

VICENÇ M. ROSSELLÓ*

LES PENYES DE L'ALBIR
(LITORAL PREBÈTIC VALENCIÀ)
VARIACIÓ DEL NIVELL MARÍ:
REPERCUSSIONS GEOMÒRFIQUES

"Casi al sur de Benidorm y como á media legua de distancia está el Islote, de la misma naturaleza que el cerro del continente que sostiene la villa, y con la misma inclinacion de bancos. Tal vez la sierra Helada llegó en otro tiempo hasta el Islote, unido entónces con el continente por medio de cerros ahora destruidos".

(A.J. CABANILLES, 1797: 242)

RESUMEN

Los cambios cuaternarios del nivel marino, que pueden haber repercutido en la morfogénesis, se combinan con los efectos de una neotectónica que se supone particularmente activa. La clásica alternancia transgresión-regresión, traducida en otros sitios en episodios "marinos" y "continentales", resulta aquí menos evidente desde el momento que los niveles "altos", incluidos los tirrenienses (estadio isotópico 5), apenas rebasaron el 0 m actual. Las eolianitas exigen, sobre todo, un gradiente adecuado de la plataforma inmediata y un suficiente aprovisionamiento de arena. Los mecanismos rampantes son más probables que las dunas eco.

ABSTRACT

The quaternary changes of the sea level, which can have influenced the morphogenesis, combine with the effects of a neotectonic which is supposed to be particularly active. The classical alternation transgression-regression, meant in other places as "marine" and "continental" episodes, become here less evident since the "high" levels, including the tyrrhenians (isotopic stage 5), scarcely reach the present 0 m. The eolianites demand, above all, the adequate gradient of the immediate shelf and a good supply of sand. The climbing mechanisms are more probable than the echo-dunes.

RESUM

Els canvis quaternaris del nivell marí, que poden haver repercutit a la morfogènesi, es combinen amb els efectes d'una neotectònica que hom suposa particularment activa. L'alternança clàssica transgressió-regressió, traduïda en altres indrets en episodis "marins" i "continentals", esdevé ací menys evident des del moment que els nivells "alts", inclosos els tirrenians (estadi isotòpic 5), gairebé no depassaren el 0 m actual. Les eolianites exigeixen, sobretot, un gradient adequat de la plataforma immediata i un bon assortiment d'arena. Els mecanismes grimpadors són més probables que les dunas eco.

* Departament de Geografia. Universitat de València.

1. EL QUADRE ESTRUCTURAL. TECTÒNICA I NEOTECTÒNICA

Ara fa dos segles, el protogeògraf Cabanilles cridava l'atenció sobre Serra Gelada i la seua probable continuació fins a l'Illa de Benidorm. Els 6 km de relleu desenganxat emergeixen vers la mar amb unes característiques imponents, fins i tot hostils, que demanen una explicació estructural.

1.1. *Les grans línies*

El prisma falcat de Serra Gelada, el vessant marí del qual són les Penyes de l'Albir, pertany al prebètic intern, amb un arrumbament que determina un llarg tram de la costa valenciana meridional. La recalada de Benidorm acaba a llevant amb la platja—i abans Amerador—del Racó de l'Oix, les Caletes del Tio Ximo i la Punta de les Caletes o del Pinet on hi ha la Torre. L'Illa de Benidorm —de materials cretàtics inferiors com les Penyes immediates— té un poc més de 200 m d'amplària i forma amb la costa un canal de 36 m amb un baix de -6. Les Penyes de l'Albir (mal retolades a la cartografia oficial com *l'Arabi*) corren tres milles $228^{\circ}\text{-}042^{\circ}$ fins a la Punta de la Bombarda, girant la qual, s'obre el Racó de l'Albir i la badia d'Altea. L'espada Illa o Illeta Mitjana roman separada de la mitjana d'aquest tram de costa i forma un freu fondable per a vaixells grans.

El rocam mesozoic de cobertora que forma l'ossatura del relleu prebètic sol correspondre al cretaci superior. Tanmateix, al nostre cas, són materials parautòctons carbonàtics de fàcies marines somes, que van des del portlandià = titònic fins a l'albià superior, és a dir, cretàtics inferiors fonamentalment. L'aptià de Moraira i dels promontoris de la Nau se'n pot considerar la prolongació. El calcari portlandià és molt resistent, però amb prou feines aflora a la Cala de la Pila i l'Illa Mitjana. L'aptià, segons els més recents estudis (GRANIER, 1987), es redueix a un modest gruix de calcaris margosos amb ammonites, prou erosionable, exceptuats els 15 m més alts. El paquet fonamental —que justifica bona part de l'espadat característic— l'integren les calcarenites rogenques de l'albià inferior, amb 240 m de potència. Dins l'albià mitjà i superior hi ha més calcaris —escullosos, amb rudistes, o margosos— coronats per una marga i calcari bioclàstic de l'albià superior. El conjunt dels estrats, gairebé concordants, cabussen prop de 30° al NNW. Si a la part terrestre la topografia segueix l'estructura, a la façana marítima, trencada, les tongades dures marquen el perfil.

Atribuir el penya-segat a un o diversos accidents longitudinals pot semblar obvi, però exigeix l'afonament o eliminació erosiva de tota una xarnera i flanc anticlinal si hom pensa en el de Benitatxell. Altrament, el paper de l'Illa Mitjana —de perfil homòleg al de la Serra—, tant si és residu de l'anticlinal, com cim d'un bloc no enfonsat, resulta mal de justificar. Aquesta illeta (foto 1), separada 220 m del litoral, suggerí a Gaibar (1974) la condició de llavi afonat, al SE d'una de tantes fractures paral·leles, ara submarines. També senyalava un seguit de fractures satèl·lits amb rumb dispersos com una $N 80^{\circ}E$ i quasi 200 m de salt que talla l'aptià de l'extrem sud de les Penyes (i que tornarem comentar) i la que amb direcció $N 10^{\circ}E$ intersecta un apèndix més extens, la Bombarda, del cap septentrional.

Una vasta depressió recorreguda per la carretera N-332 pot fer-se coincidir amb el "sinclinal de la Marina" i és en part reblida per al·luvions i encrostaments "procedents de la Serra d'Aitana" (GAIBAR, 1974) que són retinguts pel relleu de la Serra Gelada, tot i que arriben a la costa pel Racó de l'Albir (l'Alfàs del Pi) i el de l'Oix (Benidorm).

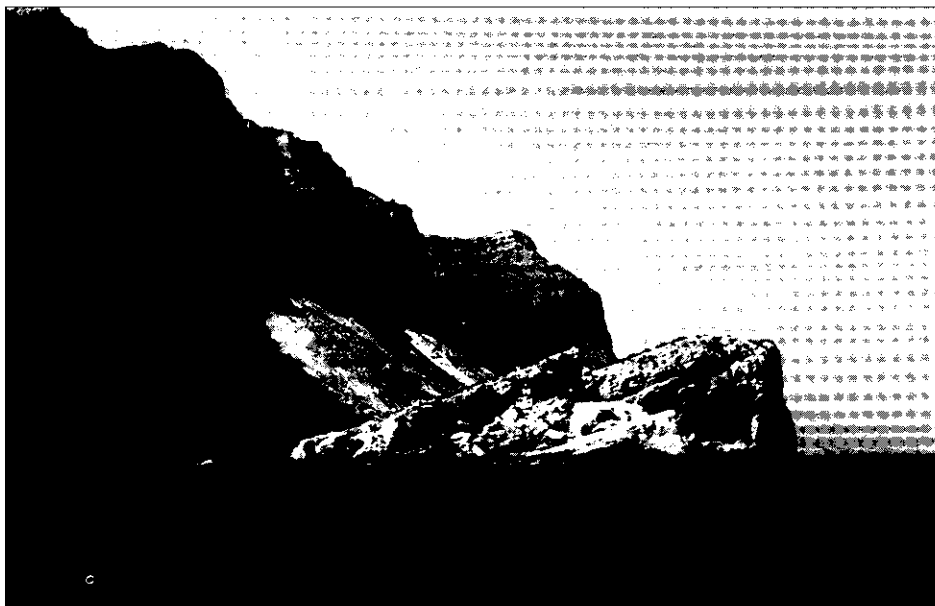


Foto 1. L'Illa Mitjana reproduïx a escala reduïda el dispositiu estructural de la Serra Gelada. Pot observar-se, de més a més, un dels grans talussos d'eolianita i enderroc de vessant, adossat al penya-segat.

Passant a un enquadrament regional, el nostre prebètic intern pertany a la gran alineació de *rifts* i desenganxaments que recorren des de Canàries al N d'Europa (SANZ, 1990) i que comprèn l'accident Cádiz-Alacant. La falla de Crevillent (SILVA *et al.* 1992 a), que podria englobar l'estripament sinistre de l'Albir o la "falla de la costa" (RODRÍGUEZ ESTRELLA, 1977), un estrip dextre, seria una de les terminacions esfilagarsades d'aquell gran accident. Un domini compressiu des del miocè superior, és el resultat de moviments de la falla trans-Alboran, que transmet els esforços sinistral (MONTENAT *et al.*, 1987). Aquests esforços compressius perden intensitat des d'Almeria al golf de València i produeixen alçaments diversos quan la deformació és absorbida. Al golf de València el règim esdevé extensiu durant el quaternari (ZAZO *et al.*, 1993). La compressió bètica general determina els rumbos ENE-WSW i les falles transcurrents dextres. Després del miocè hom observa el procés distensiu al litoral i a la plataforma interna, cosa que es tradueix en un escalonament vers la mar i una subsidència acusada prop de la costa.

1.2. El diapir d'Altea i la sísmica

L'activitat pertorbadora d'un enclavament triàsic proper al nostre sector d'estudi podria explicar algunes anomalies tectòniques que repercuteixen a la morfogènesi litoral. És tracta d'un aflorament de Trias plàstic (margues i argiles bigarrades, amb intercalacions ofítiques) de 40 km², que es troba a Altea, centrat a la costa mateixa. El dispositiu diapíric, ejectiu, ha funcionat —i funciona—, des del vindobonià almenys, amb reper-

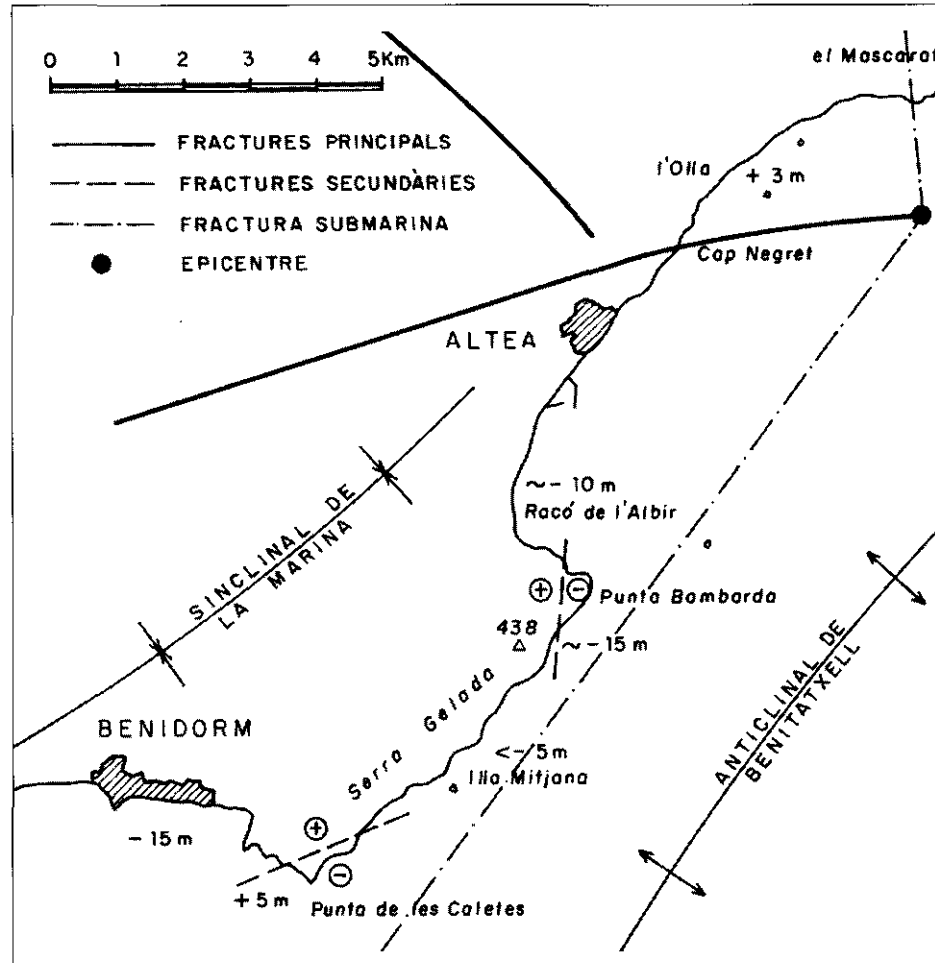


Fig. 1. Hipòtesi sismotectònica dels moviments verticals que afectaren la Serra Gelada, segons C. Gaibar (1974). Les xifres es refereixen als saldos calculats per aquest autor.

cussions neotectòniques ben visibles. Gaibar (1974) va atribuir el "cabecce o basculació summament recent" de Serra Gelada, a la migració del substrat plàstic margós vers el nord on l'extensió diapírica és responsable de l'alçament de l'Olla d'Altea.

El mateix autor —que era geofísic— insistia en la mobilitat del triàsic extrusiu i les fractures radials generades entorn del diapir i en la freqüència dels terratrèmols, amb una fondària hipocèntrica soma entre 6 i 8 km, d'acord amb el funcionament d'aquest tipus d'accidents. De més a més, una falla sísmica submarina (fig. 2, 1974) sembla fitada per l'epicentre que correspon a la xemeneia diapírica (sisme 4) i el situat a l'est de l'Illa de Benidorm (sismes 9 i 11, de 1946 i 1949). "Hom diria que l'impuls ascendent (responsable de la sacxada 4, 1922) repercutí al bloc submarí que, amputat al SW de Serra Gelada per una fractura de salt superior a 450 m, proseguí el seu enfonsament a mode de rèplica, cer-

cant una lògica compensació que s'avé del tot amb la fondària epicentral de 15 km proporcionada pel sisme 9" (GAIBAR, 1974: 59) (fig. 1).

Els terratrèmols tectònics s'esdevenen al llarg de falles actives (LA ROCA, 1991); per això és interessant de localitzar els epicentres històrics i els registrats instrumentalment que han afectat de prop la nostra zona. *Grosso modo* sembla confirmar l'existència d'una falla d'estripament conjugada, d'actuació relativament recent, anomenada "accident Guadalentín-Serra Gelada", amb rumb N 30-45° (LÓPEZ CASADO *et al.*, 1987), amb un tram marí i un altre continental.

De la sísmica d'alta resolució (REY *et al.*, 1993), a banda de les deduccions de les estructures sedimentàries postorogèniques, hom ha inferit l'existència de múltiples accidents de detall, però, sobretot, la multifracturació de la "falla de la costa", traduïda en successives escarpes, tant a la badia d'Altea, com al front de les Penyes de l'Albir.

1.3. La neotectònica

Tota la inestabilitat demostrada després del tortonià, cal endossar-la a la neotectònica, el joc de la qual no té perquè ser diferent del "tectònic". No gaire lluny del nostre territori, a l'entorn d'Alacant, les terrasses marines han estat afectades pel plegament durant el quaternari: hi ha un *gap* estratigràfic obvi entre les terrasses del plistocè inferior i del mitjà (>515 ka ESR) i les interglacials finals (BRÜCKNER, 1986). En efecte, la part oriental de les Bètiques ha sofert una compressió de direcció més o menys meridiana que ha induït una extensió ortogonal entre el tortonià i l'holocè. Al llarg de tot aquest període la direcció de compressió principal ha anat canviant (N 70°-100°E), sense separar-se, però, gaire d'una orientació NNW-SSE després del pliocè superior (GOY *et al.*, 1993).

Dumas (1977) distingia tres tipus de moviments: *a*) uns diferencials; *b*) la flexió i *c*) l'alçament epirogènic de la subplaca ibèrica. Als primers atribuïa el basculament vers el N del bloc de Serra Gelada, que creu realçada pel seu extrem occidental a judicar per la terrassa tirreniana de les Caletes (+5 m). Pensava, de més a més, en la possibilitat que els grans penya-segats resultassen d'elevació recent. El glacis encrostat "rissià" de l'Albir també li semblava basculat vers el N. Altrament la flexió vers la mar afectaria els grans glacis de Benidorm. Tota la riba hauria estat alçada de 6 a 9 m després del tirrenià —a banda del paper del triàsic—: aquest efecte de la surrecció de la placa, no es veu tan plausible.

En realitat Dumas assumeix bona cosa de les opinions de Gaibar (1974) que parla d'un "guerxament positiu de tot el litoral al sud d'Ifac". Unes fractures relativament recents deuen haver funcionat fins avui en dia, segons que es desprèn de l'activitat sísmica i les alineacions epicentrals. L'espadat de les Penyes de l'Albir ja existia, però, en el tirrenià les platges (si s'hi haguessen pogut formar) haurien estat desmantellades per l'onatge de llevant. Gaibar trobava molt probable, per altra banda, que la gran fractura litoral hagués actuat després del tirrenià i, cas d'existir algun fragment de terrassa tirreniana, ara estaria submergit.

Tal vegada siga massa simplista la hipòtesi del mateix autor que propugna una mena de basculament posttirrenià del conjunt de Serra Gelada. Calcula un enfonsament de l'ordre de 15 m al Racó de l'Albir i Punta de la Bombarda, que es reduiria a uns -5 m en el sector central (l'Illa Mitjana), mentre al xamfrà del SW (Racó del Tio Ximo) s'esdevindria una elevació de +5 m. La submersió probable de la recalada de Benidorm, arribaria als -15 m i la platja tirreniana, en tot cas, romandria a -10 (GAIBAR, 1974).



Foto 2. El tram més elevat de les Penyes de l'Albir, entre el Morro Bou i Morro de Sant Jordi. S'hi pot veure una capçalera fluvial penjada i la gran acumulació eolianítica de la Cala dels Illots.

Rey *et al.* (1993) interpreten com a escarpes tectòniques o salts de falla normal, els espadats de les Penyes de l'Albir. Una neotectònica molt recent i activa es responsabilitza dels afonaments de -10 i -20 m. A la plataforma hi veuen un domini de falles normals i inverses (aquestes, lligades al diapirisme, explicarien la sobrelevació dels nivells tirrenians del Racó de l'Olla i dels pressumptes jaciments de les Caletes o d'alguns sistemes dunars). Les dislocacions afecten, tant els materials mesozoics, com els neògeno-quaternaris, seguint dues direccions principals NE-SW i NNW-SSE, que a la badia d'Altea esdevenen E-W. Les fractures NE-SW —segons la sísmica— produeixen subsidència i controlen la sedimentació de la plataforma. La “falla costera” ve a ser una franja de multifrakturació que afecta el neogen i el plistocè inferior.

L'anàlisi geomorfològica suggereix algunes idees, no sempre coincidents amb els tres autors anteriors. Si considerem com a referència el sector més septentrional —que conserva l'altària màxima (438 m) i una superfície inclinada vers el NW del 37 % de cabussament, que sembla estructural—, el veiem limitat vers SE per un front espadat en un o dos esglaons sobre el Cantalar i entre la Caleta i el Pont, que són falles normals (foto 3). La terminació NE d'aquest bloc (Alt del Governador-Punta de la Bombarda) ha sofert diversos enfonsaments en forma de tascons que superen el centenar de metres.

Tota la meitat septentrional del front de les Penyes —des de l'Illa Mitjana— correspon a una alineació litoral submarina que uneix el Morro Jordi i la Punta Bombarda: a llevant d'aquesta línia el bloc marí deu tornar enfonsar-se. Podria seguir-se la línia fins a l'Illa de Benidorm? La part central de la serra —el Racó de Pataca— fa una mena de fossa longitudinal que té el fons a uns 130 m s.n.m. El flanc W pot haver conservat la posició original. A



Foto 3. Estructura fallada al peu del cim més alt de la Serra Gelada. Calcaris arenosos quasi verticals i margues en talús soccavades per l'onatge al Cantalar. El vessant regularitzat i encrostat (el Llosar) s'estalona sobre el portlandià de la Cala de la Pila.

la part de la mar, que fa un morro fins als 377 m, s'ha perdut una bona faixa del prisma que devia arribar almenys fins a l'Illa Mitjana: les capçaleres penjades ho suggereixen.

El sector meridional (Mendívil, 339 m) presenta una certa uniformitat, però una major entalladura erosiva; és més vell? La inclinació és inferior al cabussament estructural. També ha sofert "pèrdues" per part de mar i mostra alguna conca escapçada. Un cop més, però, a l'angle sud (Punta del Cavall) mostra un escalonament tectònic, fitat per l'infreqüent jaciment quaternari de Navarro *et al.* (1959). Aquests autors arribaven a parlar d'un salt de falla de prop de 200 m. Una altra cosa és el jaciment citat per Novo (1915) vora la "punta de l'Escaleta" a un nivell pròxim al del mar. El flanc transvers que mira a l'Illa de Benidorm —entre Punta del Pinet i Punta del Cavall— és afectat per una falla, potser recent.

Comptat i debatut, no es conserva cap flanc marítim intacte posterior al plistocè inferior. Almenys no hi ha cap senya transgressiva clara, en no ser una minúscula platja flandriana (FUMANAL i YÉBENES, 1996, *h.i.v.*). Ho recobreixen les eolianites? Són posteriors els desprendiments i les solsides?

2. LES VARIACIONS EUSTÀTIQUES

2.1. *Les fases marines i continentals glacioeustàtiques com a clau dels mecanismes morfogenètics*

La forma més cridanera del segment litoral estudiat són les eolianites, ben desenvolupades, que podem prendre com a proves d'un baix nivell marí, ja que només en condi-

cions regressives els vents de tempesta trobaran prou sediment inconsolidat per a bufar-ho contra la costa. Aquesta disponibilitat és més palesa durant el moviment negatiu; quan s'estabilitza el nivell o comença una transgressió, la deflació s'interromp. A Mallorca Butzer (1963) esmentava seqüències estratigràfiques on els nivells finals interglacials transgressius amb fauna termòfila són seguits per dipòsits col·luvials al nivell actual de la mar, més o menys. Són llims que cobreixen les eolianites o hi penetren a les escletxes. La majoria d'eolianites contenen petits mol·luscs marins, que manquen a les últimes capes o en situacions interiors. L'autor no té cap dubte sobre el caràcter regressiu de les eolianites que va estudiar a Espanya o les que tractaren diversos autors francesos a Nordàfrica. Tanmateix, pel que fa a les dunes holocèniques, "és més fàcil correlacionar la migració d'arena terra endins amb el període de ràpid ascens del nivell marí que clou la transgressió marina postglacial en la majoria dels litorals mundials". S'hi combinen a Austràlia, després del 6000 BP, una forta erosió litoral i un gran assortiment de materials per part dels rius i corrents (HESP and THOM, 1990).

Les eolianites forneixen un mitjà de correlació amb les glaciacions europees, de tal manera que les formes més desenvolupades corresponen als períodes de màxima extensió del glaç i les aturades de la deposició eòlica coincideixen amb interrupcions o oscil·lacions de l'avançada de les glaceres continentals. La presència d'eolianites constitueix una guia paleoclimàtica i estratigràfica molt valuosa per a les costes subtropicals (BUTZER, 1963).

D'acord amb les idees anteriors, hom va assajar d'aplicar l'esquema clàssic per tal d'aclarir els ritmes de la nostra morfogènesi litoral quaternària, especialment els últims 300.000 anys. L'interglacial Mindel-Riss, que correspon al plistocè mitjà, dona lloc a una transgressió major i diverses regressions rissianes. El-Asmar (1994) assigna a l'estadi isotòpic 9 unes eolianites del NW d'Egipte, que descansen sobre un nivell marí de *Cerastoderma* de >280 ka. Dins el plistocè superior, entre els 125.000 i 85.000 BP, s'esdevingué la transgressió Riss-Würm, amb tres pulsacions interposades i, després, el període glacial Würm justifica la major regressió (prop de -120 m). L'holocè coincideix amb el postglacial transgressiu que solem anomenar flandrià.

Les dues darreres grans oscil·lacions glacioeustàtiques (160 m de marge) tingueren, segons Dumas (1977) efectes dinàmics particularment notables al principi de les regressions i al final de les transgressions. La terrassa i el glacis "rissians" (de Benidorm, p.e.) s'haurien format durant la remuntada eustàtica i al final s'hauria reprès la incisió fins que la mar s'estabilitzava a +2 m (màxim). L'arrencada del Würm implica el descens marí, la incisió dels baixos cursos fluvials i la formació de dunes regressives. Després s'invertirà la dinàmica i es formaran terrasses d'acumulació. A partir del darrer terç de l'ascensió eustàtica torna a engegar-se la incisió que s'atenua molt en acabar la pujada flandriana.

Les formacions eòliques pertanyen almenys a tres generacions. Heningsen *et al.* (1981) distingiren a les Pitiüses: a) "eolianites velles", bufades des de l'emilià (plisticè inferior, fa més de 500.000 anys) fins al plisticè mitjà (200.000 anys), a partir d'un nivell marí de -5 a -50 m; b) "eolianites joves", bufades durant el Würm, des d'un nivell aproximat a l'actual, i c) dunes litorals holocèniques, dipositades mentre el nivell anava ascendent fins als 0 de referència. Rohdenburg i Sabelberg (1973) ja havien assenyalat al riquíssim complex de ses Penyes Roges (Mallorca, S) una "sèrie dunar vella", una "més jove" —tal vegada würmiana—, i un garbuix de cossos eòlics i dunes intercalats amb sòls i sediments de coster o de con, posteriors a l'Eem-Würm.

Zazo *et al.* (1993) han assajat de calcular la tendència emersiva o subsident dels



Foto 4. Bloc alçat per l'onatge sobre la rasa del sud de la Cala dels Illots. S'hi observen marmites, una de les quals conserva els còdols empastats.

últims 200 ka, a base de l'altària on s'ha trobat el tirrenià III (5e). Les taxes deduïdes en realitat són balanços entre subsidència i canvi de nivell marí. Els ritmes són molt més baixos (entre +7,5 cm/ka i -12,8 cm/ka) al litoral valencià-murcià que no a les àrees tectòniques actuals (de més de 200 cm/ka). Tot i que no hi ha referències directes a les Penyes de l'Albir, ens inclinem per un feble afonament quaternari, comparable amb el d'Eivissa i Formentera.

Pel que fa a l'holocè, si devers 10.000 BP la línia de costa del Languedoc (BONIFAY, 1973) es trobava a -30 m, s'esdevenia després una pujada ràpida entre 9000 i 6500 BP; a partir d'aquesta data l'alentiment de l'ascens marí permet la regularització del perímetre costenc (lòbuls deltaics, barres, fletxes i restingues). Després del 6000 la tendència no és uniforme (MATEU, J.F. *et al.*, 1985), sinó que trobem màxims devers 5100, 3500 i 2400 BP (ZAZO *et al.*, 1993). Si els habitants de la Cova de les Cendres, no gaire lluny del nostre sector, devers 11.500 BP, no comptaven amb els recursos alimentaris marins, els de 7.000 BP ja eren parcialment recol·lectors pescadors: la mar devia estar-hi immediata. A Egipte la duna més litoral dóna dates d'entorn de 4000 BP; és oolítica i correspon als estadis centrals de la transgressió, amb un nivell semblant a l'actual i un clima càlid-humit que permeté sòls sobreposats (ÉL-ASMAR, 1994).

A l'extens complex dunar de la baixa Andalusia Vanney i Menanteau (1979) parlen d'"arenas würmianes" amb sòls aliòtics intercalats, i al damunt, un "sistema intern" amb dues generacions, roges i/o grises, i un "sistema extern" ocre. Tot holocènic.

2.2. Cicles i hemicicles

Les alternances transgressives i regressives ofereixen al capdavant el paradigma més objectiu per a situar l'evolució litoral. Els cicles proposats per Butzer (1975 i 1985) consisteixen en: *a)* dilatats intervals transgressius, no mancats d'oscil·lacions, que produeixen erosió o deposició a diverses altàries prop del nivell marí actual i més amunt, i *b)* llargs o complicats intervals regressius al llarg dels quals s'acumulen diverses generacions de dipòsits continentals prop del límit litoral actual o mar endins d'aquest. El caràcter marí dels dipòsits transgressius ha cridat més l'atenció que la naturalesa continental dels regressius que ara i ací ens interessin més. Malgrat el declivi successiu dels nivells marins des de final del cenozoic, la tendència no és del tot uniforme, de manera que — neotectònica a banda— les múltiples oscil·lacions poden donar altàries absolutes coincidents en diverses dates.

La complexa i més coneguda seqüència de transgressions va ser reasumida en interrelació amb nou o deu episodis de sedimentació continental (BUTZER, 1975 i 1985). La

HEMICICLES QUATERNARIS A MALLORCA (BUTZER, 1985)						
marins		continentals	nivells	caràcters	estadi isotòpic ka	
Z	holocè	A	+2-4	(dunes, romà antic) fauna comuna, prehistòric a medieval	1	[9]
	plistocè superior	B	(última regressió) Würm	(eolianita, tres fases)	4-2	[20-70]
Y ₃		tirrenià III (IV)	+0,5-3	fauna rudimentària termòfila (paleosòl argílic al n.m. modern)	5a	75
Y ₂		(III)	+1,5-2	fauna parcial de <i>Strombus</i>	5c	115
Y ₁	(Eem)	(II)	+9-15	fauna parcial de <i>Strombus</i>	5e	[125-130]
		C	(regressió menor)	(eolianita, dues generacions)	6	
X ₂		tirrenià II b	+6,5-8,5	fauna empobrida de <i>Strombus</i>	7a	[210]
X ₁		tirrenià II a	+2-4,5	fauna plena de <i>Strombus</i>	7c	
		D	(penúltima regressió) Riss	(eolianita, dues generacions)	8	[250]
W ₂			+4-8	fauna comuna (paleosòl argílic al n.m. actual)	9 (?)	[310]?
W ₁		tirrenià I (I)	+22-25	fauna de <i>Patella ferruginea</i>	(?)	
		E	(avantpenúltima regressió) Mindel	(eolianita, cinc generacions)	12 (?)	[470]?
V	plistocè mitjà	F	(<+11)	no hi ha dades (eolianita, tres generacions)	14 (?)	[500]?
U		"pretirrenià"	+14-15	fauna de <i>Patella ferruginea</i> , nombroses subespècies		
G				(eolianita, dues generacions)		
T			+15-19	<i>Patella longicosta</i>		

dicotomia transgressió-regressió es concreta en dues sèries d'hemicicles marins i continentals; els primers són anomenats Z, Y, X, etc. des d'actual a antic i els segons, A, B, C, etc. en el mateix sentit. Quan cal, s'hi afegeixen subdivisions amb un subíndex numèric.

És obvi que la informació —i les datacions absolutes— va minvant a partir dels 250 ka i pel que fa als hemicicles continentals, sabem ben poc de plistocè mitjà (G i F), tot i que hom hi col·loqui cinc generacions d'eolianites. L'episodi E, corresponent a l'avantpenúltima regressió, Mindel, ostenta cinc sèries eolianítiques en alguns jaciments mallorquins. L'hemicicle D és el que coincideix amb la penúltima regressió, Riss, i mostra dues notables generacions de dunes —de les més considerables— que es col·loquen al nivell isotòpic 8 d'Emiliani, a 250 ka BP. L'hemicicle C, nivell isotòpic 6, s'incardinaria amb una regressió menor i dues generacions d'eolianita. L'última gran regressió (Würm) va donar lloc a tres fases d'eolianita (estadis isotòpics 4-2) entre 70 i 20 ka: era l'hemicicle B. L'A, finalment, justificaria les dunes del període romà antic i bona cosa de les actuals.

L'hemicicle marí més antic citat és el T, potser el més alt dels nivells homologats. Els U i V també pertanyen al plistocè mitjà (post Mindel), però el segon no arriba als +11 m. L'hemicicle W, "tirrenià I" o "paleotirrenià", es descompon en dos episodis, el primer dels quals, amb fauna de *Patella ferruginea*, ateny una alçària major (+22 o 25 m); el segon, de fauna banal, pot entroncar-se amb l'estadi isotòpic 9, però mostra un nivell de només +4-8 m. X₁ i X₂, "eutirrenià" o "tirrenià II" a i b, presenten respectivament una fauna plena (7c) i empobrida (7a) de *Strombus bubonius*; si el més antic oscil·la entre +2 i 4,5 m, l'altre s'alça a +6,5-8,5. L'hemicicle Y, "tirrenià III" o "neotirrenià" és el més complicat: el nivell més antic (Y₁ = 5e, 125 ka) té encara fauna parcial de *Strombus* com l'Y₂ (5c, 115 ka); tanmateix, hi ha un salt altitudinal considerable, de +9-15 m a +1,5-2. Y₃ es manté un poc més alt, amb fauna rudimentària termòfila que es remunta a 75 ka (5a), abans de l'última regressió. L'holocè coincideix amb l'hemicicle Z (des de 9 ka, nivell +2-4) que solem anomenar flandrià i abasta l'estadi isotòpic 1, inclosa la prehistòria i no té més que fauna malacològica comuna.

2.3. El problema "tirrenià"

El tram morfogenètic del qual hi ha més informació i tal vegada el més interessant al nostre afer és el que sol anomenar-se tirrenià, que podem encabir *grosso modo* entre 250 i 75 ka. Cuerda i Butzer (1975 i 1985) són els autors que més clarificaren el panorama estratigràfic i paleontològic dels episodis marins que comentem, fent notar que la platja més antiga amb context estratigràfic definit (*Patella ferruginea*) es trobava a +22-25 m (tirrenià I, hemicicle W₁). L'horitzó clàssic mallorquí amb *Strombus bubonius* se situava a uns 200 ka o més (tirrenià II, hemicicle X₁), en correspondència a l'estadi isotòpic 7. És molt probable que la platja senyalada per Novo (1915) a la caleta entre les puntes Plana (E) i de "l'Escaleta" (W), confirmada per Hernández Pacheco (1931) a +35-40 m [?] i que Solé *et al.* (1957) donaren a +5-6 m, recoberta per una formació de reble continental (Rícs *et al.*, 1960) siga assignable a l'eutirrenià o tirrenià IIa. L'altària "típica" d'aquesta formació amb fauna termòfila plena seria de +2-4,5 m, mentre que un episodi posterior (X₂, tirrenià IIb) romandria a +6,5-8,5 m, amb fauna empobrida. El tirrenià III, no senegalès (Y) amb fauna parcial de *Strombus* o termòfila rudimentària, correspondria a l'estadi isotòpic 5 (*e,c* i *a*) entre 125 i 75 ka i altàries minvants de +15 a +0,5 m, amb predomini de les inferiors a +2 m. Hearty (1986) tractà d'aclarir els canvis de nivell marí entre 135 i 75 ka a base dels talls estratigràfics datats, suggerint que l'estadi isotòpic 5e mostra dues o

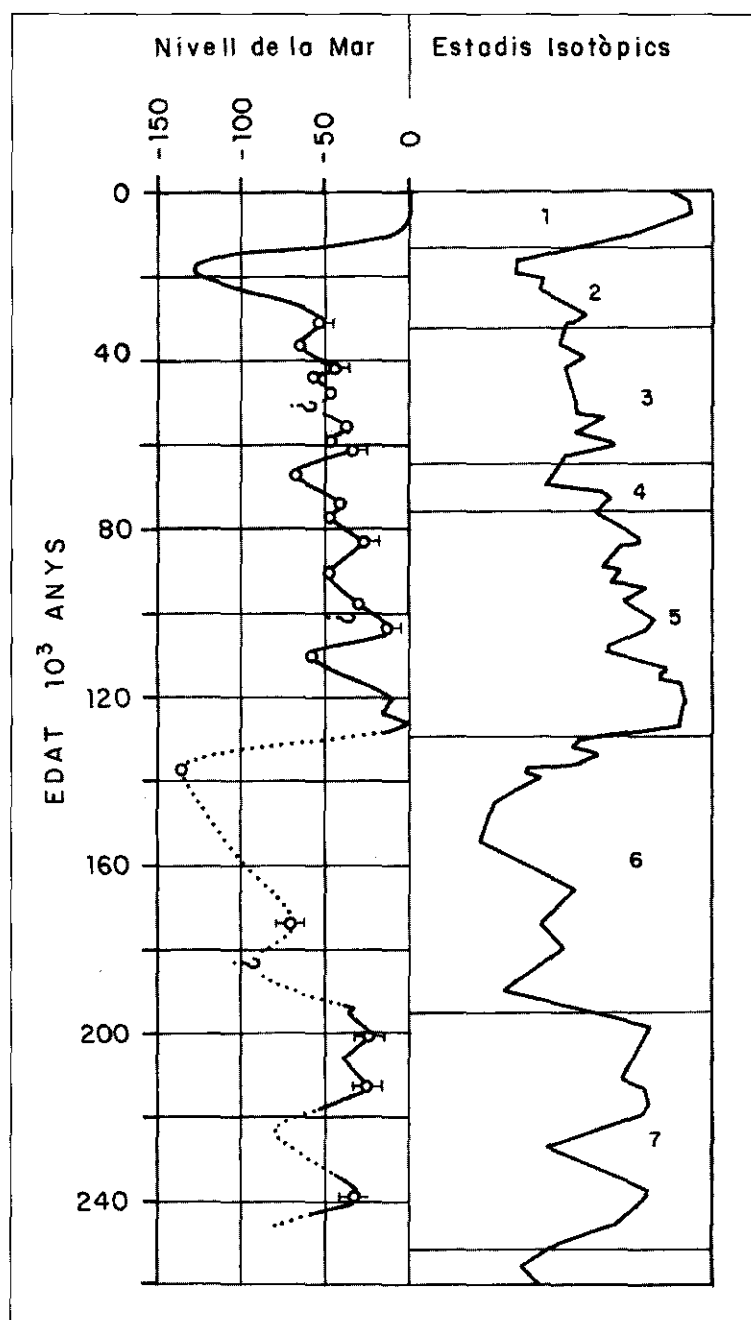


Fig. 2. Comparació d'una corba eustàtica i dels estadis isotòpics durant els últims 250.000 anys. (PIRAZZOLI, 1993 i CHAPPELL-SHACKLETON, 1986; modificat).

tres possibles oscil·lacions positives menors i que durant la part central i superior de l'estadi 5 encara hi hagué dues pulsacions positives més, com demostra la cronologia de Son Grauet (Mallorca, 129 ± 7 ka) i del Cap de l'Horta (l'Alacantí, 143 ± 7 ka). A Tarragona el tirrenià abasta de 82 a 142 ka, entre 0 i +2,5 m; en part és recobert per una eolianita (114 ka TL) d'antigues dunes litorals (BRÜCKNER, 1986) (fig. 2).

Alguns investigadors francesos com Dumas i el grup de Madrid negaren en principi la diversificació tirreniana més que en dues fases, però poc a poc s'acostaren a les posicions dels quaternaristes baleàrics (BAENA *et al.*, 1981), admetent tres pulsacions dins l'últim interglaciari a 125, 100 i 85 ka. El mateix any (ZAZO *et al.*, 1981) ja parlaven de quatre nivells: oolític de ≈ 150 ka; 2 de ≈ 110 ; 3 de ≈ 80 i 4 de 30 ka. Posteriorment (GOY *et al.*, 1993; Zazo *et al.*, 1993) han matisat més la seua interpretació, tot arribant a quatre nivells del tirrenià, precedit per un "pretirrenià", que sempre ha donat edats superiors a 250 ka. El seu tirrenià I, el fan correspondre a l'estadi isotòpic 7a i uns 180 ka (coincideix amb l'eutirrenià baleàric); el tirrenià II —amb tres subepisodis— se'n va als 128m ka (5e isotòpic), té *Strombus* i és l'únic oolític. El tirrenià III se situa a uns 95 ka BP i un IV, encara preholocènic, tot i que no datat amb precisió, romandria entre 85 i 80 ka BP. Aquests treballs, malgrat abastar el nostre litoral, no en tenen cap referència concreta. Més recentment (ZAZO *et al.*, 1994) en un apressat treball signat per un equip tan bigarrat com nombrós, hom torna a tres "períodes d'estabilitat" tirreniana, tot identificant I amb 7a (i 7c), II amb 5e (i 5c) i III, tal volta, amb el subestadi isotòpic 5a. El IV, en una maniobra habitual de l'equip, s'ha esvanit. En una dotzena d'anys, canviar de parer tres o quatre vegades podria semblar molt honrat si es raonés i expliqués.

Hem de reconèixer al capdavant que, tot i els vint anys escolats amb datacions radioisotòpiques, d'aminoàcids i TL, el panorama cronològic no s'acaba d'aclarir (STEARNS, 1985).

3. FACTORS, POSSIBILITATS I HIPÒTESI

3.1. El context climàtic

La latitud de les Penyes de l'Albir ($38^{\circ} 31' - 34'$) i la seua posició a l'oest de la Mar Mediterrània condicionen l'ambient actual i pretèrit. La concentració de detalls zonals a les costes que miren a l'E, més càlides o més àrides, a partir del paral·lel 38° , ha cridat l'atenció de Kelletat (1985). Concretament s'ha fixat en la distribució de les "eolianites joves" plistocèniques i dels *beach rocks* holocènics, de més a més de diversos processos de bioerosió i bioconstrucció "subtropical". En efecte, la presència de coralls, manglars i *beach rocks* són fets subtropicals o tropicals, així com la freqüència de platges formades per clasts biodetrítics del *bentos*: conquilles i fragments de mol·luscs, briozous, foraminífers, equinoderms, etc.

Tanmateix, al llarg del quaternari, cal parlar de diversos climes que repercuteixen no solament a les temperatures, sinó també en la precipitació i la dinàmica dels vents, sens oblidar els nivells marins. Si ens fixem en els episodis freds —com a més oposats a l'actual—, podem aduir climes "pluvials" o primiglaciars, com el de l'inici del Würm, que ha deixat graves arrodonides en terrasses o cons i mantells de llim col·luvial roig amb un destacat component eòlic (BUTZER, 1961). Entre el plistocè mitjà i el superior hom senyala a Egipte NW quatre fases àrides amb eolianites, separades per paleosòls "humits" i dipòsits marins (EL-ASMAR, 1994).

Durant els climes plenament glacials s'imposen les eolianites regressional que, a banda de contenir les rizoconcrecions i conquilles d'helícids, ens poden donar informació de les direccions dels vents. A les dunes würmianes de Mallorca, Butzer hi veié tres orientacions successives, prou diferents de les que predominen en els vents de temporal actuals. A la costa sud-est (que té fortes analogies amb les nostres Penyes) dóna els següents angles:

DESVIACIÓ DELS VENTS DE TEMPORAL A MALLORCA (BUTZER, 1961)

nivell	costa sud-oest	costa sud-est
W I a	30°W	9°E
W I b	38°W	27°E
W II (primerenc)	50°W	25°E
W II (tardà)	—	48°E

Les desviacions respecte a l'actual (105°W a la costa sud-est) obeeixen a un sistema diferent de temporals hivernencs: una forta minva de les tempestes sobre el golf de València i un augment de les depressions de la ruta de Gibraltar. El ràpid viratge indicat per les dunes Würm II suggereix una baixa més o menys estabilitzada devers la longitud 5°E al nord d'Algèria, durant el màxim glacial. Tot ens duu a confirmar un desplaçament cap al sud de les borrasques occidentals. Durant les fases regressives del Riss els fenòmens del litoral SE es presenten semblants, però a la costa ponentina es nota una major repercussió de les tempestes de València, fins i tot amb una trajectòria més septentrional.

Els climes finiglacials són menys eficaços morfogenèticament i pedogenèticament a la nostra àrea. El component humitat, de tota manera, permetria moltes matisacions. El-Asmar (1994) dóna una evolució holocènica esquemàtica: Preboreal i Boreal, humits; Atlàntic, àrid (?); Subboreal, àrid (post 5000 BP) amb dues fases humides devers 4000 i 3500 BP.

3.2. Eolianites i dunes: tipus i generacions

El pas de duna a eolianita és un procés diagenètic que no exigeix superposició d'altres sediments i es verifica en un termini relativament breu. Hi intervé el carbonat càlcic dissolt per l'aigua de pluja o la que circula subsuperficialment i, pel que sembla, hi té un bon paper el carbonat magnèsic aportat pel ruixim de les onades. Aquest fet, segons Kelletat (1985), justificaria la major litificació de la zona immediata al litoral.

A les arenas i eolianites són un component comú els grans carbonatats detrítics, sovint bioclàstics (mol·luscs, equinoderms, algues, foraminífers) i oòlits. La diagènesi n'ha provocat la cimentació, normalment a base de calcita baixa de magnesi, en opinió general. Tanmateix, es poden invocar també condicions mixtes i/o freàtiques sota aigua dolça vadosa, d'acord amb les circumstàncies climàtiques. Seria un canvi progressiu en què els bioclasts rics en calcita abundant en magnesi donarien pas a ciments de rima i menisc de calcita pobra en Mg. A Mallorca s'han estudiat mostres amb diversa exposició al ruixim marí i subjectes a condicions vadoses d'aigua dolça; pertanyen a l'estadi isotòpic 5e. Al cas de les eolianites de Son Mosson (es Camp de Tir) la porositat és alta a causa del ruixim, com a les mostres de s'Arenal, i la cimentació hi augmenta de dalt a baix

(GARDNER and MCLAREN, 1993). De tota manera, no hi ha un ciment típic de la zona vadosa: les eolianites del darrer interglaciari (Mallorca, Tunísia, Bahamas), que han estat subjectes a condicions meteòriques vadoses (és a dir, oposades a 'freàtiques' i 'mixtes') mostren una gran variabilitat. Unes tenen un ciment de *menisc* (més del 3 %, no gaire cohesiu), d'altres un ciment de *rima* (més del 7 %) i unes altres un ciment de *rebliment de porus* (més de l'11 %, relacionat amb el ruixim de les ones (MCLAREN, 1993).

Entre altituds superiors als 150 m i cotes inferiors al nivell actual de la mar, trobem eolianites, de vegades encrostades, amb graus molt diversos de consolidació i estratigrafia més o menys aparent. La majoria, caldria qualificar-les com a regressional. En efecte, les costes subtropicals de clima subàrid mostren abundants dunes litorals calcàries (solubles en un 90 % en HCl) i amb moltes restes de mol·luscs i foraminífers: la dissolució i el rentatge —a diferència d'altres climes on l'arena és sobretot quarsosa— no han afectat gaire la composició. Bona part de les dunes estan consolidades ("fòssils"), és a dir, les considerem *eolianites* (SAYLER, 1931), no funcionals. Es tracta d'acumulacions degudes a la deflació d'arena calcària epicontinental i reble marí durant les regressions glacioeustàtiques i que es conserven més en costes rocoses o penya-segades on ara no hi ha deflació (BUTZER, 1963).

Deixant de banda dunes longitudinals lliures i mantells ondulats, ens interessen aquí les eolianites molt inclinades, en capes frontals (*foreset*) adossades contra els espadats que vers la mar mostren inclinacions típiques del 40-60 % (22-31°) i cap a terra del 60-80 % (31-38°). Quant a la seua sedimentologia, la fàcies costenca donà a Butzer (1963) a Mallorca una mitjana del 70 % d'arena gruixuda (200-2.000 m) i un 90 % de la fracció arena (20-2.000m). A la composició hi entren detrits de mol·luscs i materials clàstics inorgànics provinents del rocam litoral; el calcari arriba a ser el 95 % i el segon component, el quars, només arriba al 0,5-4,5 %. Les marcades superfícies d'estratificació es donen en determinats intervals; la major consolidació de vegades implica erosió i perllongada exposició als agents subaeris. És més comuna l'estratificació *foreset* que l'entrevessada. Quan l'estratificació és poc marcada sovintegen les rizoconcrecions de mates halòfiles o coníferes com la *Juniperus*.

El diàmetre mitjà tendeix a minvar amb el temps a les seccions verticals, mentre que les diverses generacions d'eolianita d'un mateix hemicycle solen tenir un gra cada vegada més fi. Això ve a confirmar el seu significat regressional. També és freqüent que les generacions siguin separades per llims col·luvials que indicarien al seu torn una oscil·lació regressiva (BUTZER, 1975).

Tanmateix, s'ha argumentat que hi ha eolianites —a Bermudas, p.e.— acumulades en període interglaciari d'alt nivell marí; la cosa encara no està del tot aclarida. Sembla creïble que la deflació fou més activa just al moment que el nivell marí començà a baixar i cessà quan la línia litoral ultrapassà el cantó del *shelf*. Per altra banda, les dunes holocèniques ben desenvolupades, òbviament pertanyen a un "interglaciari" o "postglaciari", com ja hem comentat.

La informació sobre jaciments holocènics a l'àmbit mediterrani és més tost escassa, a diferència dels plistocènics mitjans i superiors. Kelleat (1985) esmenta els de les Pitiüses, Alanya (S de Turquia), Tolon i Neàpolis (Peloponès) i Falasarna (Creta). Aquest darrer, gràcies a les vicissituds cosmiques, permet datacions molt precises, de 1.600 anys BP. L'ampla majoria de jaciments eolianítics estudiats pertanyen al mitjan Würm central (35-25 ka). Ara bé, hom pot preguntar-se si aquestes datacions s'han d'atribuir a la deposició o a la consolidació. És el cas de les restingues fòssils i la superestructura

dunar de Dénia, Xàbia, Formentera, etc. El-Asmar (1994) dóna com a holocèniques les eolianites oolítiques més properes al litoral egipcià occidental.

El quadre cronològic relatiu plantejat per Henningsen *et al.* (1981) ens pot ser provisòriament útil: a) "eolianites velles", b) "eolianites joves" i c) dunes holocèniques.

a) Unes acumulacions dunars groguenques, velles i parcialment consolidades, arriben a les Pitiüses fins als 250 m s.n.m., però les pedreres que s'hi han obrat —ara sota 0 m— suggereixen que les arrels es troben uns quants metres sotaiguades. La disposició sol presentar-se obliqua i entravessada amb cabussaments de fins a 30°, regularment vers terra. No és rara la presència d'un sediment pedregós interstratificat. L'horitzó superior acusa clares diferències de calibre: de més a més de fracció gruixada, s'hi troba arena fina rica en *Schluff* o llim que, a primera ullada, sembla loess. Les sèries en pendent sovint són cobertes d'enderrossalls grossos (fragments de crostes o roques calcàries i margoses); les rizoconcrecions apareixen a la capa superior i adés i ara sòls intercalats i helicids. La potència total pot passar els 5 m. Les dunes no semblen formades al domini platger i, en tot cas, els fragments de conquilles, fins i tot grossos, poden ser duts pel vent.

Els foraminífers que inclouen les arenas més o menys consolidades són d'origen pelàgic, és a dir del *shelf* exterior, cosa que implica una baixa eustàtica forta. L'extracció antròpica les ha utilitzat més sovint com a "areneres" que com a pedreres.

Els investigadors francesos —i darrere, l'escola de Madrid— introduïren la denominació de "dunes oolítiques", que en realitat són dunes *de procedència o composició* oolítica. Els oòlits es formen i dipositen en platges càlides, o a pocs metres de fondària, sobre la plataforma (encara ara a Djerba, p.e.). Si les "eolianites velles" d'Henningsen i Kelletat i la "sèrie dunar més vella" de ses Penyes Roges (ROHDENBURG und SABELBERG, 1973) es remunten a l'"emilià" (pliocè inferior o mitjà), les "dunes joves" de ses Penyes Roges i les oolítiques (DUMAS, 1977; EL-ASMAR, 1994) serien tirrenianes, no necessàriament regressional, o tal volta assignables a l'inici de la regressió würmiana, fins que s'exhaurí la matèria primera de la platja oolítica. Posteriorment Baena *et al.* (1981) subdividiren les esmentades eolianites. Per una banda els calcaris oolítics pròpiament dits —relacionats amb litorals tirrenians— serien els més antics: el Carabassí, Xàbia, Salines Catalanes, Moraira; mentre que serien més recents les dunes amb oòlits més petits (el Colmenar, Torreveja) o només parcialment oolítiques. Encara encabeixen dins el tirrenià (85.000 BP, almenys) unes eolianites no oolítiques, més o menys consolidades, sovint entravessades per encrostaments en làmina milimètrics o centimètrics. Un sondeig de Xàbia que travessa la duna-restinga fòssil ha donat a -15 m, 172±26 ka, i un altre a -5 m, sota el mateix Muntanyar, 88±13 ka (FUMANAL *et al.*, 1993a). Al jaciment costaner "Cendres II" (FUMANAL *et al.*, 1993b) hi ha eolianites grimpadores, immediatament per damunt i davall de 112.000 BP. La duna oolítica de Moraira (el Castell), fortament consolidada, va ser datada per Bischoff en 132.500 BP± 7.000 (VIÑALS, 1995) i sembla alimentada per una platja relativament exterior. És revestida per una crosta laminar i suporta una duna grisenca —poc o gens oolítica— la base de la qual roman sota mar.

b) Les "eolianites joves", de color més clar a les Pitiüses, solen estar més ben litificades que les "velles" i és probable que en siga responsable —malgrat haver disposat menys temps per a la diagènesi— la immediatesa de la mar. Tant en composició com en estructura no hi ha grans diferències amb el grup anterior, però sí en la posició: les eolianites joves, lligades al domini litoral actual, tenen la seua base sota el nivell marí recent, probablement molts metres. Els estrats litificats de la base adopten una disposició obliqua i entravessada, de vegades amb intensa bioturbació. Discordant sobre la superfície, una

marga arenosa rogenca, litificada i amb senyals de pedogènesi, cabussa a terra. D'altres vegades se superposen lents de clasts, crostes primes i horitzons de sòl. Henningsen *et al.* (1981) esmenten un cas on el tirrenià III hi descansa. Sembla, però, que en general foren bufades durant el Würm. Les pedreres de carreus —*marès*—, almenys medievals, hi abunden.

Per a Baena *et al.* (1981) les dunes beige, "poc consolidades", posteriors als darrers encrostaments laminars (La Mata, el Carabassí, Xàbia) serien posttirrenianes, sense correspondència amb un litoral avui emergit, i, per això, les atribueixen a un interestadi würmià. Dumas (1977) les feia notar en la seua condició d'adossades a un retaule eolianític anterior.

c) Les formacions sub-recents i recents es mostren prop de les platges en disposició gairebé horitzontal o amb inclinació lleugera vers la mar. Tot i la seua general mobilitat, sovint són colonitzades per la vegetació i ocasionalment poden trobar-se un poc consolidades. La font d'abastiment de material és en majoria l'eolianita de les fases anteriors, retreballada per la mar.

3.3. Plataforma i estructura

3.3.1. La plataforma

Admesa la beligerància dels canvis de nivell eustàtics, tot i la seua modesta extensió (en coincidir amb un front de col·lisió de plaques), la plataforma assumeix un destacat protagonisme, especialment fins a la fondària de 60 m. Aquesta isòbata dista del litoral de les Penyes entre 2.500 i 1.000 m, d'acord amb les vicissituds tectòniques i sedimentàries. La isòbata -100 m, en canvi, corre entre 18 i 20 km (CANALS, SERRA i RIBA, 1982). La presència de foraminífers, comentada en un altre lloc d'aquest volum (BLÁZQUEZ i USERA, 1996, *h.i.v.*), en algunes de les eolianites estudiades, s'associa a les prades de *Posidonia*, presents al límit oscil·lant del prisma infralitoral pròxim. Els cordons marins aflorants o subaflorants consolidats pogueren esdevenir antigues línies de costa.* Tot i que en un altre article (REY y FUMANAL, 1996) se'n fa un tractament més detallat, ressenyem ací alguns extrems.

Una potent seqüència forma el rebliment de la plataforma, segons que mostra la sísmica d'alta resolució (REY *et al.*, 1993) i el seu desenvolupament s'associa a canvis del nivell marí i fenòmens neotectònics. El perfil que coneixem millor, L-9, traçat al llarg del Racó de l'Albir, entre -10 i -60 m, mostra quatre unitats deposicionals, de més antiga a més moderna, A-D (fig. 3).

A) Materials mesozoics que s'enfonsen ràpidament des de l'espadat a la plataforma externa: a 2 km es troben a més de 100 m de fondària. A no gaire distància del litoral, més o menys a l'endret de la isòbata -30 m, aquest rocam és afectat per la multifractura que es pot identificar amb la "falla de la costa".

B) Seqüències transgressives miopliocèniques, afectades també per la multifractura de falles normals, que acabaria en un espadat ara enfonsat a devers -30 m.

C) És la unitat plioplastocènica i cal subdividir-la en quatre cossos que corresponen a les seqüències sedimentàries d'antics litorals. C₁, amb una gruixa de prop de 10 m, té la

* La capçalera de l'anomenat Canyó de Benidorm (VANNEY et GENNESSEAU, 1979), que resta a 38 km de la nostra costa, amb prou feines afecta la isòbata -800 m, motiu pel qual, no ha influït a la dinàmica de la plataforma.

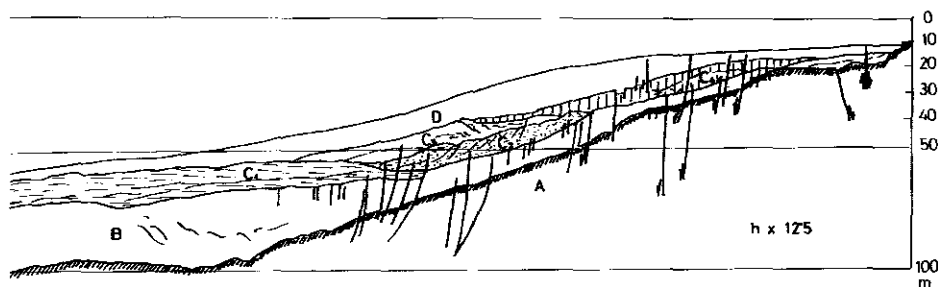


Fig. 3. Perfil, obtingut per sísmica d'alta resolució, dels fons litorals del Racó de l'Albir (REY *et al.*, 1993; simplificat).

base devers -65 m i coincidiria amb una costa a -50 m, en zona ara subsident. C₂, afectat per la multifracturació, arrenca de -60 m i ateny els -37 m. C₃ engloba un sistema dunar i, malgrat arribi a una cota -40, fa pensar en una fase regressiva que mantindria l'aigua per baix dels -55 m. C₄, finalment, escauria a un litoral a -25 m, ara situat dins la badia al peu d'una escarpa tectònica. Les potències de C₂ i C₃ no arriben als 10 m.

D) Es tracta d'un dipòsit holocènic, no consolidat, que recobreix totalment els anteriors en clara progradació. Abasta, entre -10 i -55 m, de 5 a 15 m de potència; la màxima coincideix amb l'alineació del front de les Penyes de l'Albir. Podria respondre, en opinió de Rey, a dos prismes lobulats, superposats, construïts des del 6.400 BP, és a dir, des del màxim flandrià. Mar endins, aquesta unitat, dellà dels -60 m, s'aprimita i s'esvaeix.

En aquest mateix volum Rey i Fumanal estudien altres perfils sísmics obtinguts a la mateixa campanya enfront de les Penyes de l'Albir i, d'acord amb un treball anterior (HERNÁNDEZ MOLINA *et al.*, 1994), en trauen conclusions relativament distintes, en el sentit d'un "rejuveniment" de les unitats més profundes o, més bé, de la constatació de l'absència dels dipòsits de nivell baix sobre la superfície basal erosiva de graves i arenas gruixudes.

Una costa de restingues i albuferes amb "canals subparal·lels" al litoral estructural, hagués estat cosa del plistocè mitjà. La línia de peudemont o plataforma emergida restava a uns 20 km de l'actual durant els màxims del plistocè superior, però en el joc múltiple hi comptà la subsidència, prou acusada als dipòsits més antics. Fet i fet, totes les unitats (1-7) són postglacials i les tres darreres pertanyen a l'estadi isotòpic 1 (REY i FUMANAL, 1996, *h.i.v.*).

Els prismes sedimentaris orlen tot el perímetre de les Penyes i adopten la forma de lòbul amb un front de progradació que mostra un talús a la part alta i una concavitat a la part baixa. El material es pot considerar arenós, ben seleccionat. L'arena supera el 90 % en la composició de les mostres 26, 31, 34, 35 i 36 (entre -15 i -35 m) dels tres talls perpendiculars a les Penyes, estudiats per Blázquez i Usera (1996, *h.i.v.*), i aquesta fracció és en més d'un 60 % carbonàtica i presumiblement bioclàstica.

Les superfícies d'encrostantament són d'erosió o no-deposició. Una d'elles pot considerar-se actual i deguda a processos biològics, mentre que l'altra es relaciona amb la baixada màxima de 18.000 BP. Ambdues actuen com a "reflectors" d'alta impedància acústica (REY *et al.*, 1993). La unitat 7 de Rey i Fumanal (1996) és una falca sedimentària molt transparent, adossada a l'espadat i que va de 28 m de gruix als 8 m a uns 2,5 km. Tot posterior al 6.500 BP.

3.3.2. El *beach rock*.

Alguns afloraments quaternaris litificats que s'escampen desigualment per la plataforma entre -12 i -20 m (a les badies immediates entre -30 i -55 m) han estat qualificats per Rey *et al.* (1993) de *beach rocks* i assignats "a antics litorals en un mateix episodi transgressiu o a distintes etapes de pujada marina durant els darrers mil·lenis". Correspondrien a una subunitat inferior de la sèrie holocènica D. Els sistemes més antics, però, es troben sobre el conjunt plioplístocènic C, fossilitzats sota la unitat D. Hom pot assignar als testimonis més profunds una edat de 12.000-8.000 BP i als més soms, 7.000-6.500.

Tot i que, sense mostres materials, fa mal decidir sobre la naturalesa dels testimonis, cal recordar que el concepte de *beach rock* correspon a "induracions precoces del sediment de la platja que es presenten en lloses successives en direcció a la mar" (GINSBURG, 1953; EMERY and COX, 1956; GUILCHER, 1961; BERNIER *et al.*, 1990; BERNIER et DALONGEVILLE, 1993). El seu policronisme respon òbviament a canvis del nivell marí i climàtics que expliquen fases de cristal·lització carbonàtica, imbricades amb alternances de dipòsit i erosió al pis mesolitoral.

Kelletat (1985) assumeix la presència del *beach rock* holocènic com un dels criteris indiscutiblement zonals a considerar en les platges mediterrànies. De les 250 localitats visitades, l'ha verificat a 200 i en troba el centre de gravetat a les costes de Llevant i sud de Grècia i, com a domini secundari, al sud-est de la península ibèrica, gairebé sempre en litorals que miren a l'est —que és el nostre cas. Tots els exemples, els incardina a l'holocè i diu que no hi ha cap cas clar de formació recent. La consolidació exigiria un mil·lenar d'anys i, si de cas, l'evolució actual seria destructiva o, a tot estirar, una recristal·lització secundària.

3.3.3. Estructura

Ara per ara ens hem de conformar amb l'esquema tectònic dissenyat més amunt, que consisteix en un bloc o una sèrie de blocs de relleu monoclinal que cabussen vers terra. El front espatat marí de les Penyes de l'Albir sobre el qual ha jugat el contacte litoral és un clar resultat de la fracturació subaèria i submarina: afecta no només el bloc emergit, sinó també la plataforma pròxima.

En ambdós flancs NE i SW de Serra Gelada, les recalades d'Altea i Benidorm corresponen a enfonsament. Si el primer és compensat per l'impuls diapíric, al cas de Benidorm la platja tirreniana romandria a més de 10 m de fondària. Gaibar (1974) opinava que la resultant dels moviments combinats posttirrenians era negativa en uns 10 m al Morro Toix i 6 a la badia de Calp, però diversa al llarg del front de les Penyes de l'Albir, com veurem més avall.

3.4. Glacis, crostes i dipòsits de vessant

Els dipòsits i formes continentals tenen ací un particular interès perquè sovint se superposen o interdigiten amb sediments eòlics i/o marins. Si els poguéssim datar amb precisió ens resoldrien més d'un interrogant genètic.

Sense necessitat de gaire aclariments conceptuals, la presència de glacis que encorralen Serra Gelada és bona de verificar. Arrencant de vessants regulats d'uns 25° sobre roca més o menys compacta, els glacis estrictes tenen gradients màxims de 10 o 12° i mínims de 2° a la confluència amb un d'oposat o a la vora marítima (REY *et al.*, 1993). Els

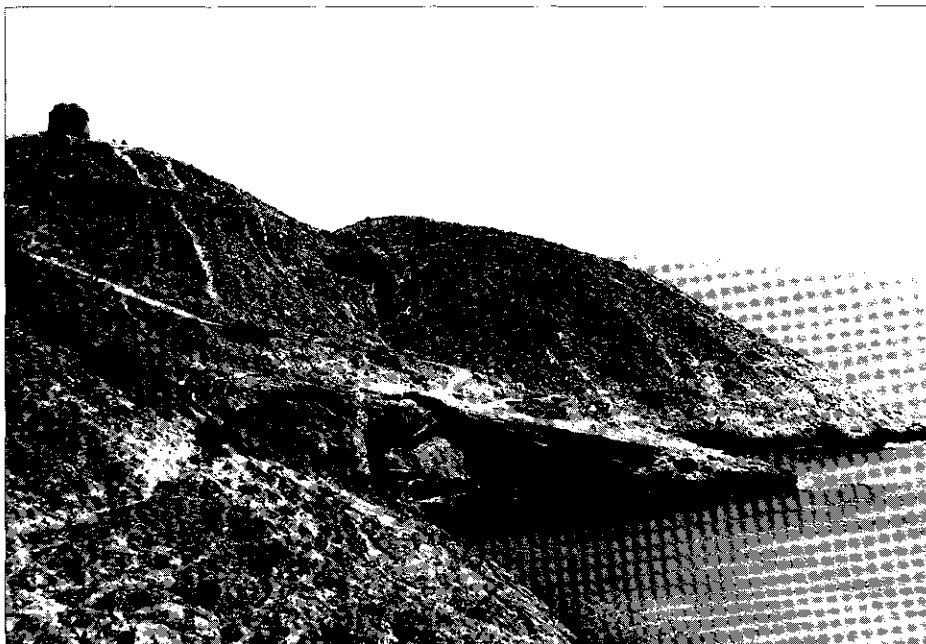


Foto 5. Terminació SE de la Punta de les Caletes (part meridional de la Serra Gelada). Blocs fallats i glacis atacat per l'ónatge.

glacis postirrenians fins ara no s'han reconegut. Els grans raiguers de Benidorm arrenquen de glacis-cons i arriben a un nivell de base general que data del quaternari antic (DUMAS, 1977) (foto 5). L'estabilització d'un nivell de base, en efecte, fa possible l'aplanaent, p.e., una plataforma de regressió marina al cas de Benidorm; una elevació continental lenta podria donar el mateix resultat. El revestiment "fanglomeràtic" (GAIBAR, 1974) que protegeix o integra els glacis és mal de separar dels dipòsits de vessant. Ho podem comprovar al Racó de l'Albir.

Sòls i llims col·luvials interfereixen també en altres indrets amb la sedimentació eòlica i marina. Butzer (1975) ha vist derivats de *terra rossa* o d'altres residus pedogenètics rubificats que podem anomenar llims rojos, en transició, per baix, amb vertaders al·luvions i, per dalt, amb llims pàlids d'estructura loèssica. El *loess* invocat adesiara a l'entorn mediterrani sembla tractar-se de llim col·luvial amb un significatiu component de pols eòlica remanegada (BRUNNACKER and LOŽEK, 1969). La deflació des de llits fluvials no se'n pot excloure.

Els llims col·luvials estan calcificats i sovint recoberts per crostes laminars. Reflecteixen una denudació extensiva i accelerada, deguda a un règim pluviós més irregular i una vegetació més oberta que justifiquen un escolament en mantell.

Per altra banda, la gènesi de la *terra rossa*, sòl profund, roig i argílic sobre rocam calcari, correspon a climes molt humits i càlids —tot i que estacionals— del plistocè. A Mallorca (BUTZER, 1975) s'han registrat tres episodis de pedogènesi de *terra rossa* sobre eolianita durant intervals regressius (inclosos en períodes transgressius) plistocènics. En canvi, la pedogènesi holocènica s'hi va reduir a rendzina.

La denominació crosta o calcreta engloba nombroses formacions —de vegades convergents— de divers origen (calitx lenticular, incrustacions de revestiment, sediments de calcita amorfa, cimentació general, etc.) i de desenvolupament molt controvertit que no exclou l'aportació de calcari per via eòlica o col·lateral. Dumas (1977) va distingir crostes diagenètiques, crostes de mantell o interflux i crostes zonades.

Entre les diagenètiques, els *encrostaments en làmina*, físico-químics, són deguts a la circulació gravitària i hipodèrmica sobre les dunes. S'acomoden a les superfícies corbes i es poden entraravessar; rarament són verticals, de vegades horitzontals i més sovint oblics, amb uns quants mil·límetres de gruix. Els *encrostaments en llits* afecten els dipòsits de vessant "würmians" (les Arenetes, Penya d'Ifac) i augmenten gruixa i induració de baix a dalt. També es deuen a la circulació subsuperficial i precipitació. Les *lloses compactes* no es trenquen més que a martellades, tenen de 10 a 50 cm de gruix i un color crema o rosa. De vegades engloben ovoïdes, elements detrítics o d'altres crostes; si es tracta de còdols, hom en diu "mortadel·la" i pot arribar a metres de potència.

Les crostes de mantell són les més endurides; se situen a la base dels dipòsits i corresponen al tipus hidrogeològic de Vogt (1975). El ciment engloba els còdols i els solda quan són submergits dins un mantell freàtic. Les crostes zonades són *pel·lícules de construcció bioquímica*. No depassen els 10 cm i recobreixen lloses compactes o crostes fulloses i en revesteixen les fissures o esclatxes, acomodant-se a qualsevol irregularitat. Amb un 90-95 % de CaCO₃ les capetes o "zones" milimètriques poden adquirir coloracions rogenques. Es tracta de calcaris fixats bioquímicament, en superfície, gràcies a la fotosíntesi. No impliquen escolament superficial.

Es tracte d'horitzons carbonàtics pedogenètics C_o com defensaven Rohdenburg i Sabelberg (1973), o de sedimentació primària, tant subaèria com subaquàtica, i, fins i tot bioquímica, el desenvolupament de les crostes sembla exigir morfostàsia i, tal vegada, algun increment tèrmic. La llosa compacta es troba sobre un glacis pretirrenià al Cap de l'Horta (BAENA *et al.*, 1981), però això no ens dona més que un terme *post quem*. La crosta "finirissiana", l'atribueix Dumas (1977) a l'elevació tèrmica del pas del Riss a l'Eem. Per altra banda, les crostes "würmianes" que cabussen dins la mar s'haurien format al final de la glaciació.

Els vessants interiors de Serra Gelada, incloses les recalades de l'Albir i de Benidorm, són coberts parcialment per materials clàstics —bretxes o "fanglomerats"— que augmenten de potència vers l'interior, com pot veure's a les Caletes del Tio Ximo. La coberta quaternària continental remunta els barrancs fins prop dels 150 m d'altitud, amb un pendent pròxim als 15°, gairebé el mateix de l'estructura cretàica (GAIBAR, 1974).

Dumas (1977) es refereix a la bretxa "rissiana" rosada que davalla del revés de Serra Gelada sobre la recalada de l'Albir i hi senyala la presència de material crioclàstic —o termoclàstic?— que provindria de les glaçades d'hiverns excepcionals, tot excloent la rexistàsia de tipus àrid. Les pulsacions climàtiques justificarien major o menor forniment de reble: en començar la remuntada flandriana només s'acusa la minva de la fragmentació.

Les relacions de la bretxa "rissiana" amb l'actual nivell del mar són males de veure. Dellà de la carretera N-332 els dipòsits de vessant passen als grans glacis "rissians" de Benidorm que la mar talla a l'espadat mort tirrenià. L'acumulació està molt encrostada al cim i és sincrònica dels glacis.

A l'altre cap de les Penyes els dipòsits coetanis encrostats s'adossen al penya-segat que mira a Benidorm. Malauradament estan espadats i el seu enllaç amb el glacis no té continuïtat. Nogensmenys, la calcoarenita tirreniana corresponent a la part baixa de l'es-

tatge infralitoral està embotida per sota de formacions “rissianes” i forma l’extrem rocós oriental de la Platja de Llevant.

3.5. Variació relativa del nivell marí

Fa poc (ZAZO *et al.*, 1993) hom ha assajat de calcular la tendència emersiva o subsident registrada els darrers 200.000 anys a base de l’altària que donen els jaciments tirrenians. Les taxes calculades —balança entre subsidència i canvi eustàtic— són generalment negatives, però relativament baixes als litorals amb postpaís planenc i positives (de +2 a 7,5 cm/ka) en costes rocoses. Tanmateix, extrapolar a les Penyes de l’Albir aquest model, no sembla correcte, donada l’escassa i confusa informació que tenim sobre testimonis tirrenians.

En efecte, si són apodíctics els testimonis de l’eutirrenià de l’Olla d’Altea a +3 m (probablement realçat pel diàpir), al territori estricte de les Penyes de l’Albir o Serra Gelada, caldria escorcollar més a fons. La terrassa de +170 m o 150, d’uns pocs metres quadrats, descoberta per Navarro (NAVARRO *et al.*, 1959; RÍOS, 1960), “amb rumb i cabussament (N 30°E-15°N) molt semblant als paquets cretácics aptians” que componen la serra, mai més no s’ha pogut localitzar. La fauna trobada de *Purpura haemastoma* i *Ostraea edulis* no deixa de ser banal i permet el dubte metòdic. Altrament, el perspicac Gaibar (1974) va fer notar que al llarg de la carena hi ha una sèrie de ruïnes de guàrdies o talaies entorn de les quals sovintegen fragments escampats de gasteròpods (*Triton*, *Purpura*, *Trochus*, etc.) grossos i de lamel-libranquis (*Spondylus*, *Ostraea*, etc.) actuals. Aquestes restes no poden haver pujat amb el vent i, en ser d’espècies comestibles, sembla que serviren d’aliment als que allí residien. (El fet es repeteix al Cap de l’Horta i al Carabassí, vora les casernes!)

A les Caletes, per altra banda, Novo (1915) cità un jaciment semblant al tirrenià de Cap Negret a nivell molt proper al del mar. Tampoc l’hem verificat. Solé *et al.* (1957) el donaren per bo, encara que atribuïnt-li major altura. Un panorama confús, com veiem.

Sense gaire més fites que la intuïció, Gaibar postula un enfonsament a -15 m de la Punta de la Bombarda i una elevació de +5 m a l’altre xamfrà de les Penyes, mentre que davant Benidorm tornariem als -15 m, tot admetent que sota —o entre— els dipòsits continentals de les Caletes podria haver-hi sediments marins.

L’absència —o el desconeixement— de terrasses i de balms corresponents als nivells tirrenians ens impedeix per ara donar com a emergent el conjunt de les Penyes i més bé ens fa inclinar a la subsidència. Un flandrià que hem detectat prop del Morro Bou (ROSSELLÓ *et al.*, 1995) a 0 m ho podria corroborar, encara que les taxes al llarg de l’holocè siguin generalment molt modestes. Les dades procedents de la plataforma: línies litorals, dunes fòssils i *beach rocks* entre -55 i -25 m ens fan decantar definitivament per la subsidència, almenys en gran part de la història quaternària.

3.6. Hipòtesi final

Ara per ara no podem arribar més que a una hipòtesi de treball que maldarem perquè no siga una elucubració, presentant primer les bases d’observació i després les interpretacions.

3.6.1. Les dades

Tal vegada les més sòlides vénen dels ensenyaments de la sísmica (REY *et al.*, 1993) i

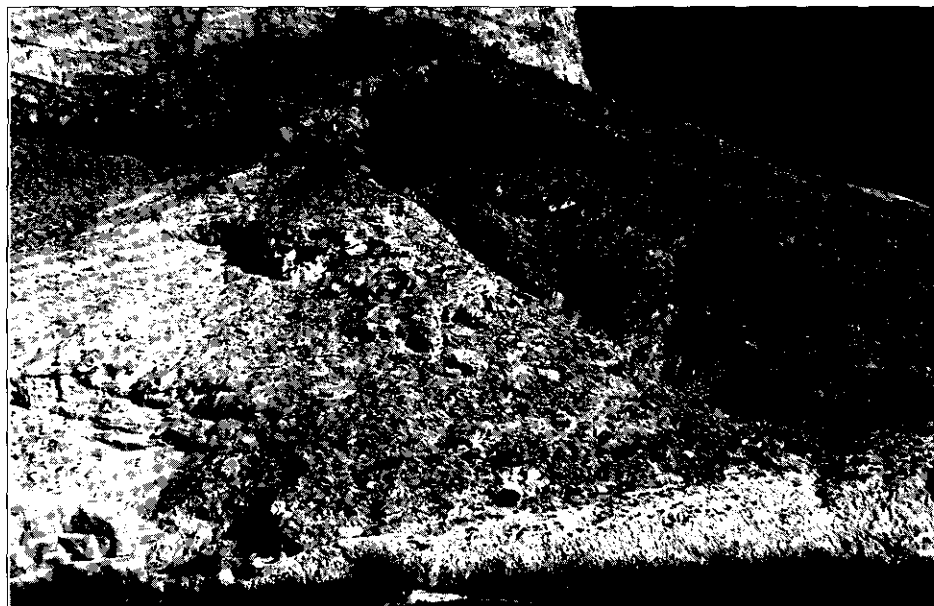


Foto 6. Sobremuntant el Morro de Sant Jordi de calcaris massissos, que emergeix en primer pla, el con d'esbaldrecs és segellat pel nivell "Cuevas", una bretxa calcària que assignem al plistocè inferior. En ella s'emboteixen les formacions posteriors.

especialment del tall L-9 que tracte d'aprofitar (fig. 3). Sobre un sòcol mesozoic (A), fallat, potser d'abans, descansa un miopliocè (B) transgressiu, escullós i albuferenc, que ateny la cota absoluta màxima a -20-10 m. Sembla que està enfonsat i que ja hi estaria abans del quaternari.

El cos anomenat C₁, plistocènic inferior, degué arribar devers una cota màxima absoluta de -45 m (ara, per subsidència, resta 10 m més avall). La seua disposició, horitzontal del tot, fa pensar en un moment d'estabilitat, més regressiu que transgressiu. Hom suggereix un moment glacial, de baixa eustàtica. El C₂ *onlap*, transgressiu, però no massa, arriba als -35 m, tot adossant-se contra l'espadat miopliocè que *grosso modo* s'alinea amb el front de les Penyes de l'Albir. Possiblement es tracta de plistocè mitjà. També ho seria el cos C₃, regressional, integrat per eolianites de morfologia aparent, la base de les quals té una cota de -55 m, encara que les dunes grimpen fins a -37 m.

El cos C₄, altra vegada *onlapping*, és assignable al plistocè superior, transgressiu, que acaba en un espatat tectònic a -20 m. Representant gairebé el mateix volum que tots els cossos plistocènics, el D és un gran prisma litoral progradant i transgressiu que abasta des de -60 m mar endins, fins a -12 molt prop de la costa actual. Tot el conjunt —a judicar per les cotes— sembla immergit més d'un decàmetre: esdevé difícil aclarir el moment de la subsidència, a mitjan o a l'acabament del plistocè?

Dos mots de tectònica. L'enfonsament de la meitat, o més de la meitat, de l'anticlinal que completaria Serra Gelada, a banda de la seua difícil datació, no ens autoritza a atribuir al flanc subsistent, ni una elevació, ni una baixada, ni una estabilitat. Només el



Foto 7.- La que anomenàrem en principi "lumaquel·la" (I CP-3, I Ll-3 i II Ll-3) és una massa de pectínids fragmentats i empastats, de difícil interpretació i datació, que ocupa els costers del Llosar, mirant al Cantalar.

joc general de la costa a nord i a sud ens suggereix més aviat una subsidència. Tot i que els arguments negatius tenen poc pes, l'absència de senyals erosius marins a les Penyes quedaria justificada amb l'enfonsament. No oblidem, però, que l'erosió marina pot haver eliminat qualsevol testimoni. En podríem trobar sota les eolianites?

Fa algun temps (ROSSELLÓ *et al.*, 1995) proposàrem una ordenació estratigràfica dels sediments continentals encarats a la mar. La formació anomenada "Cuevas" (foto 6) que penja des dels +220 m és una megabretxa de 3 a 5 m de potència, fortament carbonatada i carstificada, que demana una costa un poc allunyada ja que projecta la pendent, de 34° en un cas i 23° en l'altre a 20 m i 110 m, respectivament, del litoral actual. Aquesta formació, l'atribuïm al plistocè inferior. Un altre conglomerat heteromètric, més recent i menys encrostat, subjau a gairebé tota la resta de dipòsits, cosa que vol dir que revestiria gairebé del tot els vessants, o almenys el peu.

Un dipòsit problemàtic, que hem qualificat de "lumaquel·la" (I CP-3, I Ll-3 i II Ll-3; foto 7), on dins la matriu arenosa destaquen multitud de pectínids fragmentats, caldria atribuir-lo al plistocè mitjà i a una costa relativament alta. Els quatre cossos dunars que se superposen i/o s'intercalen, corresponen majoritàriament al plistocè superior, encara que el primer podria ser més antic. Una eolianita grisenca (I-2/3), la més vella, amb alt contingut silícic, és interpenetrada sovint pels enderrossalls del penya-segat (foto 8). En canvi, l'eolianita blanca (I-4), més calcària —oolítica i tot— sol estar més neta d'aportacions gravitàries. L'analogia i les datacions TL la situen en 110 ka. Un episodi d'acumulació eòlica de to groguenc o ocraci compta altra vegada amb reble intraformacional. Podria ser "würmià". Un mantell discontinu d'arena actual té una funcionalitat major de la que pot aparentar a primera vista.



Foto 8. La duna grisenc (I-2/3), lleugerament ondulada, i la blanca (I-4), més calcària i massissa, en successives tongades corresponents a fluxos i desplaçaments diversos. Cala dels Illots, exposició a migjorn.

3.6.2. Les interpretacions

De les dades que tenim i en relació a l'eustatisme, podríem avançar que hi ha indicis d'almenys quatre episodis dunars emergits i un de submergit, que probablement encaixa amb algun dels terrestres, en tractar-se d'un fenomen regressional. El dipòsit marino-eòlic (i de coster) que anomenem "lumaquel·la" roman, fins a un cert punt, fora de context. Si, en general, les fases regressionalen corresponen a lapses freds, no és temerari atribuir la intercalació o intrmissió de clasts grossos despresos del penya-segat a la termoclàstia.

Testimonis transgressius emergits, no en tenim més que les escadusseres i no confirmades cites de terrasses que s'han qualificat de "tirrenianes". Es refereixen, tanmateix, a un indret molt reduït del SW de les Penyes. La plataforma, per altra banda, ha revelat almenys tres transgressions dins el quaternari, successivament a -35, -20 i -12 m. És clar que 4 o 5 regressions demanen 4 o 5 transgressions alternades, però el seu abast no el

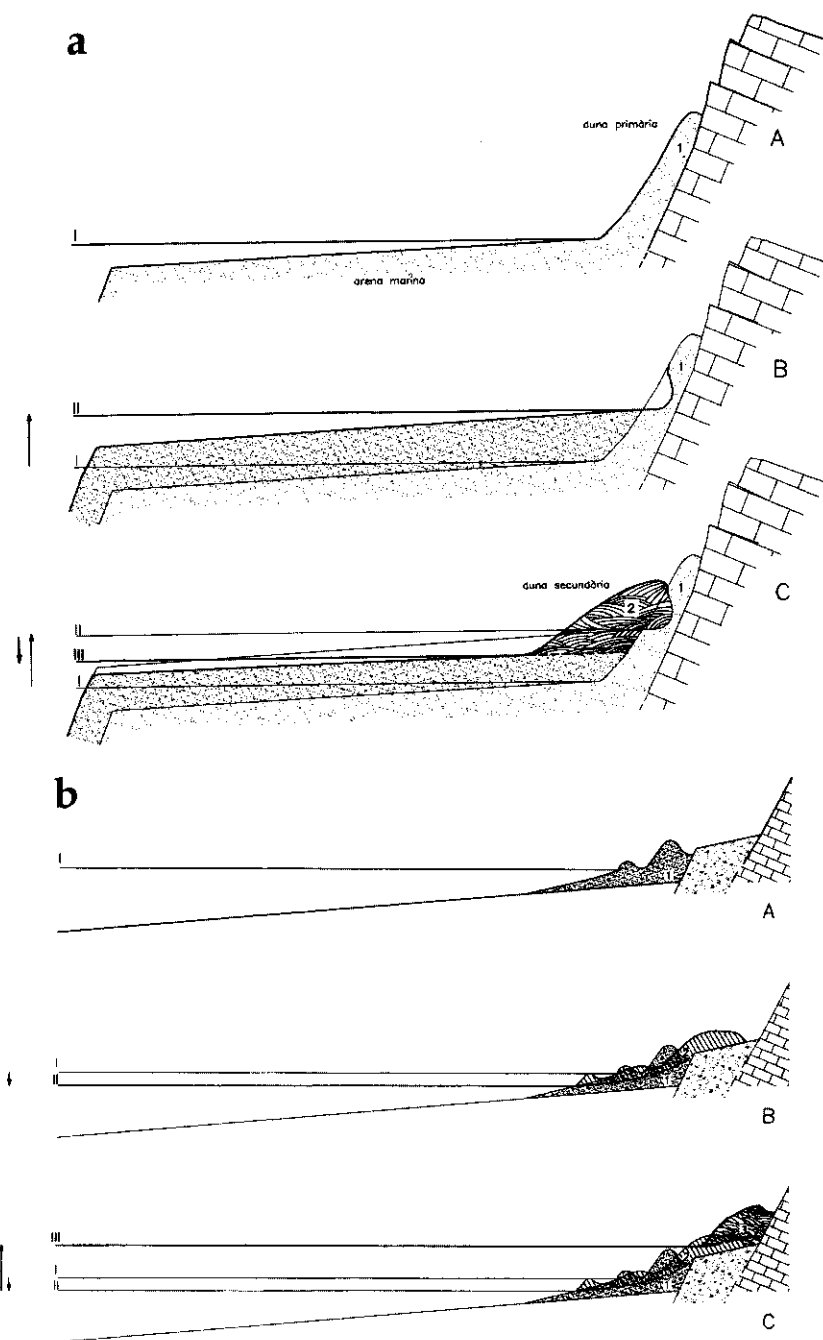


Fig. 4. Canvis eustàtics i la seva repercussió en tres fases i diversos punts de partida.

podem quantificar.

La successió completa dels hemicicles marins i continentals, vists amb perspectiva glacioeustàtica, és prou més complicada que la que es desprèn de la nostra informació. Tot i amb això, no ens queda més recurs que tractar d'encaixar una i altra sèrie.

El nivell fanglomeràtic "Cuevas", el retroauríem al plistocè inferior (hemicicle E?) en què una lleugera crioclàstia pogué furnir el reble cohesionat després per una intensa recristal·lització calcítica secundària. El litoral devia estar lluny, a tocar de l'actual isòbata -45 m.

Dins el plistocè mitjà haurien de comparèixer de bell antuvi les "eolianites velles" d'Henningsen-Kelletat. S'hi avança, al nostre cas, la "lumaquel·la" (I Ll-3 i II Ll-3), que seria pretirreniana, més fàcilment atribuïble a una transgressió que no a una regressió. El conglomerat heteromètric que revesteix gairebé tot el vessant i suporta la majoria d'eolianites, caldria incardinar-lo com a episodi continental, no massa fred i tal vegada immediat. La nostra "duna grisa" (I-2/3) tal vegada es remunta a més de 250 ka i concretament a l'estadi isotòpic 8 (Riss), que a Mallorca ha mostrat dues generacions, englobades en la "gran duna". Els temporals de llebeig amb un centre depressionari habitual al SE de les Illes Balears justifiquen una activitat notable. L'eolianita costenca egípciana anàloga és atribuïda per El-Asmar (1994) a l'estadi 9.

Ja al plistocè superior tindriem dues fases eolianítiques comprovables al jaciment dels Illots de la Cala. La més antiga —datada provisionalment en 110 ka— correspon cronològicament al 5c isotòpic, pulsació modestament transgressiva de l'Eem o tirrenià. Sense forçar gaire les coses, però, podria anar a raure a l'estadi 6 o hemicicle continental C que justifica una regressió menor, compatible amb un ambient propici per a la formació d'oòlits. Després d'aquest dipòsit (i afavorint-ne la litificació) es devia produir una subsidència generalitzada de les Penyes de l'Albir, exceptuat el joc anòmal de les dues puntes. La formació "ocre o groguenca" (I-6) ha de pertànyer a les "eolianites joves" würmianes i potser que se situe entre els 35 i 25 ka (estadi isotòpic 3).

La transgressió que en el prisma submergit marca un màxim de -12 m i que escauria arribar a +2-4 m, ens demostra l'abast de la subsidència neotectònica. La moderació de la pujada eustàtica ha permès un discret procés eòlic que remobilitza a hores d'ara materials de meteorització del penya-segat i productes de disgregació de les diverses eolianites. L'intercanvi sedimentari i altitudinal és digne de ser considerat.

Per acabar i més com a proposta metodològica que com a hipòtesi, presentem dues successions de canvis eustàtics en tres fases, només, condicionades per ritmes i suport continental diferents. En primera (fig. 4 a), considerem el penya-segat com a protagonista i el procés eòlic repercuteix sobretot a la formació de dunes grimpadores (*climbing dunes*). Una primera fase regressiva (A) permet la mobilització de l'arena de l'estrat o la plataforma pròxima per tal d'adossar-la contra el penya-segat; la intensitat i/o assiduitat del vent explica una important escalada. Una segona fase (B) transgressiva repercuteix en l'eliminació de les eolianites —potser les més consolidades— de la base de l'espatat, obrint-hi una balma d'onatge i incorporant els materials a una plataforma realçada. El tercer episodi (C), altre cop regressiu, dóna peu a una duna secundària que arrenca de més avall i ompli els espais erosionats a la primària, complicant-se amb probables intercalacions. La possibilitat de crestes paral·leles en fa més difícil la interpretació en termes altimètrics.

Segonament, considerem el joc eustàtic sobre un penya-segat retirat amb l'eventual presència d'un —o diversos— cons o talussos d'enderrocs (fig. 4 b). Canviem *ex professo*

la successió eustàtica a fi de jugar amb noves possibilitats. Un estadi regressiu (A) alça l'arena de la plataforma i l'acumula en diverses arrugues sobre la base del talús detrític continental. Una represa regressiva (B) accentua el procés i provoca una segona onada envaïdora, trencant estructures i superposant-ne de noves fins a cobrir el peu de l'espadat. El mecanisme anomenat "dunes d'eco" (*echo-dunes*) tal vegada manté amb un solc paral·lel la separació entre duna i penya-segat. Una transgressió no gaire ràpida —com alguns trams de la flandriana— permet la remobilització de les arenas eolitzades i la superposició d'un sistema nou omplint buits de l'anterior o dels anteriors. La intervenció de la neotectònica pot complicar substancialment els episodis i explicar-ne aparents anomalies.

BIBLIOGRAFIA

- BAENA, J. *et al.* (1981) *Excursión-mesa redonda sobre el Tirreniense del litoral mediterráneo español*. Madrid-Lyon, Union Internationale pour l'Étude du Quaternaire. 71 pp.
- BERNIER, P. *et al.* (1990) Le beach-rock de Temae (Île de Moorea-Polynésie française). Signification géomorphologique et processus diagénétiques. *Z. Geomorph. N.F.*, 34-4: 435-450.
- BERNIER, P. et R. DALONGEVILLE (1993) Approches méthodologiques complémentaires des variations récents du niveau marin: géomorphologie et cimentation littorales. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 53: 151-157.
- BLÁZQUEZ, A. (1996) La plataforma continental interna: facies sedimentarias y foraminíferos bentónicos (Marjal de Oliva-Pego y la Vila Joiosa). *Cuad. de Geogr.*, 59: 3-26.
- BLÁZQUEZ, A. y J. USERA (1996) Foraminíferos cuaternarios en las dunas de Serra Gelada (Alicante, España). *Cuad. de Geogr.*, 60: 327-340.
- BONIFAY, E. (1973) Données géologiques sur la transgression versilienne le long des côtes françaises de la Méditerranée. *IX Congrès International de l'INQUA. Travaux français récents*. Christchurch. Cf. pp. 137-142.
- BRÜCKNER, H. (1986) Stratigraphy, evolution and age of Quaternary marine terraces in Morocco and Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supp.Bd- 62*: 83-101.
- BRUNNACKER, K. und V. LOŽEK (1969) Lossvorkommen in Südöspanien. *Zeitschr. f. Geomorphologie. N.F.*, 13: 297-316.
- BUTZER, K.W. (1961) Paleoclimatic implications of Pleistocene stratigraphy in the Mediterranean area. *Ann. New York Acad. of Sciences*, 95: 449-456.
- BUTZER, K.W. (1963) Climatic-geomorphologic interpretation of Pleistocene sediments in the Eurafrikan subtropics. HOWEL, F.C. and F. BOURLIÈRE: *African Ecology and Human Evolution*. Chicago, Aldine P.C. Cf. pp. 1-27.
- BUTZER, K.W. (1975) Pleistocene Littoral-Sedimentary Cycles of the Mediterranean Basin: A Mallorquin View. BUTZER, K.W. and G.L. ISAAC (eds.): *After the Australopithecines*. Chicago, Aldine P.C. Cf. pp. 25-71.
- BUTZER, K.W. (1985) La estratigrafía del nivel marino en Mallorca en una perspectiva mundial. *Geomorfología litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda*. Valencia, Universitat de València. Cf. pp. 17-28.
- CABANILLES, A.J. (1797) *Observaciones sobre la historia natural, geografia, poblacion y frutos del Reyno de Valencia por Antonio Josef Cavanilles*. Madrid, Imprenta Real. Volum segon.
- CANALS, M., SERRA, J. i O. RIBA (1982) Toponímia de la mar catalano-balear. (Amb un glossari de termes genèrics). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 26: 169-194.

- DE RUIG, M.J. (1990) Fold trends and stress deviation in the Alicante fold belt. Southeastern Spain. *Tectonophysics*, 184: 393-403.
- Derrotero de las costas de España* (1973). Mar Mediterráneo. Cádiz, Instituto Hidrográfico de la Marina.
- DUMAS, B. (1977) *Le Levant Espagnol. La genèse du relief*. Paris, Université Paris XII. 520 pp.
- EL-ASMAR, H.M. (1994) Aeolianite sedimentation along the northwestern coast of Egypt: evidence for middle to late Quaternary aridity. *Quaternary Science Review*, 13: 699-708.
- EMERY, K.O. and D.C. COX (1956) Beachrock in the Hawaiian Islands. *Pacific Science*, 10: 382-403.
- FONTSERÉ, E. i J. IGLÉSIES (1971) *Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1100 i 1906*. Barcelona, Institut d'Estudis Catalans. 546 pp.
- FUMANAL, M.P. et al. (1993) Evolución cuaternaria de la bahía de Xàbia (Alicante). FUMANAL, M.P. y J. BERNABEU (eds.). *Estudios sobre Cuaternario*. València, Universitat de València. 288 pp. Cf. pp. 17-30.
- FUMANAL, M.P., MATEU, G., REY, J., SOMOZA, L. y M.J. VIÑALS (1993) Las unidades morfo-sedimentarias cuaternarias del litoral del Cap de la Nau (Valencia-Alicante) y su correlación con la plataforma continental. FUMANAL, M.P. y J. BERNABEU (eds.) *Estudios sobre Cuaternario*. València, Universitat de València. Cf. pp. 53-64.
- GAIBAR, C. (1974) Los movimientos recientes del litoral alicantino. II. El segmento extendido entre la punta de Ifach y el Cabo de las Huertas. *Rev. Inst. Est. Alicantinos*, 11: 43-106.
- GALBIS, J. (1940) *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5°E y 20°W y paralelos 45° y 25°N*. Madrid, Instituto Geográfico y Catastral. Dos volums.
- GALDEANO, A. and J.C. ROSSIGNOL (1977) Contribution de l'aeromagnetisme à l'étude du Golfe de Valence (Méditerranée occidentale). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39: 85-99.
- GARDNER, R.A.M. and S.J. MCLAREN (1993) Progressive vadose diagenesis in late Quaternary aeolianite deposits? PYE, K. (ed.) *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*. London, Geological Society. Geol. Spec. Publ. 72: 219-234.
- GINSBURG, R.N. (1953) Beachrock in South Florida. *J. Sed. Petrology*, 23: 85-92.
- GOY, J.L., ZAZO, C., HILLAIRE-MARCEL, CL. et CH. CAUSSE (1986) Stratigraphie et chronologie (U/Th) du Tyrrhénien du Sud-Est de l'Espagne. *Zeitschr. f. Geomorphologie. N.F., Suppl.Bd.* 62: 71-82.
- GOY, J.L., ZAZO, C., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L., CAUSSÉ, CH., et C. HILLAIRE-MARCEL (1993) Éléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcie, Sud-Est de l'Espagne. *Geodynamica Acta*, 6-2: 103-119.
- GRANIER, B. (1987) *Le Cretacé inférieur de la Costa Blanca entre Busot et Altea (Alicante, Espagne): Biostratigraphie, Sédimentologie, Évolution tectono-sédimentaire*. Thèse Doct. d'État. Paris, Université de Paris VI. 282 pp.
- GUILCHER, A. (1961) Le "beach-rock" ou grès de plage. *Ann. Géographie*, 70-378: 113-125.
- HEARTY, P.J. (1986) An inventory of last interglacial (sensu lato) age deposits from the Mediterranean basin: a study of isoleucina epimerisation and series dating. *Zeitschrift f. Geomorphologie. Suppl.Bd.* 62: 51-69.
- HENNINGSSEN, D., KELLETAT, D. und H. HAGN (1981) Die quartären Äolianite von Ibiza und Formentera (Balearen, Mittelmeer) und ihre Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der Inseln. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 31: 109-133.

- HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J., SOMOZA, L., REY, J. and L. POMAR (1994) Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: Model for very high resolution sequence stratigraphy. *Marine Geology*, 120: 129-174.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1931) El problema de las terrazas pliocenas y pleistocenas en 1931. Memoria presentada al Congreso de Geografía de París. *Bol. Soc. Geogr. Madrid*, 71: 289-338.
- HESP, P.A. and B.G. THOM (1990) Geomorphology and evolution of active transgressive dunefields. NORDSTROM, K.F., PSUTY, N.P. and R.G.W. CARTER (eds.) *Coastal Dunes. Form and Process*. Chichester, J. Wiley. Cf. pp. 253-288.
- KELLETAT, D. (1985) Zonalität von Küstenformen und Küstenformungsprozessen im Mittelmeergebiet. Ergebnisse eines Forschungsprogrammes. *Berliner Geographische Studien*, 16: 169-189.
- LA ROCA, N. (1991) La sismicidad en la mitad sur del País Valenciano desde el punto de vista de los movimientos de masa. *XII Congreso Nacional de Geografía. Sociedad y territorio*. Valencia, Universitat de València. Cf. pp. 179-186.
- LÓPEZ CASADO, C., ESTÉVEZ, A., PINA, J.A. y C. SANZ (1987) Alineaciones sismotectónicas en el Sudeste de España. Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas. *Mediterránea. Ser. Geol.*, 6: 5-38.
- MCLAREN, S.J. (1993) Use of cement types in the palaeoenvironmental interpretation of coastal aeolianite sequences. PYE, K. (ed.) *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*. London, Geological Society. Geol. Spec. Public. 72: 235-244.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W. *et al.* (1991) Ciclos eustático-sedimentarios del Neógeno en el Golfo de Valencia. *I Congreso Grupo Esp. Terciario, Vic, 1991*. Barcelona, Universitat de Barcelona. Cf. pp. 206-209.
- MATEU, G. (1985) Nuevos datos micropaleontológicos para interpretar el glaciotecono-eustatismo del Pliopleistoceno de Baleares (Mediterráneo occidental). *Geomorfología litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda*. Valencia, Universitat de València. Cf. pp. 61-76.
- MATEU, J.F., MARTÍ, B., ROBLES, F. y J.D. ACUÑA (1985) Paleogeografía litoral del Golfo de Valencia durante el Holoceno inferior a partir de yacimientos prehistóricos. *Geomorfología litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda*. Valencia, Universitat de València, Cf. pp. 77-101.
- MEZCUA, J. y J.M. MARTÍNEZ SOLARES (1983) *Sismicidad del área ibero-mogrebí*. Madrid, Instituto Geográfico Nacional. 299 pp.
- MONTENAT, CH., OTT, P. and P. MASSE (1987) Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogen Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centre Rech. Elf-Aquitaine*, 11: 1-22.
- NAVARRO, A., VILLALÓN, C. y E. TRIGUEROS (1959) El Cuaternario marino de la Sierra Helada (Alicante) y la tectónica reciente. *Notas y Comunic. Inst. Geol. Min.*, 56: 25-32.
- NOVO, P. (1915) Reseña geológica de la provincia de Alicante. *Bol. Inst. Geol. Min.*, 36: 57-148.
- REY, A. (1951) *Estudio sismotectónico de la región Sureste de España*. Madrid, Instituto Geográfico y Catastral. 52 pp.
- REY, J. y M.P. FUMANAL (1996) Cuaternario submarino frente a la Serra Gelada (Alicante) y sus implicaciones eustático-paleogeográficas. *Cuad. de Geogr.*, 60: 243-258.
- REY, J., FUMANAL, M.P., FERRER, C., VIÑALS, M.J. y A. YÉBENES (1993) Correlación de las uni-

- dades morfològiques cuaternaries (domini continental i plataforma submarina) del sector Altea-la Vila Joiosa, País Valencià (Espanya). *Cuad. de Geogr.*, 54: 249-267.
- RÍOS, J.M., VILLALÓN, C., TRIGUEROS, C. y A. NAVARRO (1960) *Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 848. Altea*. Madrid, Instituto Geológico y Minero. 99 pp.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1977) Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. II) Tectónica. *Bol. Geol. Min.*, 88: 273-299.
- RODRÍGUEZ DE LA TORRE, F. (1980) Catálogo sísmico de la actual provincia de Alicante hasta el final del siglo XVIII. *Rev. Inst. Est. Alicantinos*, 30: 107-133.
- ROHDENBURG, H. und U. SABELBERG (1973) Quartäre Klimazyklen im westlichen Mittelmeergebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung. *Catena*, 1: 71-180.
- ROSSELLÓ, V.M., ESTEBAN, V., YÉBENES, A. y M.P. FUMANAL (1995) Les Penyes de l'Albir: geomorfología litoral cuaternaria. ALEXANDRE, T. y A. PÉREZ-GONZÁLEZ (eds.): *IX Reunión Nacional sobre Cuaternario. Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*. Madrid, C.S.I.C.-AEQUA. Cf. pp. 3-14.
- SANTANACH, P. et al. (1980) Neotectónica de las regiones mediterráneas de España. *Bol. Geol. Min.*, 41-2: 417-440.
- SANZ, C. (1983) Los accidentes y fracturas principales de las cordilleras Béticas. *Est. geol.*, 39: 157-165.
- SANZ, C. (1990) Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean. Miocene to present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- SHORT, A.D. (1988) The South Australia coast and Holocene sea-level transgression. *The Geogr. Rev.*, 28-2: 119-136.
- SOLÉ, LL., PORTA, J. et N. SOLÉ (1957) Les formations quaternaires du Levant. Livret-guide de l'excursion L. Levant et Majorque. *INQUA V Congrès Int. Madrid-Barcelona*. Cf. pp. 9-24.
- STEARNS, CH. E. (1985) Los ratios $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ de los moluscos mallorquines, revisitados. *Geomorfología litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda*. Valencia, Universidad de Valencia. 196 pp. Cf. pp. 189-196.
- TSOAR, H. (1990) Trends in the development of sand dunes along the southeastern Mediterranean coast. BAKKER, Th.W., JUNGRIUS, P.D. and J.A. KLIJN (eds.) *Dunes of the European Coasts. Catena Suppl.* 18. Cf. pp. 51-60.
- VANNEY, J.R. et M. GENNESSEAU (1979) Propositions relatives à la toponymie marine de la Méditerranée occidentale. *Ann. Inst. Océanographie Paris*, 55-2: 185-194.
- VANNEY, J.R. et L. MENANTEAU (1979) Types de reliefs littoraux et dunaires en Basse Andalousie. *Mélanges de la Casa de Velazquez*, XV: 5 - 52.
- VIÑALS, M.J. (1995) Formaciones litorales fósiles en la costa de Moraira (Alicante). *El Cuaternario del País Valencià*. Valencia, AEQUA-Universitat de València. 262 pp. Cf. pp. 187-192.
- VOGT, TH. (1975) Types de croûtes calcaires en France méditerranéenne d'après l'étude micrographique. *C.R. Colloque "Types de croûtes calcaires et leur repartition régionale"*. Strasbourg. Cf. pp. 53-60.
- ZAZO, C. et al. (1981) Ensayo de síntesis sobre el Tirreniense peninsular español. *Est. geol.*, 37: 257-262.
- ZAZO, C., GOY, J.L., DABRIO, C.J., BARDAJI, T., SOMOZA, L. and P.G. SILVA (1993) The Last Interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, 7: 109-117.

ZAZO, C. *et al.* (1994) Variaciones del nivel del mar: Estadios isotópicos 7, 5, y 1 en las costas peninsulares (S y SE) e insulares españolas. *Gibraltar during the Quaternary*. *AEQUA Monografías*, 2: 26-35.