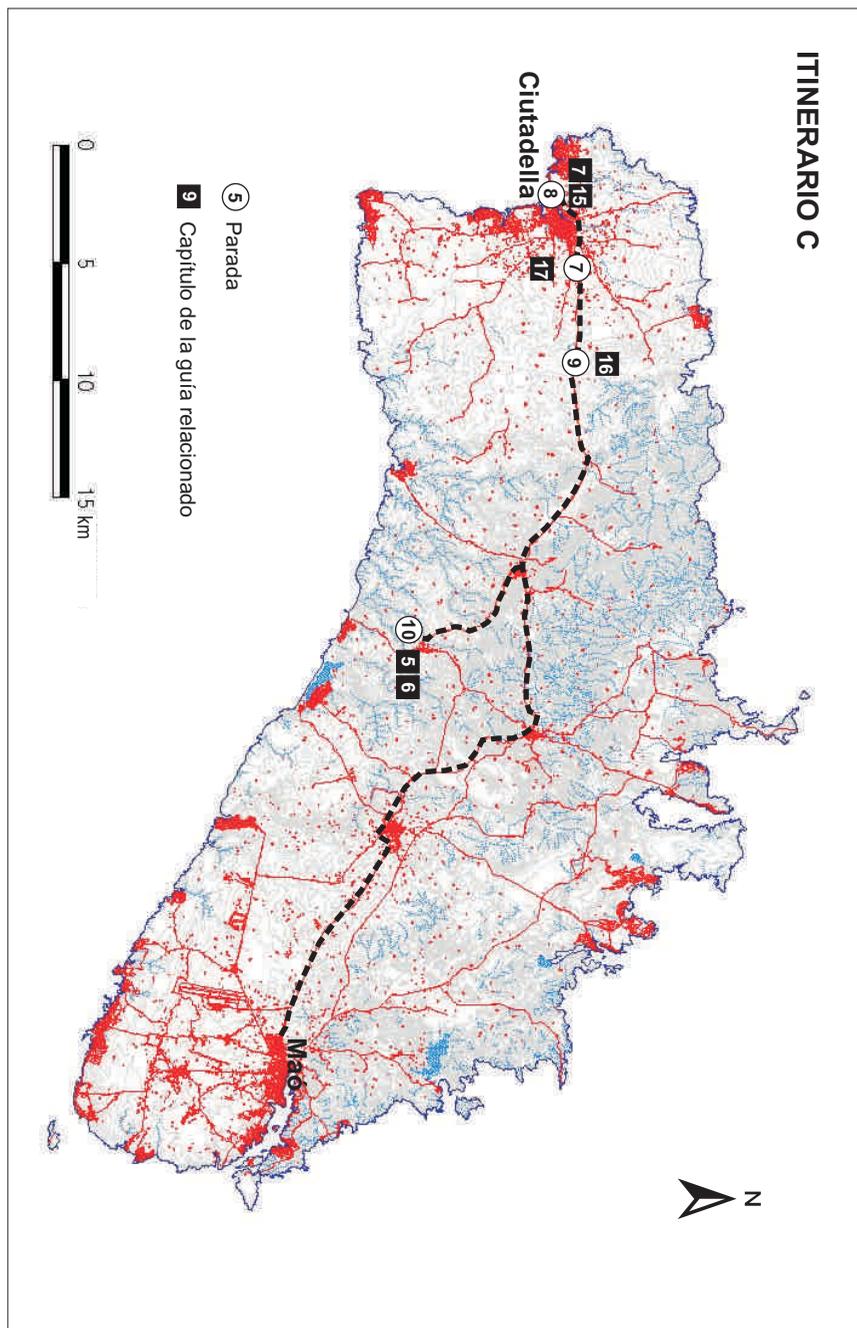
El papel del karst en el modelado litoral y de los barrancos. Morfología del tramo final de los barrancos. Relleno sedimentario.

(Capítulo de la Guía relacionado: 7, 8 y 9).

Parada 6. Cala Galdana (Font dels Eucaliptus)

Relleno sedimentario del tramo final de los barrancos de la zona central.

(Capítulo de la Guía relacionado: 9).



Itinerario C. Jueves, 10 de julio de 2003.

Ciutadella Es Migjorn Gran

Parada 7. Lithica (Ciutadella)

La explotación de las canteras de "marès".

(Capítulo de la Guía relacionado: 17).

Parada 8. Port de Ciutadella

El litoral y los barrancos de la costa occidental.

Visita a la ciudad de Ciutadella.

(Capítulo de la Guía relacionado: 7 y 15).

Almuerzo

Parada 9. Carretera de Ciutadella a Maó

Visita al yacimiento arqueológico de la Naveta des Tudons.

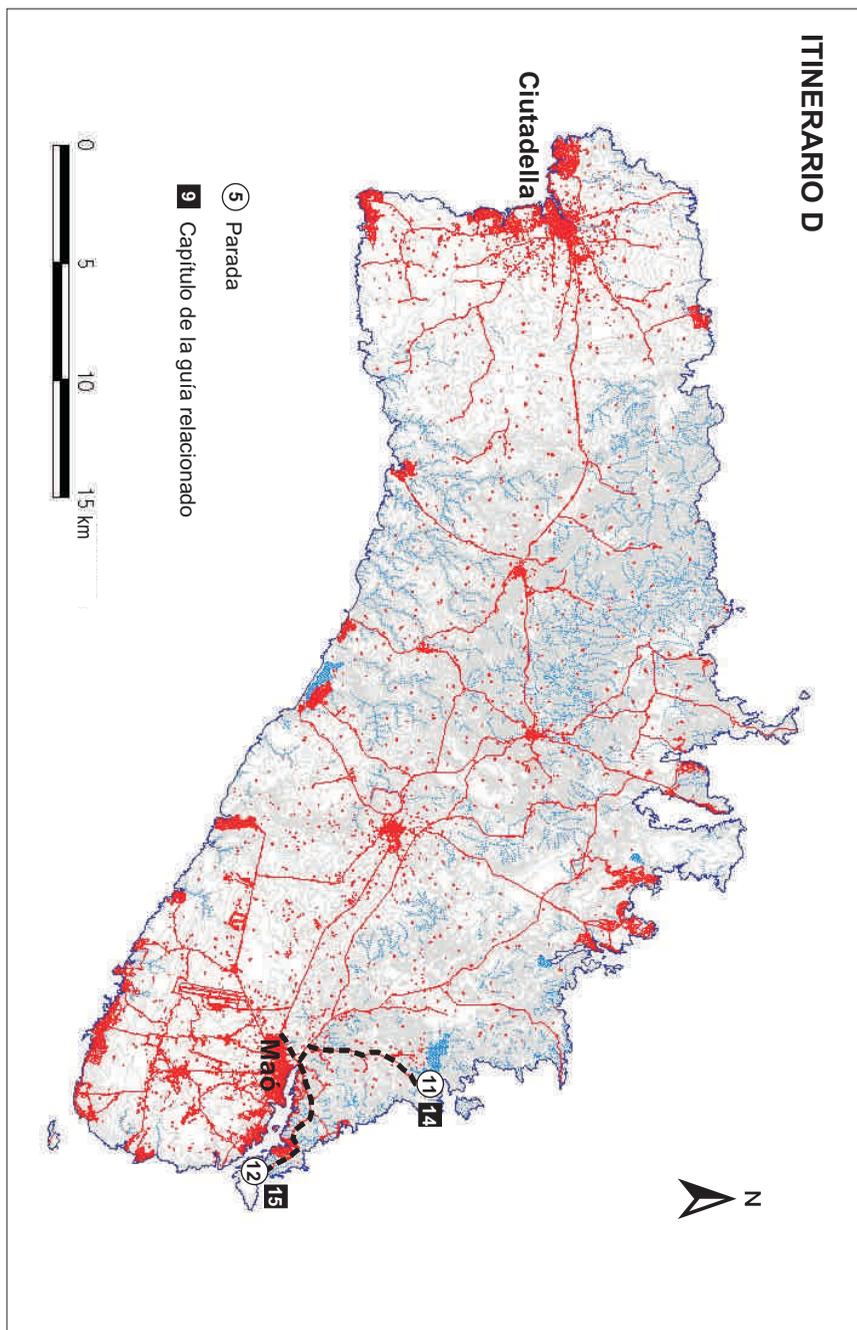
(Capítulo de la Guía relacionado: 17).

Parada 10. Es Migjorn Gran

Cabecera y tramo intermedio de los barrancos.

El endokarst de Menorca. Visita a la Cova des Coloms y na Polida.

(Capítulo de la Guía relacionado: 5 y 6).



Itinerario D. Viernes, 11 de julio de 2003.

Albufera des Grau Port de Maó

Parada 11. Es Grau

La albufera de Es Grau. Visita al Parque Natural de Es Grau. Valores naturales y problemas de gestión.

(Capítulo de la Guía relacionado: 14).

Almuerzo

Parada 12. Port de Maó (La Mola)

Visión general del puerto. Marco físico.

Visita a la ciudad de Maó.

(Capítulo de la Guía relacionado: 15).



XVIII JORNADAS DE GEOGRAFÍA FÍSICA

Menorca, 7 al 11 de Julio 2003

tercera y última circular



Presentación

Cercana ya la fecha de nuestra reunión en Menorca, aprovechamos la ocasión para hacerles llegar el programa completo (excursiones y actos) de la XVIII Jornadas de Geografía Física así como algunas sugerencias de carácter logístico.

Programa de actos y salidas de campo

Lunes 07 julio 2003

Salón de Plenos del Ayuntamiento de Maó

- 18:30 h Recepción y entrega de la documentación
- 19:30 h Apertura de las XVIII Jornadas de Geografía Física, AGE
- 20:00 h Conferencia inaugural
"La imagen cartográfica de Menorca"
Dr. Tomàs Vidal.
Dept. de Geografia Humana. Universitat de Barcelona.

Martes 08 julio 2003

Itinerario 1

- 09:00 h Salida de Maó (Hoteles Capri y Mirador des Port)
- 09:30 h Parada 1: El Toro
- 11:15 h Parada 2: Cala Tirant
- 13:30 h Almuerzo (Mercadal)
- 15:30 h Parada 3: Albufera de Son Bou
- 18:30 h Llegada a Maó (Hoteles Capri y Mirador des Port)

Miércoles 09 julio 2003

Itinerario 2

- 09:00 h Salida de Maó (Hoteles Capri y Mirador des Port)
- 10:30 h Parada 4: Son Mercer
- 13:15 h Almuerzo (Ferrerries)
- 15:30 h Parada 5: Cala Galdana
- 16:30 h Parada 6: Font dels Eucaliptus
- 18:45 h Llegada a Maó (Hoteles Capri y Mirador des Port)

Jueves 10 julio 2003

Itinerario 3

- 09:00 h Salida de Maó (Hoteles Capri y Mirador des Port)
- 09:45 h Parada 7: Canteras de S'Hostal, "Lithica"
- 10:50 h Parada 8: Port de Ciutadella
- 11:30 h Parada 9: Caló dels Frares
- 12:15 h Visita a Ciutadella
- 14:00 h Almuerzo (Es Migjorn Gran)
- 16:30 h Parada 10: Cova dels Coloms
- 19:00 h Llegada a Maó (Hoteles Capri y Mirador des Port)



ASOCIACIÓN DE GEÓGRAFOS
ESPAÑOLES
Grupo de Geografía Física



Universitat de les
Illes Balears
Departament de Ciències de la Terra



Universitat de València
Departament de Geografia

COMITÉ ORGANIZADOR

Vicenç M. Rosselló i Verger
Departament de Geografia
Universitat de València

Joan J. Fornós i Astó
Dept. Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears

Lluís Gómez i Pujol
Dept. Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears

CORRESPONDECIA A:

**Secretariado XVIII Jornadas
de Geografía Física**
A/a: Lluís Gómez-Pujol
Dept. Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears
Cra. Valldemossa, km 7.5
07122 Palma (Illes Balears)
Telf. 971 17 34 47
Fax. 971 17 31 84
E-mail: lgomez-pujol@uib.es

Viernes 11 julio 2003

Itinerario 4

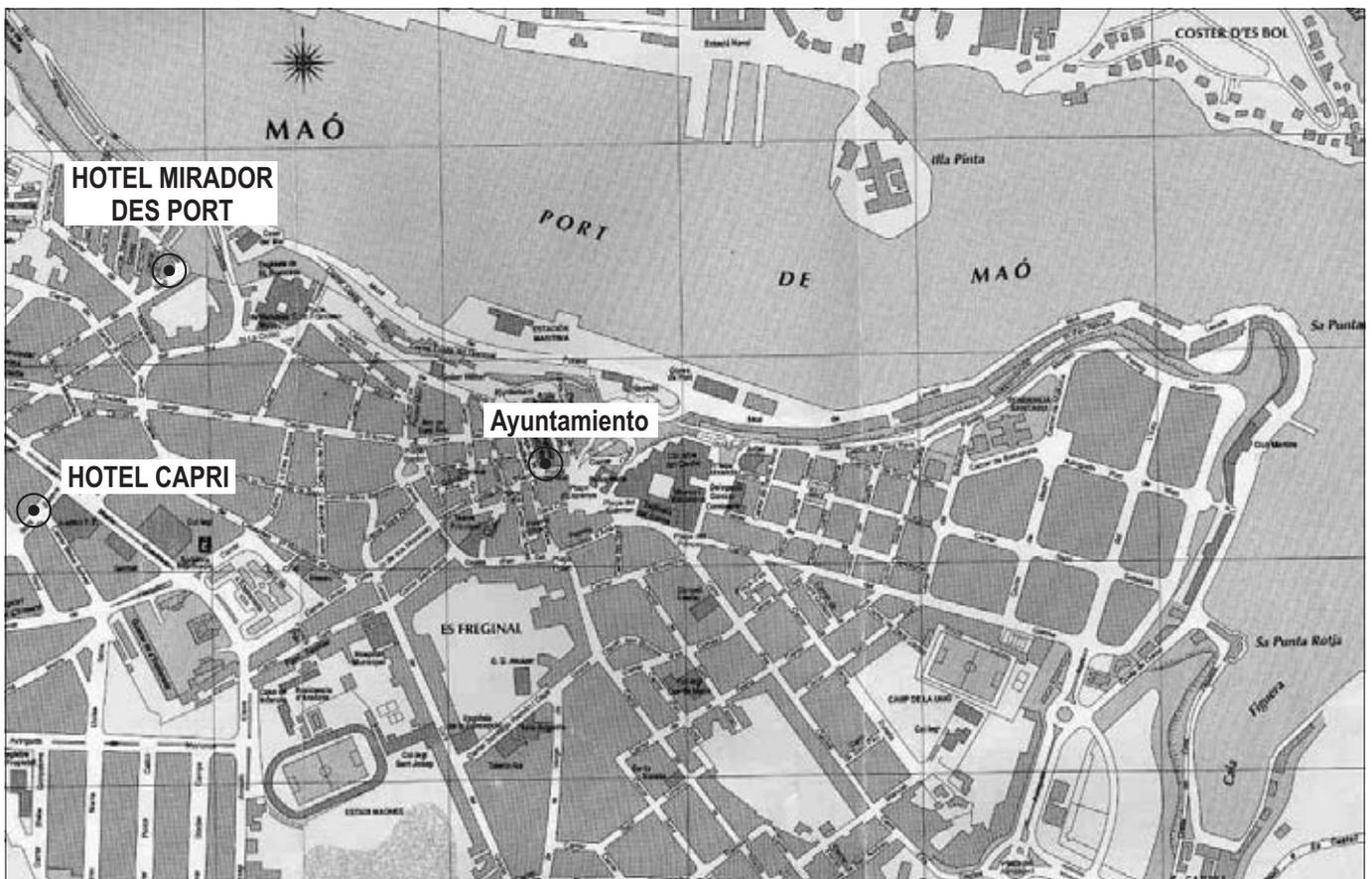
09:00 h	Salida de Maó (Hoteles Capri y Mirador des Port)
09:30 h	Parada 11: Albufera des Grau
13:15 h	Almuerzo (Maó)
16:00 h	Parada 12: La Mola, Port de Maó
18:30 h	Llegada a Maó (Hoteles Capri y Mirador des Port)
19:30 h	Asamblea del Grupo de Geografía Física de la AGE Salón de Plenos del Ayuntamiento de Maó
20:30 h	Clausura de las XVIII Jornadas de Geografía Física Salón de Plenos del Ayuntamiento de Maó
21:30 h	Cena ofrecida por el Consell Insular de Menorca

Sugerencias

Para las salidas de campo (barrancos, cuevas, etc...) recomendamos el uso de calzado adecuado, así como sombrero, gafas de sol y protector solar. Puesto que visitaremos algunas calas y playas de gran belleza y aguas cristalinas, no olviden su ropa de baño.

Sin más, les esperamos en Menorca!

MAPA DE LOCALIZACIÓN DE LOS PUNTOS DE ENCUENTRO Y CENTRO DE ACTIVIDADES DE LAS XVIII JORNADAS DE GEOGRAFÍA FÍSICA





publicado por:

UNIVERSITAT DE VALÈNCIA  Facultat de Geografia i Història



Universitat de les Illes Balears



SOCIETAT D'HISTÒRIA NATURAL DE LES ILLES BALEARS

La Guia de Campo de las XVIII Jornadas de Geografía Física constituye la monografía nº10 de la Societat d'Història Natural de les Balears, recomandandose la cita de los artículos que contiene como:

Rosselló, V.M., Fornós, J.J. & Gómez-Pujol, L. (Eds). 2003. Introducción a la Geografía Física de Menorca. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 10: 232 pp. Ciutat de Mallorca. AGE, Universitat de València, Universitat de les Illes Balears, Societat d'Història Natural de les Balears. ISBN: 84-7632-823-0

organiza:



Asociación de Geógrafos Españoles
Grupo de Geografía Física



Universitat de València
Departament de Geografia



Universitat de les Illes Balears

Departament de Ciències de la Terra

con la colaboración de:



CONSELL INSULAR DE MENORCA



AJUNTAMENT DE MAÓ
(MENORCA)