

CANVIS DE NIVELL I DE SALINITAT DE LA MEDITERRÀNIA OCCIDENTAL DURANT EL NEOGEN I EL QUATERNARI

Oriol Riba i Arderiu *

Rebut: desembre 1980

RÉSUMÉ

Changements du niveau de la mer et de la salinité en Méditerranée occidentale pendant le Néogène et le Quaternaire

Pendant le Néogène et sur les côtes des Pays Catalans (Catalogne, Valence, Baléares) ont été décelées trois transgressions séparées par deux régressions (fig. 1): 1, transgression du Burdigalien sup.-Langhien inf.; la plus étendue sur les côtes ibériques et baléares. 2, une régression assez peu importante pendant le Serravallien, contemporaine d'une phase orogénique des îles Baléares et des chaînes Bétiques. 3, transgression du Tortonien, post-tectonique. 4, la grande régression du Messinien, ou grande descente du niveau de la mer (dessèchement?) méditerranéenne, accompagnée de la «crise de salinité». 5, transgression (ou remplissage) du Pliocène inférieur et moyen, ayant eu, en général, moins d'étendue sur les rivages que celle du Miocène inférieur. Les dépôts pliocènes sur la côte sont encaissés dans ceux du Miocène, et séparés par une discordance angulaire ou de ravinement. Le Quaternaire ancien est très mal connu le long des côtes de la Catalogne et de Valence, sauf dans le domaine bétique (cap de la Nau et Baléares). En général, les oscillations glacio-eustatiques du Pleistocène inférieur et moyen sont encore assez mal connues et posent de graves problèmes de datation et de corrélation à cause des affleurements rares et discontinus, de l'imprécision des datations absolues et des critères paléobathymétriques. La courbe eustatique devient plus précise au Pleistocène supérieur et à l'Holocène (figs. 4, 5 et 6). Aux époques ana- et cataglaciares la stratification des eaux méditerranéennes aurait provoqué le dépôt des vases organogènes. D'autre part, le versement d'importantes masses d'eaux douces aux époques de fonte glaciaire procédant des grands fleuves européens et de la Mer Noire, aurait fait descendre la salinité des eaux superficielles. La descente des températures en surface de la Méditerranée orientale, pendant les glaciations, serait de l'ordre de 4 à 6° C; dans le bassin occidental, quoi qu'on n'a pas encore fait des mesures, le refroidissement serait semblable.

* Departament d'Estratigrafia. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. Gran Via de les Corts Catalanes, 585. Barcelona, 7.

INTRODUCCIÓ

Fou Eduard SUESS (1906) qui va proposar el terme de «moviments eustàtics» per a les oscil·lacions del nivell general de la mar. Va proposar tres maneres de demostrar-les al llarg de la història terrestre. En primer lloc, mitjançant l'estudi de les línies de costa antigues, és a dir, la identificació de platges aixecades o submergides respecte al nivell actual. Aquest mètode solament és utilitzable per als moviments registrats durant el pleistocè (o quaternari). En segon lloc, proposava un estudi extensiu de les mars epicontinentals (o extensió de les fàcies marines), des del punt de vista paleogeogràfic i a cada moment de la història terrestre. I, en tercer lloc, proposava Suess, l'estudi de les seqüències estratigràfiques; la successió vertical, a un lloc determinat, de les fàcies transgressives o, si voleu, de les fàcies marines i continentals. Aquests dos mètodes darrers són els que proposen HALLAM (1969, 1977), COOPER (1977) i TANNER (1968) i l'apliquen per al juràssic i el cretaci d'arreu del món, i en fan la crítica. Són també els mètodes que he emprat per al neogen de les vorades de la Mediterrània occidental (RIBA, 1981).

Les causes que poden haver produït aquests canvis tan remarcables del nivell de la mar són, per una banda, de natura glacial; és a dir les variacions del contingut aquífer de l'oceà provocades per la detracció de grans volums d'aigua que, en forma de glaç, s'han acumulat damunt els continents. Cada glaciació pleistocènica ha produït un descens eustàtic seguit per una ascensió en acomplir-se el desglaçament. A més de les oscil·lacions glacials pleistocèniques, sembla que n'hi hagué una de precursora, a la fi del miocè coincidint amb la crisi messiniana. Fou la primera de l'era primària ençà.

D'altra banda, les oscil·lacions eustàtiques han estat causades per les variacions de la capacitat de les conques oceàniques, tot considerant que el volum d'aigua no hagi canviat. Hom creu que aquesta causa és pot adduir per a tot el mesozoic i una gran part del cenozoic —com hem dit, fins a la fi del miocè— pel fet d'haver estat el clima mundial molt càlid i de no haver-hi hagut cap continent englaçat. Aquestes variacions de la capacitat oceànica han fet que, si aquesta capacitat augmenta, hi ha regressió i descens del nivell de les aigües; i si, en canvi, disminueix, hi ha transgressió

de les aigües, les quals formen mars epicontinentals i una ascensió generalitzada del nivell de tots els oceans. Aquestes variacions són provocades per la dinàmica de l'escorça terrestre, especialment de les dorsals oceàniques i de les àrees de subducció. Una elevació general de les dorsals amb expansió de les plaques oceàniques, segons RONA (1973) i BROOKFIELD (1974), comportaria una minva de la capacitat del vas oceànic i l'ocurrència d'una transgressió a escala terrestre; per contra, els estadis d'inactivitat cortical, durién una subsidència de les dorsals, un augment de la capacitat oceànica i una regressió que afectaria les àrees continentals. Sense fer-ne esment, tant JOHNSON (1971) com Rona renoven i redefeixen l'antiga «lleï» de HAUG (1900), sobre les transgressions i les regressions.

LES TRANSGRESSIONS I LES REGRESSIONS DURANT EL NEOGEN

Pel que fa a la Mediterrània, l'estudi de les transgressions i regressions mitjançant els mètodes suara esmentats es complica força perquè és una conca marina mal comunicada i que, en certs moments, pot haver quedat closa. També cal tenir present el dinamisme molt actiu que ha sofert durant tot el terciari. En fer l'anàlisi estratigràfica, cal sostreure dels valors de la paleobatimetria els moviments soferts pels fons abissals o pel marge continental, siguin de subsidència o d'ascensió. Afegim-hi les limitacions imposades pel nombre petit de sondatges del «*Glomar Challenger*», dos o tres, fets a la plana abissal mediterrània occidental que han enfondit més avall de les evaporites del messinià (sondatges número 372 «Menorca Rise», 121 «Alborán») i per aquesta raó cal recórrer als resultats obtinguts a la plataforma continental pels petrolers i els d'estratigrafia normal a terra ferma.

L'anàlisi sedimentològica i biostratigràfica feta en els quatre sondatges del Golf de Lleó per CRAVATE *et al.* (1974) és fidedigna. Tant en aquests sondatges com en els que han estat fets a la plataforma catalano-valenciana, també pels petrolers, hom hi troba enregistrades dues grans transgressions: la del miocè i la del pliocè. Ambdues sèries són separades per les sals o evaporites que ocupen tota la plana abissal i la part externa del marge continental però,

cap a terra, hom les troba separades per una superfície d'erosió, manifestacions volcàniques, paleocanyons, etc., i, sovint, hom les troba encaixades profundament: el pliocè dins el miocè, o bé el plio-quadernari és transgressiu, o en *overlap*, damunt de terrenys més antics que constitueixen el basament acústic de la sísmica marina.

EL MIOCÈ

El miocè és transgressiu sobre terrenys més antics, paleogens, mesozoics, etc., després d'una perllongada etapa d'emersió i d'erosió, de karstificació, de formació de paleosòls, de vulcanisme, etc. Constitueix la unitat *D* dels sismòlegs, reconeguda al marge continental, on sol tenir gruixàries de 1500 a 3000 m, i ateny els 4.000 m a certs indrets de la plana abissal. (En aquesta no s'inclouen les sals i les evaporites, també miocèniques, que s'hi superposen i que formen les unitats B i C.)

Les corbes paleobatimètriques dels quatre sondatges del Golf de Lleó donen un màxim de profunditat en el trànsit del burdigalià al langhià, o millor a l'«helvecià» s.s., tal com el defineix J. MAGNÉ (1978). Tant a Catalunya com a les costes del Languadoc i de València sembla que hi ha règim regressiu que dura tot el langhià superior i el serravalià inferior, per insinuar a continuació una breu transgressió, marcada en el sondatge «Mistral-1», però no en els tres restants del Golf de Lleó. Aquesta transgressió s'hauria esdevingut en finir el Serravalià fins a la part inferior del mesinià, moment en el qual la sèrie s'interromp, tot formant una llacuna sedimentària. Hi té lloc l'episodi de la crisi de salinitat, amb la formació de superfícies d'erosió i paleocanyons cap als marges continentals; la sedimentació marina no es reprèn fins al començament del pliocè (fig. 1).

A Catalunya, segons MAGNÉ (1978), la primera transgressió miocènica, la del burdigalià superior-langhià inferior (zones N-8 a N-10 de Blow) penetra pel Camp de Tarragona, i hi forma una sèrie de tascons que s'intercalen amb les fàcies continentals riques en vertebrats (TRUYOLS & CRUSAFONT, 1951). Però la sèrie de Montjuïc estratigràficament pertany al serravalià superior i gairebé a tot el tortonià (zones N-13 a N-16), és a dir, a la segona transgressió miocènica, la qual no té cap representació a la conca del Vallès-Penedès.

La primera transgressió del miocè, no va penetrar ni pel Baix Ebre ni per les conques del Rosselló i de l'Empordà; altrament, va engolgar-se profundament pel Languadoc.

Cap a les Bètiques i a les Illes Balears les fases de plegament intramiocèniques intervenen fortament en l'estratigrafia. A la banda SE peninsular, segons es desprèn de MONTENAT (1973, 1976, 1977a, 1977b) i d'altres autors (BIZON *et al.*, 1975; DURAN DELGA *et al.*, 1964; GONZÁLEZ DONOSO, 1977, etcètera), hi ha registrada una transgressió al Tortonià superior (o Tortonià II), els materials de la qual reposen en discordança sobre els terrenys terciaris deformats i parcialment erosionats per les fases de plegament intra-tortonià i les anteriors.

A les Illes Balears, i d'una manera anàloga amb la part oriental de les Bètiques, el miocè també s'hi presenta estratificat d'acord amb les dues onades transgressives separades per la regressió del serravalià, i la fase principal de plegament. És a dir, és relativament senzill de distingir-hi dos conjunts estratigràfics, pre- i postorogènics, separats per la discordança intra-miocènica. Els resultats de l'anàlisi estratigràfica feta per nosaltres (RIBA, 1981) coincideix amb l'obtinguda per L. Pomar (com. personal inèdita); i s'ha fet a partir d'un bon nombre de publicacions, especialment degudes a COLOM (1947, 1968, 1974, 1975a, 1975b, 1978; COLOM *et al.*, 1970, 1976, 1977; CUERDA *et al.*, 1969; MATAILLET & PECHOUX, 1978; BARÓN, 1976, 1979, 1980a i 1980b; ESTEBAN *et al.*, 1977, 1979; OBRADOR, 1972, 1973; OBRADOR *et al.*, 1971; BOURROUILH, 1973; BOURROUILH *et al.*, 1968; etc.). La transgressió burdigaliana, segons Colom, es realitza com a un «desbordament» de la mar del solc geosinclinal, situat al SE de les Illes, i dirigit cap al NW, de manera que el burdigalià, que al SE de l'illa reposa damunt l'aquitanià marí (zones N-3 i N-4) va recobrint progressivament i en discordança angular terrenys cada cop més antics i erosionats de Mallorca. El màxim transgressiu, és l'«helvecià» s.s. de Jean Magné. A l'illa d'Eivissa, la sèrie és totalment assimilable a la de Mallorca. En finir la primera transgressió miocènica, el promontori balear queda esbossat com a un llindar amb tendència a l'emersió rodejat per unes conques marines fortament subdients. Així, al centre de Mallorca, s'estableix un règim lacustre.

Amb el tortonià, i potser un temps abans (serravallia sup.) s'instaura de nou un domini marí, amb salinitat normal, que cobreix parcialment les illes i, cosa ben sorprenent, sotmès a un règim de mares. Encara que aquest fet coincidiria amb un moment en què els portals que comunicarien amb l'Atlàntic, pels solcs del Rif i de les Bètiques i també amb l'Índic, a través de Síria i Mesopotàmia (BIJU-DUVAL *et al.*, 1977) serien ampliament oberts. Les seqüències mareals però, no són acceptades per tothom (Esteban, com. pers.).

Aquestes aigües de la segona transgressió miocènica, que és post-tectònica, no arribaren a inundar totes les illes de Mallorca i Eivissa (RANGHEARD, 1969); en sobresortien els relleus muntanyosos acabats de formar. Per aquestes raons les fàcies són molt litorals i de plataforma marina, amb molt pocs foraminífers planctònics (d'ací sorgeixen les dificultats de datació i correlació); i en part són ocupades per esculls de porites i algues (ESTEBAN, 1979-1980) a Mallorca, i (BARÓN *et al.*, 1979, 1980a i b), a Menorca, Eivissa i Formentera. A Formentera, com que no hi afloren terrenys anteriors al tortonià, podem afirmar que si va existir anteriorment com a illa, va romandre enaiguada durant la segona transgressió. A Menorca, la inundació tortoniana és menys palesa. Segons la paleogeografia d'OBRADOR (1972), la comarca de Tramuntana hauria romàs emergida i hauria fornit els sediments de platja que formen la comarca de Migjorn; però Bourrouilh, en descobrir al Cap de Cavalleria un miocè marí amb coralls, i, més tard, BARÓN *et al.* (1979), en trobar a la part alta de la sèrie miocènica del Migjorn una unitat escullosa del Tortonià superior, pensen més aviat que Menorca hauria estat totalment recoberta per la segona transgressió del miocè.

Sembla que a les Illes, abans de produir-se el gran descens del messinià hi hagué una fase regressiva breu, en finalitzar el tortonià, seguida immediatament per una pulsació transgressiva, amb la qual cosa s'interromp bruscament tota mena de dipòsit, corresponent a la buidada de la Mediterrània i a la «crisi de salinitat». Aquest episodi, COLOM (1978) el descriu tot dient: «... que en general, els dipòsits tortonians s'iniciaren mitjançant unes capes d'aigua dolça o salabrosa, riques en ostràcodes i caràcies passant lentament al medi marí i, finalment, acabarien amb una

fàcies llacunar a la qual abundaria moltíssim *Cyprideis torosa* (Jones)».

Les nostres recerques (RIBA, 1981) ens confirma que les dues transgressions miocèniques i la fase regressiva del miocè mitjà foren extensives a tota la Mediterrània (fig. 1). En efecte, a l'altra banda de la nostra mar, a les conques neògenes del Xelif algerià, PERRODON (1957) les va trobar ben enregistrades. La regressió del serravallia mitjà (zones N-12 i N-13) hi és marcada per una discordança angular intraformacional. Aquest fet també ha estat assenyalat a la plana de Còrsega per ORSZAC-SPERBER (1979). A més, a les conques europees de la Paratethys (RÖGL & MÜLLER, 1978) hi hagué una fase regressiva de dessecació acompanyada de dipòsits importants d'evaporites durant el serravallia inferior, és a dir, de 14,5 a 14 milions d'anys enrera. Fou un moment en què es produí el tancament de les connexions marines de la Paratethys amb l'oceà Indo-Pacífic i amb la Mediterrània, com a conseqüència dels moviments ascensionals de la placa aràbig-africana. A l'ensem, a la Mar Roja es registra el dipòsit d'una massa extraordinàriament important d'evaporites, per efecte de l'oclusió de l'istme de Suez, quan l'estret de Bab el Màndeb encara no existia.

El messinià o andalusia

El messinià o andalusia és assenyalat a la Mediterrània per una regressió molt important, molt més important que a la resta dels oceans mundials. Fou més que una regressió, fou un descens causat pel dessecament d'una gran part de les aigües mediterrànies. Lyell, vers 1833, ja féu remarcar, en definir les sèries miocèniques i pliocèniques mediterrànies, que entre l'una i l'altra hi havia un salt molt important en la composició de les faunes marines. L'origen eustàtic de l'engorjat de la vall del Roine, fossilitzat pel pliocè, fou quelcom que féu rumiar els geòlegs francesos; DENIZOT (1952) va pensar que el descens hauria estat causat per una eixugada d'aigües tot deixant «els fons ocupats per uns estany salabrosos i llacunes de concentració d'evaporites». SELLI (1954) estengué la dessecació a tota la Mediterrània. Aquesta alteració de la paleogeografia també fou presentada pels paleontòlegs. Concretament, M. CRUSAFONT (1958), en una conferència

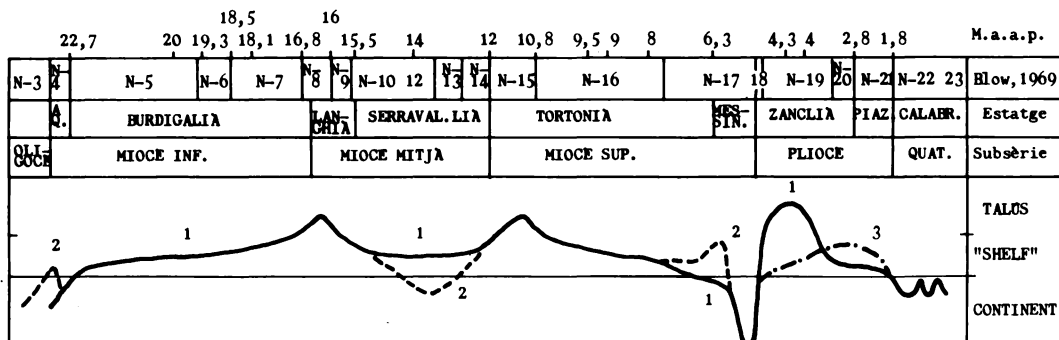


FIG. 1. Oscil·lacions eustàtiques durant el neogen a la Mediterrània (segons RIBA, 1981). Corba 1, deduïda de les fàcies del sondatge Mistral-1 (CRAVATTE *et al.*, 1974); Corba 2, a Mallorca. Courbe eustatique de la Méditerranée pendant le Néogène. Courbe 1, d'après les faciès du sondage Mistral-1 (CRAVATTE *et al.*, 1974); courbe 2 établie à Majorque; courbe 3, établie au Languedoc.

feta a Finlàndia, ja féu remarcar que en el trànsit del vallesià al turolità hi havia hagut una forta regressió marina de la Mediterrània, la qual «va atènyer nivells extraordinàriament baixos» i va crear un nombre importants de «ponts» intermediaris capaços d'actuar com a noves vies de migració de la fauna continental. El clima, d'acord amb les associacions faunístiques, esdevindria sec, i el paisatge vegetal, àrid. Els mapes que acompanyen aquesta conferència són ben il·lustratius en aquest sentit.

Les recerques de sísmica marina, iniciades durant la dècada dels anys seixanta, dugueren la descoberta d'uns reflectors molt pròxims a la superfície del fons marí que hom va identificar com a salins i evaporítics. En efecte, damunt la unitat D, esmentada per al miocè, hi foren establertes dues unitats a la plana abissal. La unitat C és una unitat «transparent» que s'ondula sovint formant intumescències i doms, i ocupa tot el fons abissal de la conca mediterrània occidental. Hi pot atènyer un gruix de 1.800 m i seria constituïda per halita. És la unitat salina inferior. Damunt d'aquesta es superposa la unitat B, i formada per una sèrie de reflectors molt patents, d'uns 600 m de potència, i és constituïda per una seqüència rítmica d'evaporites (sulfats) alternant amb lutites; és la unitat evaporítica superior. La comprovació no es féu esperar; foren els sondatges del «Glomar Challenger» de la primera campanya mediterrània (Leg 13) de l'any 1970 els que varen confirmar la presència d'aquesta massa d'evaporites, la qual, se-

gons les datacions micropaleontològiques, pertany al messinià superior. El pliocè que s'hi superposa és marí i pertany a fàcies d'aigües molt pregones. De bell antuvi, l'anàlisi dels testimonis obtinguts en els esmentats sondatges feren concloure, a l'equip científic embarcat, que el dipòsit d'evaporites (unitat B) s'havia realitzat sota una capa d'aigües somes i il·luminades: la presència de filaments d'algues clorofícies, i d'esquerdes de dessecació ho semblaven confirmar, la qual cosa pressuposava una dessecació generalitzada de les aigües de la Mediterrània amb la precipitació de les sals que aquestes contenien, com a conseqüència del tancament de tots els portals que comunicaven amb els oceans. L'acceptació d'aquesta hipòtesi de treball implica la conformitat amb un model sedimentari de dessecació d'una massa d'aigua marina, i el rebuig d'un altre model, relativament modern, proposat per SCHMALZ (1969) que consisteix en la precipitació de les sals dins una conca d'aigües profundes, confinades i estratificades per densitats, en què la precipitació de les sals de l'aigua marina s'esdevé sota la capa d'aigües saturades tocant el fons, i per efecte d'una intensa evaporació superficial. Aquest model, anomenat «model d'aigües marines i conca profunda» (*deep water, deep sea basin model*), implica un potent flux d'entrada (*inflow*) d'aigües atlàntiques a través d'un llindar som i sense corrent d'eixida (*outflow*) com ara ocorre a l'estret de Gibraltar, el qual compensaria la pèrdua d'aigua per evaporació i el manteniment del nivell de la nostra mar igual, o molt feblement

per sota, al de l'oceà. No cal dir que de la teoria d'aquest autor no s'infereixen conseqüències paleogeogràficament importants com ocorre amb les que han estat admeses per la majoria d'autors.

Els models que invoquen un tancament de la Mediterrània parteixen del fet actual que el balanç hídric de la nostra mar és deficitari o negatiu; és a dir, que amb mil anys i escaig tot el volum d'aigua podria evaporar-se, abandonant una gruixa d'uns 20 m d'evaporites. Però com que els registres sísmics han demostrat que els dipòsits centrals poden atènyer més de 2.000 m, cal pressuposar que s'establí durant la primera fase del dipòsit, vull dir durant el dipòsit de la unitat salina inferior, una alimentació no discontinua d'aigua marina que podria representar un centenar de vegades la capacitat de la Mediterrània. Els testimonis dels sondatges del DSDP (*Deep-Sea Drilling Project*) pertanyents a les evaporites superiors revelen diversos cicles d'inundació i de dessecació. S'hi han reconegut filaments de cianofícies associades a dolomites. Això pressuposa uns dipòsits formats sota aigües il·luminades que permeteren la vida de les algues, les quals són substituïdes pels dipòsits d'anhidrita en condicions de *sebka*. El fons de la Mediterrània esdevindria, doncs, una conca de concentració, amb aigües somes i moments de sequedat total, i d'altres amb aports d'aigües, adés d'origen marí, adés de procedència continental. Però de la unitat salina inferior, no hi ha testimonis de sondatge, i solament hom disposa dels afloraments sicilians. VAN COUVERING *et al.* (1976) van emetre la hipòtesi, molt versemblant, que la dita sal inferior hauria pogut haver-se dipositat per concentració, d'acord amb el model de Schmalz, mentre que la unitat evaporítica superior hauria exigut la dessecació, d'acord amb les observacions dels testimonis dels sondatges DSDP.

La presència d'esculls corallins d'edat tortoniana i messiniana tot al voltant de la Mediterrània meridional (vegeu l'article recent d'ESTEBAN, 1979-1980) posa una sèrie de problemes molt discutits encara. Els esculls miocènics, a mida que són més moderns es van empobrint en formes i, en atènyer el messinià, gairebé tots són formats pels *porites*, grup de coralls que poden resistir condicions molt adverses de salinitat, de temperatura i de terbolesa d'aigües. Amb tot i això, a Santa Pola hi

ha un escull molt ben desenvolupat, descrit per ESTEBAN & GINER (1977) i ESTEBAN *et al.* (1977), qualificat d'aberrant pel que fa a la seva composició. És correlacionat amb el Complex Terminal, equivalent de la part alta del messinià i de la part superior de la unitat evaporítica. Aquest escull és constituït, si més no, per set episodis o ritmes superposats, compostos per colònies de *porites* que alternen amb estromatòlits recoberts d'oolites. Aquesta alternança tan sorprenent és interpretada com l'efecte d'un seguit d'oscil·lacions del nivell de la mar. Així, en descendir la mar, tot l'edifici corallí deuria quedar emergit i subjecte a una llixiviació, karstificació i erosió. Seguint la interpretació d'Esteban, l'escull seria novament inundat per un ascens de les aigües, aquest cop de salinitat molt variable, d'hipersalines a salabroses, d'origen continental; la qual cosa permetria el desenvolupament dels estromatòlits. Nova emersió, i erosió, i seguidament, nova inundació amb aigües marines normals que comportarien la nova colonització del vell edifici amb *Porites*. Tot aquest conjunt de ritmes carbonatats creix verticalment i horitzontal i s'hi enregistren diversos cicles. Hi ha, doncs, una clara alternança d'aigües, unes de salinitat normal, d'influx atlàntic, amb d'altres de salinitat molt variable, causades per l'evaporació i concentració d'aigües continentals (podrien ésser l'equivalent occidental del Lago Mare). Aquestes oscil·lacions eustàtiques, segons l'apreciació d'Esteban, tindrien, pel cap baix, l'alçària de l'edifici escullós; és a dir que serien de l'ordre dels 200 a 400 metres. L'esmentat autor s'adhereix a l'afirmació de MONTENAT (1977c) sobre el fet que les formacions esculloses i les evaporites superiors són contemporànies, encara que no n'hi ha proves concloents. Cada ritme *porites*-estromatòlits correspondria mar enfora a un dels ritmes de les evaporites superiors.

Pel que fa a la morfologia de la conca ja de primer antuvi, em refereixo a 1970, any de la primera campanya del «*Glomar Challenger*» del DSDP, es va produir el desacord entre diversos investigadors embarcats: ¿És que la nostra Mediterrània presentava durant el messinià la mateixa morfologia, i les mateixes profunditats que la conca actual (sempre per davall dels 1.500 m) o bé era una conca més soma, d'uns 200 a 500 metres? Aquesta pregunta que sembla intrascendent, va provocar la

primera controvèrsia sobre les qüestions del messinià, una controvèrsia que ha perdurat deu anys i encara és ben viva; car si es tracta del model de conca profunda (*deep basin, shallow water model*), o el d'una conca soma (*shallow basin, shallow water model*), els processos que en depenen, siguin sedimentaris, erosius o geodinàmics o paleobiològics, esdevenen força distints. El model de conca profunda amb aigües somes el varen proposar HSÜ, CITA & RYAN (1973, realment la bibliografia és molt nodrida; vegeu-ne una de les darreres publicacions: CITA (1980), on trobareu nombroses referències) i el model de conca poc profunda i d'aigües somes, ho fou per NESTEROFF (1973) i un bon nombre d'altres autors. No em sembla escaient aquí reproduir-ne l'anàlisi i els comentaris, publicats en un altre lloc (RIBA, 1981), però vull comentar que no em sembla que ni de lluny el problema de la paleobatimetria s'hagi de resoldre amb els migrats elements de judici que tenim a l'abast.

Si hom jutja tots els arguments aportats en suport d'un model o altre, es fa ben feixuc de prendre-hi partit. Però si seguim G. BUSSON (1979), caldrà tenir present que el model de conca profunda duu implícitament el fixisme estructural, segons el qual la configuració de la conca mediterrània actual, i concretament la seva profunditat, ja s'hauria realitzat abans del dipòsit salífer messinià, i té per resultat de tallar en dos el món mediterrani: per una banda, al marge continental de la nostra mar hi ha hagut una extraordinària mobilitat de neotectònica i, per altra, un fixisme o immobilitat estesos a tots els dominis abissals. FABRICIUS *et al.* (1978) fan també algunes consideracions sobre els efectes erosius catastròfics que hauria suposat la buidada i reompliment successius d'una conca tan profunda com l'actual. Tot plegat em duen a pensar que el panorama del Neogen ha estat mobilista i que la subsidència de la mar, i l'aixecament epirogènic de les masses continentals i la tectònica en general, han estat movent-se, a batzegades si hom vol, durant tota la història que ara contemplem.

Per altra banda, jo em pregunto si els foraminífers bentònics «d'aigües molt pregones» que han estat trobats a les primeres capes del pliocè transgressiu, sobre les evaporites messinianes, no haurien pogut haver viscut sota aigües quelcom més somes. Cal recordar que aquest és un dels

arguments més importants adduïts per HSÜ, CITA & RYAN (1979) en suport a llur model. Els meus dubtes rauen en l'aplicació del principi de l'actualisme a la paleobatimetria d'uns foraminífers que han viscut ara fa cinc milions d'anys en unes condicions oceanogràfiques de temperatura, salinitat, oxigenació, etc., molt poc conegudes, en ésser comparats amb uns altres foraminífers homotàxics, actuals, que viuen sota unes aigües de mars intertropicals i més obertes.

La causa llunyana de la crisi messiniana

Hi ha molts autors que invoquen el control tectònic exercit pels llindars d'accés d'aigües cap a la Mediterrània com a causa primària de la crisi de dessecació messiniana. Foren, però, NESTEROFF & GLAÇON (1975) els primers que varen suggerir que els nombrosos cicles evaporítics observats dins la sèrie messiniana superior haurien estat produïts per oscil·lacions eustàtiques correlatives de les pulsacions d'una glaciació fini-miocènica i de l'Antàrtida. Més tard, VAN COUVERING *et al.* (1976) veuen en la *caliza tosca* de l'Andalusia atlàntica (on ningú no dubta de la continuïtat miopliocènica), un testimoniatge d'una regressió marina molt evident, la qual cosa no pot ésser explicada per la dessecació mediterrània. Al seu torn, la *caliza tosca* andalusa fou correlacionada amb la Formació de Kapitean, de Nova Zelanda, a la qual hi ha enregistrada també una caiguda eustàtica del nivell marí associada a un refredament climàtic molt intens. Per altra banda, el sondatge DSDP (Leg 28) fet a la Mar de Ross ha revelat una fase de gran expansió de la banquisa en aquest moment històric. Aquest fet ha estat comprovat arreu del Pacífic, i el descens eustàtic mundial pot haver estat de l'ordre dels 50 a 70 m.

Ara bé, hom s'ha preguntat si entre aquesta glaciació de l'Antàrtida i l'assecamment de la Mediterrània hi ha una relació d'efecte a causa. VAN COUVERING *et al.* (1976) opinen que no n'hi ha. Però ADAMS *et al.* (1977) calculen que un cop iniciada la glaciació, s'hi afegiren els efectes de la sedimentació de les sals a la Mediterrània que va detreure un 6 per 100 de les sals de l'oceà mundial i que aquest fet, com ja deia WEYL (1968), va apujar el punt de congelació de les aigües marines. D'això es derivaria un considerable augment de l'ex-

tensió de la banquisa i al seu torn un augment de l'albedo terrestre i un refredament general del clima mundial. M. CITA (1980) corrobora aquesta hipòtesi en correlacionant les dades de la Mediterrània amb les del sondatge del Cap Bojador (Site 397, Leg 47A, DSDP), però afirma que fou la dessecació el fenomen que va desencadenar la glaciació. Hi ha per tant dues hipòtesis: la primera que el descens glacio-eustàtic fou allò que provocà el tancaament i eixugada de la Mediterrània; la segona que la desalinització causada per la Mediterrània va desencadenar la glaciació. Mig en broma, la primera hipòtesi va ésser comparada amb la imatge de «la cua temperada del gos polar», i la segona amb «la cua polar del gos temperat».

EL PLIOCÈ

El pliocè és una sèrie ben coneguda arreu de la Mediterrània, i que ha estat dipositada durant la darrera i tercera gran transgressió del nostre neogen. Sobevingué aquesta transgressió sobtadament, segons sembla, després de la breu, però molt transcendental «crisi de salinitat» messiniana. La transgressió pliocènica sembla que és d'origen eustàtic arreu de l'oceà mundial; però a la Mediterrània va lligada al reompliment de la conca, buidada durant l'edat anterior.

Tot fa creure que el màxim transgressiu del pliocè va escaure's a la part inferior d'aquesta sèrie (així queda testimoniada en els sondatges del Golf de Lleó (CRAVATTE *et al.*, 1974) i en altres documents, i, a partir d'aquest màxim transgressiu, el nivell de la mar va anar descendant poc a poc fins a l'entrada del pleistocè, moment en què s'esdevenen les glaciacions i els descensos eustàtics corresponents.

La transgressió pliocènica va comportar un repoblament de la fauna i de la flora de la conca mediterrània, especialment per Gibraltar, llinar que es va obrir definitivament a partir de l'esmentat reompliment. Però hi ha qui suggereix també alguna entrada d'aigües índiques a través de l'estret de Suez, via Mar Roja (GRECCHI, 1978; WRIGHT, 1979-1980), en estudiar els molluscs pliocènics i els foraminífers.

El pliocè, del punt de vista de l'estratigrafia sísmica, pertany a la unitat A. La part superficial és ben llitada, i representa el quaternari; la part inferior és «transpa-

rent» amb reflectors discontinus i febles, és pliocènica. La potència oscil·la entre 800 i 1.500 m.

El pliocè és menys transgressiu, en general, que el miocè, pel que fa a les nostres costes. S'introdueix per vies noves als golfos del Rosselló i de l'Empordà, pel Roine, pel Baix Llobregat i el Baix Ebre; i entra profundament pel Baix Segura i a les comarques de la Marina o del Cap de la Nau. A les Illes Balears, fins fa relativament poc el pliocè no hi havia estat reconegut. BOURROUILH (1963) el va assenyalar per primer cop al cap de Cavalleria, a Menorca; més tard, CUERDA *et al.* (1969) feren la troballa a Mallorca d'una línia de platja d'edat «astiana», damunt la plataforma miocènica de Lluçmajor, amb la qual cosa hom pot acceptar que la mar transgressiva del pliocè va sotaiguar una part important del sud-est de l'illa. Sota aquests dipòsits costaners del pliocè alt hi ha el pliocè marí que ocupa una depressió encaixada en el miocè «recifal» messiniana de la badia de Ciutat de Mallorca i que roman ocult per sota els alluvions que s'estenen entre Ciutat i Alcúdia, segons BARÓN & COLOM (en premsa). Aquests resultats estratigràfics s'acorden amb els escrits d'Esteban i col·laboradors i s'han obtingut segons uns sondatges fets per Obres Públiques.

La migració de les faunes terrestres durant el neogen

La dispersió i les migracions de les faunes de mamífers terrestres durant el neogen constitueix un tema força debatut pels especialistes. Solament desitjo fer-hi alguns comentaris. Nombroses publicacions han anat apareixent sobre les migracions en relació amb les oscil·lacions eustàtiques de la Mediterrània, els ponts intercontinentals i el paper que hauria exercit la dessecació durant el messiniana.

JAEGER *et al.* (1977) fan remarcar que entre -17 i -15 Ma, és a dir, durant la primera transgressió miocènica del burdigalià i langhià, les faunes de rosegadors eren completament distintes a banda i banda de l'estret de Gibraltar. Aquest endemisme recíproc es trenca per la immigració sincrona, cap als -13 a -12 Ma, és a dir, durant la regressió serravalliana. És cap al miocè superior (menys de 7 Ma; el messiniana o andalusià) quan apareixen a Salobreña diverses faunes de rosegadors africans.

Durant el turolia, les faunes africanes, com els hipopòtams i els porcs espins, s'estenen cap a la Venta del Moro i a Terol. Gairebé tots els paleontòlegs que han tractat de la qüestió dels intercanvis faunístics entre ambdós continents estan d'acord a admetre la connexió messiniana: CRUSAFONT, de BRUIJN, AZZAROLI & GUAZZONE (1979-1980), GIBERT & AGUSTÍ (1977).

A les Illes Balears, la darrera connexió amb el continent tingué lloc, molt probablement, durant la crisi messiniana. El rupricaprí *Myotragus* de Mallorca i Menorca hi deuria immigrar en aquest moment per esdevenir endèmic amb les faunes pliocèniques i quaternàries. Ja varen opinar així COLOM (1966, 1978), ADROVER (1972) i CUERDA (1975). Cal dir que la hipòtesi d'ALCOVER (1976), que relaciona la immigració del *Myotragus* amb els descensos glacio-eustàtics pleistocènics, no és gaire plausible, si hom té present la topografia actual dels passatges possibles entre el Cap de la Nau i les Pitiüses i les Gimnèsiques, la qual descendeix molt per davall dels mínims eustàtics assolits durant les grans glaciacions pleistocèniques (vegeu CUERDA, 1975, fig. 16). Molt interessant és la comunicació de PONS *et al.* (1979), on descriuen una forma de *Myotragus* pliocena, el *M. antiquus*, que justifica l'ascendència finimiocènica d'aquesta immigració. D'altra banda, AZZAROLI & GUAZZONE (1979-1980) opinen que durant el messinià no pogueren haver connexions directes entre les Balears i Sardenya, si no fos fent el gran tomb pel Cap de la Nau, la costa europea fins a la Toscana, i accedint-hi per l'illa de Còrsega. Hom creu que el miocè del Cap de Cavalleria de Menorca és una prova de la inundació de l'illa i de la desaparició de la fauna abans de la crisi messiniana, pel fet de no posseir grans relleus que serveixen de refugi, com deuria haver ocorregut a Mallorca. El repoblament de l'illa s'hauria realitzat durant el messinià. Sardenya, per altra banda, després de l'aïllament pliocènic va tornar a connectar-se amb el continent a partir del pleistocè mitjà (KORSAKIS & PALOMBO, 1979), durant les regressions glacials.

LES OSCIL·LACIONS MARINES DEL QUATERNARI

Amb l'entrada al quaternari, la qüestió de les oscil·lacions eustàtiques es complica

extraordinàriament, pel fet d'introduir-s'hi el nou factor de les glaciacions com suara ja ha estat advertit. Hom admet que les glaciacions han abaixat el nivell de la mar i les fases interglacials l'han apujat. L'estudi es complica a més perquè a la corba de les oscil·lacions tectono-eustàtiques se superposa la glacio-eustàtica, d'origen climàtic (fig. 3). Les oscil·lacions glacio-eustàtiques han estat repetitives i de durada, geològicament parlant, força breus (uns 40.000 anys, si més no, les més recents). A aquesta superposició de moviments, d'origen diferent, cal afegir-hi els moviments isostàtics i tectònics dels grans compartiments de l'escorça terrestre que formen la nostra península i les illes. Aquesta és la qüestió essencial. Però, a més a més, hi ha uns altres problemes de recerca que en compliquen l'estudi. De primer, el fet que els afloraments quaternaris són, en general, molt dispersos i mancats de continuïtat, compromet molt les datacions i les correlacions paleontològiques. En segon lloc, les datacions absolutes han estat, i són encara, molt difícils d'establir. En efecte, perquè el C^{14} tan sols abasta l'holocè i la llenca superior del pleistocè; i també perquè els altres mètodes radiomètrics, com el K^{40}/Ar^{40} , són encara poc acurats per datar esdeveniments tan pròxims i breus. Per fi, que, atenant aquesta complexitat, tot fa que les hipòtesis relatives a l'origen de les glaciacions siguin força nombroses i, consegüentment, hi ha un nombre elevadíssim de publicacions que, d'una manera més o menys parcial, aborda tots aquests problemes (vegeu-ne l'assaig fet per S. REGUANT *et al.*, 1978).

No existeix encara una corba eustàtica fidedigna, ben datada i de la qual es coneixin les amplituds absolutes, en metres, de les oscil·lacions de la mar mundial. És quelcom difícil d'atènyer per ara. Hi ha diversos assaigs de reconstrucció que esdevenen més i més imprecisos a mesura que hom s'allunya del moment actual. El pleistocè antic és molt poc conegut, de la mateixa manera que el límit plio-quaternari és de posició indecisa (vegeu BONIFAY, 1975). En geologia marina, hom admet a situar-lo a $-1,8$ Ma, dins l'època paleomagnètica invertida de Matuyama, i entre els dos esdeveniments de Gilsa i d'Olduvai.

Fins fa poc, basant-se alhora en les quatre grans glaciacions alpines, hom havia establert tres grans cicles sedimentaris marins complets, de transgressió-regressió,

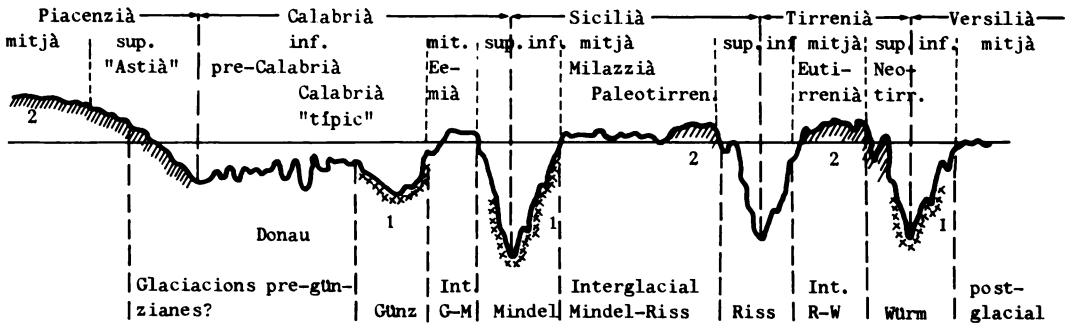


FIG. 2. Corba eustàtica de tot el quaternari (segons BONIFAY, 1964, simplificada) per explicar les unitats proposades. Hom no hi representa ni els temps absoluts ni les amplituds de les oscil·lacions. 1: faunes fredes; 2: faunes càlides.

Fluctuations du niveau des mers du Pléistocène (d'après BONIFAY, 1964, simplifiée) pour expliquer les unités proposées. Il n'y a pas de rapport avec les temps absolus et leurs amplitudes. 1: faunes froides; 2: faunes chaudes.

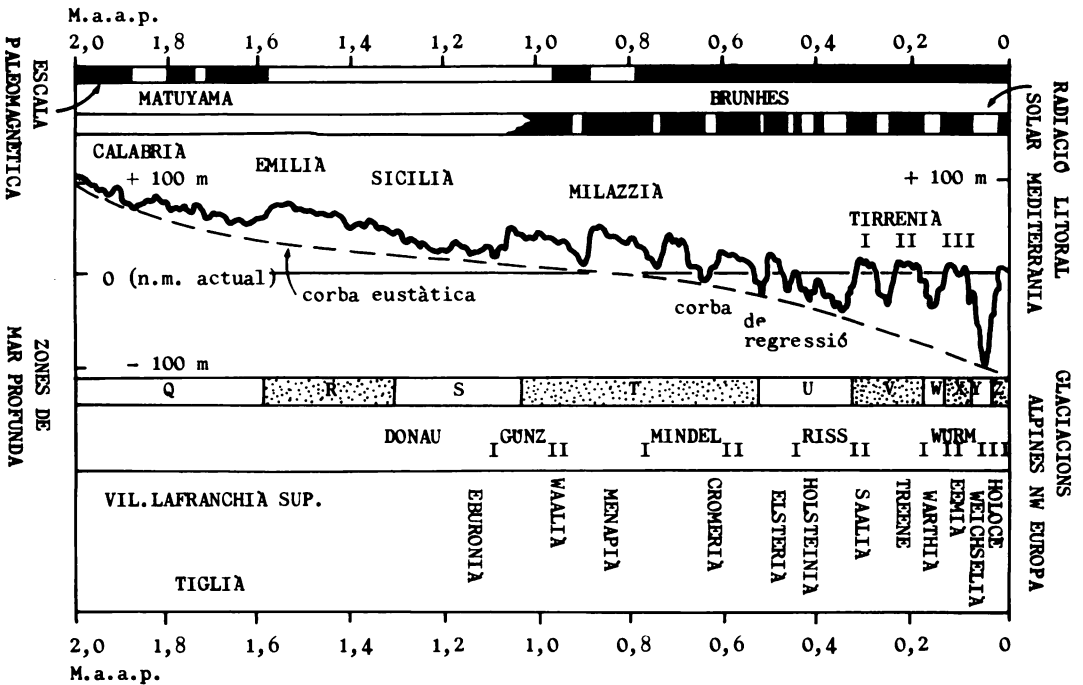


FIG. 3. La corba eustàtica pleistocènica, en relació amb la corba de regressió isostàtica, segons FAIRBRIDGE (1972), simplificada. Les oscil·lacions marines hi són datades en milions d'anys absoluts (A.P.) i d'acord amb l'escala paleomagnètica, i correlacionades amb la biozonació de mar profunda, amb les glaciacions alpines i les unitats establertes del pleistocè del NW d'Europa.

La courbe eustatique pleistocène en rapport avec celle de la régression isostatique (d'après FAIRBRIDGE, 1972, simplifiée).

que es desenvoluparen durant tot el pleistocè. Les èpoques glacials són els mínims eustàtics i determinen els límits d'aquestes unitats estratigràfiques, mentre que els màxims transgressius, segons hom veu a la figura 2, corresponen als òptims climàtics dels interglacials Günz-Mindel, Mindel-Riss i Riss-Würm. Aquestes unitats estratigràfiques han estat anomenades calabrià, sicilià i tirrenià. La regressió fini-pleiocènica enllaça (segons BONIFAY, 1964) amb el mínim eustàtic, el pre-calabrià i correspon a unes glaciacions pre-günzianes o Donau, mal conegudes. A l'altre extrem d'aquesta corba, a partir del Würmià (III), comença l'aixecament eustàtic, que correspon a un cicle inacabat avui dia, conegut amb el nom de transgressió versiliana (a la Mediterrània) o flandriana (a l'Atlàntic), que fineix ara, amb l'estabilització del nivell de la mar dels darrers segles i que ha permès l'edificació progradant de tots els deltes mundials. L'època holocènica es defineix amb aquesta darrera transgressió. En aquesta figura 2 no han estat representades les fases de cada glaciació ni els interessants o ascensos eustàtics que les separen. Ara bé, la figura 3, extreta de FAIRBRIDGE (1972) i simplificada, és molt més completa, encara que molt esquemàtica: la corba eustàtica ha estat dibuixada damunt de la corba de regressió tectono-eustàtica indicada amb trets fins; d'aquesta manera hom vol representar les altituds absolutes assolides per les platges fòssils durant els màxims eustàtics. S'hi pararelitzen, a més, les alternances amb la radiació solar, d'acord amb les teories astronòmiques, i es refereixen a l'escala dels temps absoluts en milions d'anys (Ma) abans del present (AP). Cal remarcar que les fases glacials no hi són totes i que els noms dels cicles sedimentaris no coincideixen amb els de la figura 2, de BONIFAY (1964).

Les dades esdevenen més precises cap al pleistocè superior. La corba eustàtica establerta per PERTHUISOT (1972), reproduïda a la figura 4A, fa referència a les tres oscil·lacions que hi ha hagut des de fa 130.000 anys. Segons aquest autor, les cotes assolides pels quatre màxims (comptant-hi la del moment actual) són totes pròximes a les del nivell actual, corba 1, mentre que les cotes admeses per a les mínimes són de -150 a -200 m cap als 20.000 anys (Würm III), de -50 a -80 m als 60.000 anys, i fa remarcar que la regressió dels 100.000 anys és molt mal co-

neguda i molt feble (Würm I), algunes desenes de metres a tot estirar. Però són valors encara molt discutibles i, per consegüent, purament indicatius. A la figura 4B, el mateix autor hi ha assenyalat les variacions de la insolació calculades per a una «latitud equivalent» de 65°N i 65°S, d'acord amb la teoria de Milankovitch. I a la figura 4C hi ha dibuixades les corbes de temperatures del mes de juny a la latitud de 65°N d'acord amb un model termodinàmic. La comparació d'aquestes corbes permet establir una notable concordança entre la periodicitat dels moviments eustàtics i les variacions d'insolació. Hi ha però, un deca-

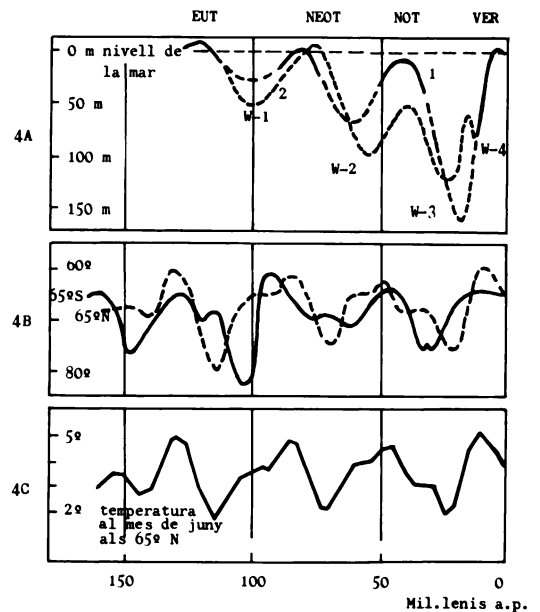


FIG. 4A: Oscil·lacions eustàtiques durant els darrers 130.000 anys A.P.: cicle tirrenià i ascens versiliana (o flandrià). 4B: variacions astronòmiques de la insolació a les regions polars (65°N i 65°S de latitud). 4C: variacions de la temperatura a 65°N de latitud. Esquema de PERTHUISOT (1972), modificat i ampliat. A la fig. 4A, la corba 1 és la proposada per Perthuisot; la 2 és la de BONIFAY (1973). Explicació: EUT: eutirrenià; NEOT: neotirrenià; NOT: neortotirrenià; VER: transgressió versiliana (o flandriana). Mínims: Würm 1; Würm 2; Würm 3; Würm 4. Fluctuations eustatiques des dernières 130.000 années A.P. (Pléistocène sup. et Holocène). 4B: Les variations astronomiques de l'insolation des régions polaires (65°N et 65°S). 4C: Variations des températures du mois de juin à 65°N (d'après PERTHUISOT, 1972, modifiée). Dans la figure 4A, la courbe 1 est celle proposée par Perthuisot, la courbe 2 correspond à BONIFAY (1973). Explication: EUT: Eutyrrhénien; NEOT: Néotyrrhénien; NOT: Néorthotyrrhénien; VER: transgression Versilienne (ou Flandrienne). Minimums: Würmien 1, 2, 3, 4.

latge entre els òptims climàtics i els màxims marins, d'uns 5.000 a 8.000 anys, la qual cosa indica que la Terra no reacciona immediatament en relació amb els canvis astronòmics. Tanmateix hom demostra que hi ha una relació de causa a efecte. Cal veure, pel que fa a les amplituds, que són quasi iguals a les d'insolació, mentre que les eustàtiques han anat augmentant de 120.000 anys ençà. Això indica que hi ha altres factors, a més dels astronòmics, que intervenen en el fenomen.

Ara bé les corbes de la figura 4A, proposades per PERTHUISOT (1972), s'acorden bastant a les proposades per BONIFAY (1973) (corba 2), llevat de l'ascens del neotirrenià, que no ateny, ni de lluny, el nivell actual, i a més hi indica l'oscil·lació del Würm IV. També s'acorden amb les corbes publicades per STANLEY & MALDONADO (1977) i represes per MALDONADO (1978). Fent ús de la mateixa representació de la figura 4A, hi he superposat els resultats de la corba eustàtica establerta per CHAPPEL (1978, figs. 5.2.1 i 5.2.2) a base dels nivells de la mar en els esculls corallins. Hom hi figura els màxims eustàtics de 120.000 a (+10 m s.n.m); 105.000 a (-15 m); 83.000 a (-20 m); 61.000 (-30 m); 45.000 (-40 m. aprox.); 35.000 (-50 m aprox.) i el mínim a 20.000 a (més de -100 m). Hom pot veure que no hi ha coincidència amb les corbes anteriors dels màxims de 105 i 61 mil·lenis; però n'hi ha

amb els màxims de l'eutirrenià i del neotirrenià (aquest, de fet es desdobra en dos de molt pròxims i, naturalment, amb el mínim del würmià III).

És particularment interessant per a nosaltres la corba eustàtica, publicada per LABEYRIE *et al.* (1976), que fa referència a la costa del Rosselló, des de -33.000 anys AP als nostres dies (fig. 5), la qual és comparada en el mateix treball amb una d'establerta a la costa occidental africana.

Atansant-nos més al moment actual, les dades disponibles permeten d'ampliar l'escala dels temps. La figura 6, extreta de TERS (1973), correspon a les petites oscil·lacions dins la corba transgressiva flandriana que hi ha hagut durant els darrers 10.000 anys AP. Hom hi ha fet les correlacions amb les darreres variacions climàtiques (segons els paleobotànics) i les indústries prehistòriques. El lapse de temps entre 20.000 i 10.000 anys que comprèn el mínim del würmià IV, no hi és tractat. Ters hi superposa les corbes de FAIRBRIDGE (1961) i de MÖRNER (1971). L'ascensió eustàtica fou ràpida des d'uns -120 m (a 17.000-20.000 a) fins al màxim marí de començament de la fase climàtica atlàntica a -8 m (7.500 anys); i a partir d'aquest moment, després de la desaparició de l'inlandis americà i escandinau, l'ascensió és més suau i és marcada per un seguit d'avenços i retrocessos de la mar fins atènyer el nivell actual poc abans de l'època romana. La corba de TERS (1973) ha estat establerta a la costa atlàntica francesa, molt estable; mentre que la de MÖRNER (1971) ho ha estat a Escandinàvia, molt afectada pels moviments isostàtics conseqüència del desglaç. He cregut escaient d'afegir-hi la corba feta per BLOCH (1965) mitjançant documents històrics, com per exemple les invasions marines de les salines vora mar. Les datacions més antigues han estat establertes mitjançant el C¹⁴. Hom hi pot veure la manca d'acordança amb la corba de Ters. Aquest darrer autor afirma que les transgressions i regressions marines són uns bons indicadors climàtics, malgrat que les condicions locals tinguin una influència en llur desenvolupament, i que siguin menys sensibles que els indicadors fornits pels diagrames polítics. I no dubta que hi ha una dependència directa entre les fases eustàtiques i les avançades i retrocessos glacials, les quals tenen lloc com a conseqüència de les variacions de l'activitat solar. Allò que manca

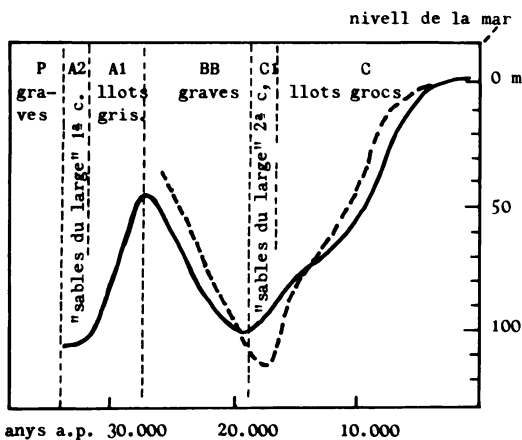


FIG. 5. Corba eustàtica establerta per J. LABEYRIE *et al.* (1976) a la costa del Rosselló, de 33.000 a.A.P. als nostres dies.
Courbe eustatique établie sur la côte du Roussillon, depuis 33.000 a.A.P., par LABEYRIE *et al.* (1976).

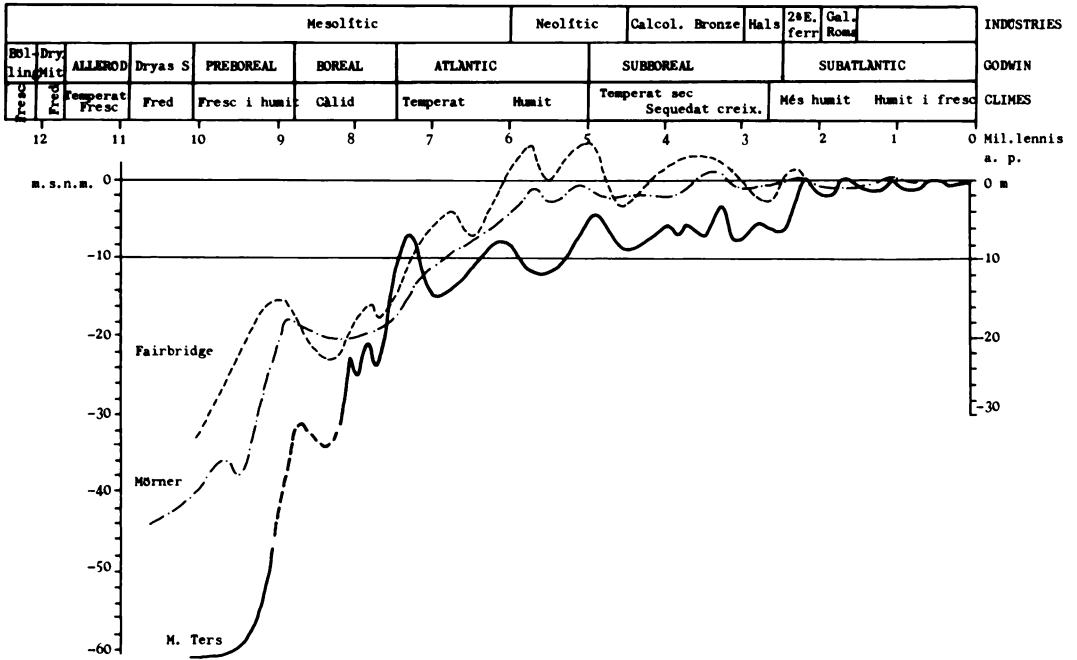


FIG. 6. Corba de les oscil·lacions de la transgressió flandriana (o versiliana) de 10.000 a.A.P. ençà, enregistrada a la costa atlàntica, segons TERS (1973) simplificada. Les altres dues corbes són de FAIRBRIDGE (1961) i de MÖRNER (1971).
 Courbe de la transgression Flandrienne depuis 10.000 a.A.P., enregistrée sur la côte atlantique française, d'après TERS (1973), simplifiée. Les deux autres courbes appartiennent à FAIRBRIDGE (1961) et à MÖRNER (1971).

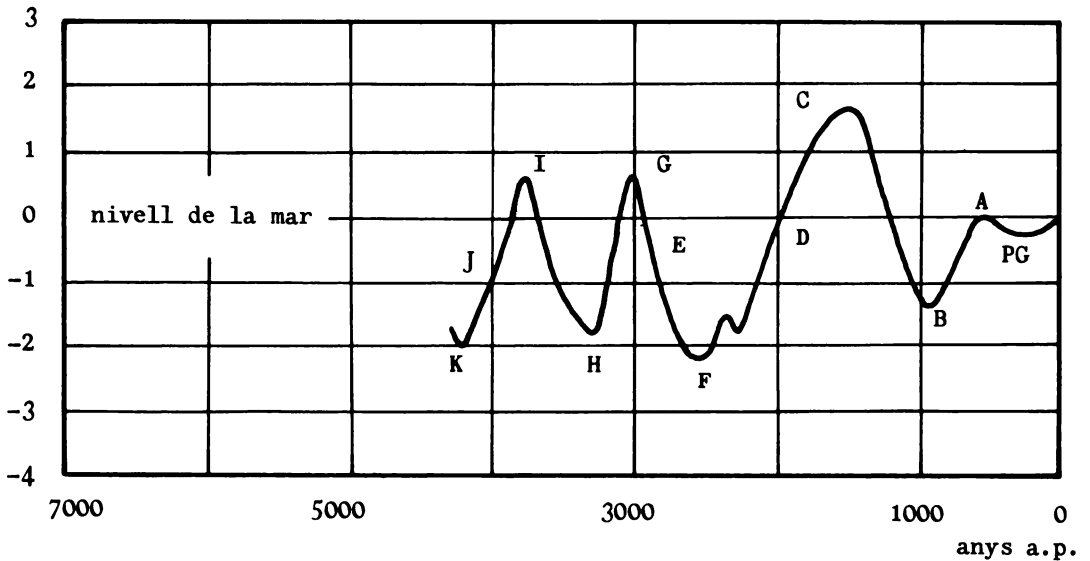


FIG. 7. Canvis estimatius del nivell oceànic ocorreguts en temps històrics i prehistòrics, en anys comptats a partir del moment present, segons BLOCH (1965), PG: Petita Edat Glacial; A: segles 15 i 16; B: mínim del segle 11; C: 400 a 700.
 Changements estimatifs du niveau océanique pendant les temps préhistoriques et historiques, d'après BLOCH (1965, modifiée). PG: petit âge glaciaire. A: siècles xv et xvi; minimum de l'xième siècle; C: a. 400 à 700 a.A.P.

encara és un bon control cronològic. Per exemple, el darrer retrocés de la mar ha tingut lloc durant la «petita edat glacial» (PG), de 1530 a 1850 dC.

Els nivells marins quaternaris a les costes dels Països Catalans

A Catalunya, els nivells marins quaternaris manquen al llarg de la Costa Brava; solament hi ha assenyalat un nivell de +1 m, a Empúries i a Sa Riera (flandrià ?). Al sector del Maresme, a Vilassar, Llavaneres i Arenys, hom ha trobat l'eutirrenià en alguns pous, per sota del nivell de la mar actual (SOLÉ SABARÍS, 1961). Al sud de Barcelona han estat reconeguts residus de platges aixecades al Massís de Garraf (Castelldefels), entre Sitges i Vilanova, i a l'ermita de Berà. Entre Tarragona i l'Ebre, hi ha bons jaciments tirrenians a Salou (+2 a +5 m), al SW de l'Ametlla i al NE de l'Ampolla. Cap al País Valencià, cal anar al promontori del Cap de la Nau i seguir després la costa fins a Gibraltar (GIGOUT, SOLÉ SABARÍS & SOLÉ, 1955) per trobar-hi un flandrià (+2 m), un tirrenià recent (Ouljià) (+5 — +8 m), un tirrenià antic (+20 a +25 m) i un sicilià probable (+80 m). A les Balears també han estat trobades platges suspeses del paleo-, eu-, i neotirrenià i flandrià i del sicilià a cotes molt variables (CUERDA, 1975; SOLÉ SABARÍS, 1961; BUTZER & CUERDA, 1962; MERCADAL *et al.*, 1970, etc.).

Pel que fa als nivells regressius, corresponents a les fases glacials, les dades són molt més incompletes. La regressió würmiana va assolir fondàries de —80 a —100 m aigües enfora de Begur i de Palamós i del Cap de Creus, on s'han dragat faunes fredes (MARTINELL *et al.*, 1973); valors que coincideixen amb els nivells regressius de la costa rossellonesa i llenguadociana, segons LABEYRIE *et al.* (1976) (vegeu la figura 5), i que daten de la darrera glaciació, Würm IV, a 10.800 anys AP, Würm III a 18.000 a.AP. La cota de —3 m seria assolida ara fa 4.800 a.AP, moment en què les aigües mediterrànies esdevindrien més estables i ja permetrien la construcció progradant dels grans deltes. MARQUÈS (1975) i MARQUÈS & JULIÀ (1977) esmenten la base transgressiva del delta del Llobregat a —64 m, d'una edat de 10.540 a.AP. (Würm IV).

Hom dedueix de tot això que la costa

catalana septentrional ha tingut una forta tendència a la subsidència i que la part meridional a una certa estabilitat, o tendència a l'aixecament; mentre que també és subsident la part central i septentrional de la del País Valencià. Per contra, a les costes de les Bètiques i de les Balears, la tendència a l'emersió hi ha estat ben manifesta durant tot el pleistocè i l'holocè. Segons J. SERRA (1976) i H. GOT (1973), les dues superfícies d'erosió G. i J. i a causa d'una flexura, o basculament, dirigida mar enfora, haurien erosionat el quaternari antic; per aquesta raó, prop de la costa, hom troba solament el quaternari marí recent sotaiguat, naturalment. Els canyons de Blanes, de la Fonera, del Cap de Creus i de Lacaze-Duthiers, s'haurien excavat durant el pliocè superior i el quaternari, especialment durant les fases regressives. Altrament, els relleus actuals s'haurien enlairat als nivells actuals a causa d'una neotectònica molt activa que hauria afectat tots els Pirineus, Serralades Costaneres Catalanes, Ibèrica oriental, les Bètiques i les Balears; així com hauria causat l'enfonsament de les depressions Pre-litoral, les del Rosselló i de l'Empordà, la de València, la central mallorquina, etc. (RIBA, 1981).

Algunes conseqüències dels canvis climàtics de la Mediterrània

Uns mots finals. Pel que fa al quaternari, els descensos eustàtics ocorreguts durant les èpoques glacials varen implicar no solament un fort refredament de les aigües superficials, sinó també una alteració profunda del sistema ecològic de la nostra mar. El descens del nivell de les aigües, a uns —100 o —120 m, hauria reduït les zones nerítiques a més de la meitat de llur extensió actual. I per aquesta raó la sedimentació detrítica hauria estat duta molt més enfora i cap a la vora externa del talús continental. Els corrents de terbolesa haurien estat molt més importants i freqüents, i, com a conseqüència, s'hauria produït la reactivació erosiva dels canyons, tot aprofundint-los. Mitjançant l'estudi de les associacions de foraminífers planctònics, THUNELL (1979) ha calculat l'amplitud del descens tèrmic de les aigües superficials de la Mediterrània oriental, el qual, segons ell, hauria estat de l'ordre de 4 a 6° C; valors que, provisionalment, po-

dríem admetre a la conca occidental, tot i sabent que l'estret de Sicília actuava com a llindar important entre ambdues conques.

En canviar les condicions climatològiques a les de les èpoques glacials, el descens eustàtic, el règim de vents, la glaçada i el desgel, els canvis de salinitat i densitat d'aigües, etc., és molt probable que es produís una inversió dels corrents de l'estret de Gibraltar. Aquesta hipòtesi suposa que el corrent superficial d'entrada a la Mediterrània d'aigües menys denses passés a fluir cap a l'Atlàntic; i que el contracorrent d'aigües pregones s'hauria estroncat o invertit de sentit (aquest fet s'hauria esdevingut entre 11.000 i 9.000 anys A.P.). Vegeu-ne un resum i la bibliografia en STANLEY (1979). Cal dir, però, que LETOLLE *et al.* (1973) discuteixen des del punt de vista hidrogràfic aquest fenomen i dubten que s'hagi produït mai.

Les inversions de corrents, les oscil·lacions del nivell marí, els aports d'aigües, els canvis climatològics haurien alterat la natura físico-química de les aigües (temperatura, salinitat, densitat, oxigenació) i produït altres efectes. En certs moments, especialment en èpoques de desglaç, hi hauria hagut aportacions d'aigües dolces molt importants a la Mediterrània. Les fosses glacials dels Pirineus i dels Alps i les aportacions d'aigües poc salades pels Dardanel, procedents dels rius que desemboquen a les mars Negra, Càspia i d'Aral (conseqüència de l'alteració dels corrents causada per l'islandsis escandinau a la circulació vers el nord dels rius russos, i de la comunicació entre les mars esmentades, que és admesa per THUNELL, 1979, fig. 13), haurien produït una estratificació de les aigües de la conca mediterrània, la qual, al seu torn, hauria reduït o impedit la renovació i oxigenació de les aigües pregones. Aquestes aigües anòxiques haurien determinat el dipòsit de sediments sapropèlics, negres i carregats de matèria orgànica susceptibles d'esdevenir hidrocarburs. Aquests sapropèls han estat descoberts fa poc i hom ha vist que són molt extensos a la conca oriental, i que són correlacionables amb d'altres de la conca occidental (M. CANALS, 1980). Vegeu-ne, de tot això, un excellent resum escrit per MALDONADO (1978). La presència d'aigües pregones anòxiques hauria tingut lloc durant els moments de canvi climàtic: a les fases anaglacials i cataglacials.

BIBLIOGRAFIA

- ADAMS, C. G., BENSON, R. H. KID, R. B., RYAN, W. B. F. & WRIGHT, R. C. 1977. The Messinian salinity crisis and evidence of late Miocene eustatic changes in the world ocean. *Nature*, 269 (5627): 383-386.
- ADROVER, R. 1972. L'insularité et l'évolution chez *Myotragus* et les autres endémismes mammalogiques du Pleistocène des anciennes Gymnésies (Majorque et Minorque). *Com. Int. Explor. Scientif. Mer Méditerr.*, 20: 563-656.
- ALCOVER I TOMÀS, J. A. 1976. L'evolució de *Myotragus BATE 1909 (Artiodactyla rupicaprini)*, un procés biològic lligat al fenomen de la insularitat. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 40 (Sec. Geol., 1): 59-94.
- AZZAROLI, A. & GUAZZONE, G. 1979-1980. Terrestrial mammals and land connections in the Mediterranean before and during the Messinian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29/1-2: 155-167.
- BARÓN, A. 1976. Estudio sedimentológico y estratigráfico del Mioceno medio y superior, postorogénico, de la isla de Mallorca. *Premi Ciutat de Palma*. Inèdit. 180 p.
- BARÓN, A. 1980a. El «Complejo Terminal» messiniense de la isla de Mallorca. *Bol. I.G.M.* (en premsa).
- BARÓN, A. 1980b. Breve nota sobre el desarrollo arrecifal en las islas de Ibiza y Formentera. *Bol. I.G.M.E.* (en premsa).
- BARÓN, A., BAYÓ, A. & FAYAS, J. A. 1979. Relación modelo geológico-modelo hidrogeológico. Ejemplo: El acuífero mioceno de la Isla de Menorca. *I. Simposio Nacional de Hidrogeología. Pamplona, Oct. 1979*. 19 pp. 5 figs.
- BARÓN, A. & COLOM, G. 1980. Nota preliminar sobre la existencia del Plioceno marino en Mallorca. *Bol. I.G.M.E.* (en premsa).
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. & LE PICHON, X. 1977. From the Tethys ocean to Mediterranean seas: a plate tectonic model of evolution of the western Alpine system. *Int. Symp. of the structural History of the Mediterranean basins. Split, 1976. Ed. Technip. Paris*, 70, 143-164, 8 maps paleogeográfics en color, fora de text.
- BIZON, G., BIZON, J. J., MONTENAT, C. & DE RENEVILLE, P. 1975. Exemple de continuité marine Mio-Pliocène en Méditerranée occidentale: le bassin de Vera (Cordillères bétiques-Espagne méridionale). *Rapp. Comm. int. Expl. Sc. Mer Médit.*, 23/4a: 63-67.
- BLOCH, M. R. 1965. A hypothesis for the change of ocean levels depending on the albedo of the polar ice. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1: 127-142.
- BLOOM, A. L., BROECKER, W. S., CHAPPELL, J. M. A., MATHEWS, R. K. & MESOLELLA, K. J. 1974. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New ²³⁰Th/²³⁴Li dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quater. Res.*, 4: 185-205.
- BONIFAY, E. 1964. Pliocène et Pleistocène méditerranéens: vue d'ensemble et essai de corrélation avec la chronologie glaciaire. *Annales de Paléontologie*, 50/2: 197-226.
- BONIFAY, E. 1973. Données géologiques sur la transgression versilienne le long des côtes françaises de la Méditerranée. *9e Congr. Int. de l'INQUA. Christchurch, déc. 1973. Travaux Français récents. Publ. CNRS, Comité Français de l'INQUA*. 1 vol., p. 137-142.
- BONIFAY, E. 1973. Stratigraphie et paléoclimatolo-

- gie du Pleistocène moyen de la France. *Res. Comm. IX Congr. INQUA, Christchurch*.
- BONIFAY, E. 1975. L'«Ere Quaternaire»: définition, limites et subdivisions sur la base de la chronologie médio-terranéenne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7) 17/3: 380-393.
- BOURROUILH, R. 1973. Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Baléares). La terminaison nord-orientale des Cordillères Bétiques en Méditerranée occidentale. *Thèse d'Etat, Paris*, 882 pp., 95 figs. 2 v.
- BOURROUILH, R. & MAGNÉ, J. 1963. A propos des dépôts du Pliocène supérieur et du Quaternaire sur la côte nord de l'île de Minorque (Baléares). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7) 5/3: 298-302.
- BOURROUILH, R. & COLOM, G. 1968. Sur l'âge du Miocène du Sud de Minorque. *C. R. Som. Géol. Fr.*, 5: 150-152.
- BROOKFIELD, M. E. 1970. Eustatic changes of sea-level and orogeny in the Jurassic. *Tectonophysics*, 9: 347-363.
- BUSSON, G. 1979. Le «géant salifère» messinien du domaine méditerranéen: interprétation génétique et implications paléogéographiques. 7th Int. Congr. Médit. Neogene, Athens, 1979. *Ann. Géol. Pays Helléniques*, vol. hors Série, fasc. 1: 227-238.
- BUTZER, K. Z. & CUERDA BARCELÓ, J. 1962. Nuevos yacimientos marinos cuaternarios de las Baleares. *Not. y Com. I.G.M.E.*, 67: 25-60.
- CANALS, M. 1980. Sediments y procesos en el margen continental sur balear: control climático y oceanográfico sobre su distribución y evolución durante el Cuaternario superior. *Tesi de Llicenciatura, Fac. de Geol. Univ. Barcelona*, inédita. 210 pp.
- CHAPELL, J. 1978. Theories of Upper Quaternary Ice Ages. In: *Climatic change and variability*. Ed. Pittock, Frakes, Jøensen, Petersen & Zillman. Cambridge Univ. Press. Cambridge, 211-228.
- CITA, M. B. 1980. Quand la Méditerranée était asséchée. *La Recherche*, 11/107: 26-35.
- COLOM, G. 1947. Los foraminíferos de las margas vindobonienses de Mallorca. *Est. Geol.*, 3: 113-180.
- COLOM, G. 1966. *Myotragus* y la paleogeografía de época. *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears*, 12/1-2-3-4: 13-24.
- COLOM, G. 1968. El Burdigaliense inferior, parálico, de la ladera Norte del Puig Major (Mallorca). *Mem. R. Acad. Cienc. Exact. Fis. y Nat.*, 24/1: 7-44.
- COLOM, G. 1974. Sobre la extensión del Vindoboniense marino en Menorca y los sondeos de la «Deep Sea Drilling Project» (USA). Sugerencias respecto a una nueva interpretación de la biogeografía balear. *Bol. Geol. y Min.*, 85/6: 664-677.
- COLOM, G. 1975a. Nuevas nociones generales sobre la evolución paleográfica y poblamiento del Archipiélago Balear desde el Eoceno al Cuaternario. *Revista Balear*, 10/38-39: 17 pp.
- COLOM, G. 1975b. Geología de Mallorca, vols. I y II. Instituto de Estudios Baleáricos. *Patronato J. M. Quadrado, C.S.I.C. Dip. Prov. de Baleares. Palma de Mallorca*. Vol. I, 297 pp; vol. II, 519 pp.
- COLOM, G. 1978. Biogeografía de las Baleares. La formación de las islas y el origen de su Flora y su Fauna. *Instituto de Estudios Baleáricos, C.S.I.C., Diputación Provincial de Baleares*. I: 1-264; II: 273-517.
- COLOM, G., MAGNÉ, J. & RANGHEARD, Y. 1970. Age des formations miocènes d'Ibiza (Baléares) impliquées dans la tectonique tangentielle. *C. R. Acad. Sc.*, 270: 1438-1440.
- COLOM, G. & SACARÉS, J. 1976. Estudios sobre la geología de la región de Randa-Llucmajor-Porteres. *Revista Balear*, 1/44-45: 22-71.
- COOPER, M. R. 1977. Eustasy during the Cretaceous: its implications and importance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 22/1: 1-60.
- CRAVATE, J., DUFAURE, P., PRIM, M. & ROUAIX, S. 1974. Les forages du Golfe du Lion. Stratigraphie, sédimentologie. *Notes et Mémoires*, 11. *Comp. Fr. Pétroles*: 209-274.
- CRUSAFONT, M. 1958. Endemism and Pan-Europeanism in Spanish fossil mammalian faunas, with special regard to Miocene. *Societas Scientiarum Fennica. Comm. Biologicae*, 17/1: 30 pp. Zoolog. Mus. Univ. Helsinki.
- CUERDA BARCELÓ, J. 1975. Los tiempos cuaternarios en Baleares. *Inst. de Estudios Baleáricos. CSIC. Diputación Prov. de Baleares*, 1 vol. 306 pp.
- CUERDA, J., SACARÉS, J., COLOM, G. 1969. Hallazgo de terrazas pliocénicas marinas en la región de Llucmajor (Mallorca). *Acta Geol. Hisp.*, 4/2: 35-37.
- CURRAY, J. R. 1965. Late Quaternary history, continental shelves of the United States. In: Wright & Frey, Eds. *The Quaternary of the United States*. Princeton Univ. Press. Princeton, N.J.: 723-735.
- DENIZOT, G. 1952. Le Pliocène dans la vallée du Rhône. *Rev. Géogr. Lyon.*, 27/4: 327-357.
- DURAND-DELGA, M., GARCÍA RODRIGO, B., MAGNÉ, J. & POLVÈCHE, J. 1964. A propos du Miocène de la région d'Alcoy (province d'Alicante, Espagne). *Cursillos y Conferencias*, 9: 213-217. *Inst. «Lucas Mallada» C.S.I.C.*
- ESTEBAN, M. 1979-1980. Significance of the Upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29/1-2 (1979-1980): 169-188.
- ESTEBAN, M. & GINER, J. 1977. Field-guide to Santa Pola Reef. *III Seminari Int. sobre el Messinià*. (Malaga-Alacant) 26 set.-2 oct. 1977.
- ESTEBAN, M., CALVET, F., DABRIO, C., BARÓN, A., GINER, J., POMAR, P. & SALAS, R. 1977. Aberrant features of the Messinian coral reefs, Spain. *III Int. Congress on Coral Reefs. Miami 23-27 May 1977. Section Ancient Reefs*. 5 pp. *Acta Geol. Hisp.*, 13/1: 20-22 (1978) 1979.
- FABRICIUS, F. H., HEIMANN, K. O. & BRAUNE, K. 1978. Comparison of Site 374 with circum-ionic land sections implications for the Messinian «salinity crisis» on the basis of a «dynamic model». *Initial Reports of the D.S.D.P.*, 42/1: 927-942.
- FABRICIUS, F. H. & HIEKE, W. 1977. Neogene to Quaternary development of the Ionian basin (Mediterranean): considerations based on a «dynamic shallow basin model» of the Messinian salinity event. *Int. Symp. on the structural history of the Mediterranean basins, Split*, 1976. *Ed. Technip. Paris* 391-400.
- FAIRBRIDGE, R. W. 1961. Eustatic changes in sea level. In: *Physics and Chemistry of the Earth*, 4: 99-185. Pergamon Press. New York.
- FAIRBRIDGE, R. W. 1963. Mean sea level related to solar radiation during the last 20,000 years. «Changes of climate», *Actes du Coll. de Rome, UNESCO et l'Org. Météorologique Mondiale*. 1 vol: 229-242.
- FAIRBRIDGE, R. W. 1972. Quaternary sedimentation in the Mediterranean region controlled by tec-

- tonics, paleoclimates and sea level. In: D. J. Stanley, Ed., *The Mediterranean Sea*, 99-113. Dowden, Hutchinson & Ross. Stroudsburg.
- FAIRBRIDGE, R. W. 1978. Models of climatic change. In: *Climatic change and variability*. Pittock, Frakes, Janssen, Peterson & Zillman, eds. Cambridge Univ. Press, Cambridge, etc.: 200-211.
- GIBERT, J. & AGUSTÍ, J. 1977. Migraciones de mamíferos durante el Neógeno español. Paleontología y Evolución. *Inst. Prov. Paleontol. Sabadell*, 12: 57-64.
- GIGOUT, M., SOLÉ SABARÍS, L. & SOLÉ, N. 1955. Sur le Quaternaire méditerranéen d'Andalousie. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 1955 (9-10): 117-179.
- GONZÁLEZ DONOSO, J. M. & SERRANO, F. 1977. Precisiones sobre la bioestratigrafía del Corte de Cuevas de Almanzora. *Messinian Seminar n.º 3. Field Trip Guidebook*. Málaga-Alicante 28.9 a 1.10. 1977. *Field Trip n.º 3. Exc. n.º 3*: 12-17.
- GOT, H. 1973. Étude des corrélations tectonique-sédimentation au cours de l'histoire quaternaire du précontinent pyrénéo-catalan. *Thèse Univ. Montpellier*, 294 pp.
- GRECCHI, G. 1978. Problems connected with the recorded occurrence of some Mollusks of Indo-Pacific affinity in the Pliocene of the Mediterranean area. *Riv. Ital. Paleontol.* 84/3: 797-812. *Abstracts «Messinian Seminar» N.º 3. Málaga, Spain. IGCP Project n.º 96*, 1977.
- GUILCHER, A. 1969. Pleistocene and Holocene sea level changes. *Earth Sc. Rev.*, 5/2: 69-97.
- HALLAM, A. 1969. Tectonism and eustasy in the Jurassic. *Earth Sc. Rev.*, 5: 45-68.
- HALLAM, A. 1978. Eustatic cycles in the Jurassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 23/1-2: 1-32.
- HAUG, E. 1900. Les géosynclinaux et les aires continentales. Contribution à l'étude des transgressions marines. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3) 28: 617.
- HSÜ, K. J., RYAN, W. B. F. & CITA, M. B. 1973. Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, 242/5395: 240-244.
- JAEGER, J. J., LÓPEZ MARTÍNEZ, N., MICHAUX, J. & THALER, L. 1977. Les faunes de Micromammifères du Néogene supérieur de la Méditerranée occidentale. Biochronologie, corrélations avec les formations marines et échanges intercontinentaux. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7) 19/3: 501-506.
- JOHNSON, J. G. 1971. Timing and coordination of orogenic, epeirogenic and eustatic events. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82: 3263-3298.
- KOTSAKIS, T. & PALOMBO, M. R. 1979. Vertebrati continentali e paleogeografia della Sardegna durante il Neogene. «7th. Int. Congr. Mediterranean Neogene, Athens, 1979» *Ann. Géol. Pays Helléniques*, vol. hors série, fasc. 2: 621-630.
- LABEYRIE, J., LALOU, C., MONACO, A. & THOMMERT, J. 1976. Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de -33.000 BP à nos jours. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 282/4 D.: 349-352.
- LETOLLE, R. & VERGNAUD-GRAZZINI, C. 1973. Essai sur l'évolution générale de la Méditerranée pendant les époques glaciaires. *Coll. Int. C.N.R.S.*, 219: 231-238.
- MAGNÉ, J. 1979 (1978). Études microstratigraphiques sur le Néogène de la Méditerranée nord-occidentale. Vol. I. Les bassins néogènes catalans. 260 pp. Vol. II. Le Néogène du Languedoc méditerranéen. 435 pp. *Thèse Laborat. de Géologie Méditerranéenne, C.N.R.S. Univ. Paul-Sabatier. TOULOUSE. Edit. du CNRS. Paris*.
- MALDONADO, A. 1972. El delta del Ebro: Estudio sedimentológico y estratigráfico. *Bol. Estratigrafía*, 1. Vol. Extr., 475 pp.
- MALDONADO, A. & RIBA, O. 1971. El delta reciente del río Ebro: Descripción de ambientes y evolución. *Acta Geol. Hisp.*, 6/5: 131-138.
- MALDONADO, A. 1978. El estancamiento de las aguas en el Mar Mediterráneo. *Investigación y Ciencia*, 1978, 23: 32-44.
- MALDONADO, A. & RIBA, O. 1975. Sedimentary processes of the modern Ebro delta, Western Mediterranean. *Publ. IXème Congr. Int. Sédimentologie, Nice 1975*: 279-296.
- MALDONADO, A. & STANLEY, D. J. 1976. The Nile cone: submarine fan development by cyclic sedimentology. *Marine Geol.*, 20: 27-40.
- MARQUÈS ROCA, M. A. 1975. Las formaciones cuaternarias del Delta del Llobregat. *Tesi Fac. de Geologia. Univ. Barcelona*, 2 vols. *Acta Geol. Hisp.*, 10/21-28.
- MARQUÈS, M. A. & JULIÀ, R. 1977. Caracteristiques lithostratigraphiques des embouchures des fleuves du NE de l'Espagne (du Llobregat aux Pyrénées). Approche écologique de l'homme fossile: 187-195, Paris. *Université Pierre et Marie Curie*.
- MARTINELL, S. & JULIÀ BRUGUÉS, R. 1973. Nuevos datos sobre los yacimientos würmienses del litoral catalán. *Acta Geol. Hisp.*, 8/3: 105-108.
- MATAILLET, R. & PECHOUX, J. 1978. Étude géologique de l'extrémité occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Baléares, Espagne). *Thèse. Dipl. Doct. Sc. de la Terre. Besançon-Univ. du Franche-Comté*. VI+161 pp.
- MERCADAL, B., VILLALTA, J. F., OBRADOR, A. & ROSELL, J. 1970. Nueva aportación al conocimiento del Cuaternario menorquín. *Acta Geol. Hisp.*, 5/4: 89-93.
- MONTENAT, C. 1973. Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol. *Thèse d'Etat. Paris-Orsay*, 1162 pp.
- MONTENAT, C. 1977a. Chronologie des principaux événements de l'histoire paléo-géographique du Néogène récent. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7) 19/3: 577-583.
- MONTENAT, C. 1977b. Vue d'ensemble sur le Messinien du domaine bétique. *Messinian Seminar n.º 3. Project n.º 96 Messinian Correlation. Univ. Málaga y Granada. Abstracts*, 4 pp.
- MONTENAT, C. 1977c. Les bassins néogènes du levant d'Alicante et de Murcie (Cordillères Bétiques orientales - Espagne): Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 69: 1-345.
- MONTENAT, C., BIZON, G., et al. 1976. Continuité ou discontinuité de sédimentation marine Mio-Pliocene en Méditerranée occidentale. L'exemple du bassin de Vera (Espagne méridionale). *Rev. Inst. Fr. du Pétrole*, 31/4: 613-663.
- MÖRNER, N. A. 1971. Eustatic changes during the last 20,000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 9: 153-181.
- NESTEROFF, W. D. 1973. Pétrographie des évaporites messiniennes de la Méditerranée. Comparaison des forages JOIDES-DSDP et des dépôts du bassin de Sicile. In: *Messinian events in the Mediterranean*. C. W. Drooger, ed.: 111-123.
- NESTEROFF, W. D. & GLAÇON, G. 1975. Le contrôle de la crise de salinité messinienne en Méditerranée par les glaciations miocènes. *24e. Congr. CIESMM, 1974. Rapp. comm. int. Mer Médit.* 23, 4a: 153-154.
- OBRADOR, A. 1972-1973. Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales miocénicos de la isla de Menorca. *Rev. de Menorca*, 1972, II:

- 137-197; 1973, I: 35-97, II: 125-189.
- OBRADOR, A. MERCADAL, B. & ROSELL, J. 1971. Geology of Menorca. *Guide-book Tenth Intern. Field Inst.*, 139-148.
- ORSZAG-SPERBER, F. 1979. L'évolution paléogéographique de la Corse (France) dans le cadre de la géodynamique de la Méditerranée occidentale au cours du Néogène. «7th. Int. Congr. Mediterranean Neogene, Athens, 1979» *Ann. Géol. Pays Helléniques*, tome hors série, 2: 923-932.
- PERRONON, A. 1957. Etude géologique des bassins sublittoraux de l'Algérie Occidentale. *Publ. Serv. Carte Géol. de l'Algérie. N. S. Bull.*, 12, 328 pp.
- PERTHUISOT, J.-P. 1972. Les variations du niveau de la mer. *La Recherche*, 3/26: 776-777.
- PONS, J., MOYA, S. & KOPPER, J. S. 1979. La fauna de mamíferos de la Cova de Canet (Esporles) y su cronología. *Endins*, 5-6: 55-58.
- RANGHEARD, Y. 1969. Étude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). *Thèse d'Etat, Paris*. 478 pp. *Mem. I.G.M.E.*, 82: 340.
- REGUANT, S., CABRERA, L., CURTÓ, J. A., SALES, J. & VERDAGUER, A. 1978. Paleogeografía i Paleoclimatologia. «*Lectures de Geologia*». *Public. interna del Dept. d'Estratigrafia Univ. Barcelona*, 33 pp.
- RIBA ARDERIU, O. 1981. Aspectes de la geologia marina de la conca mediterrània balear durant el Neogen. *Mem. R. Acad. Ciènc. i Arts Barcelona*, 3a. Ep. Núm. 805, 45/1: 1-116.
- RÜGL, F. & MÜLLER, C. 1978. Middle Miocene salinity crisis and paleogeography of the Paratethys (Middle and Eastern Europe). *Initial Reports of the DSDP*, 42/1: 985-990.
- RONA, P. A. 1973. Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea-floor spreading, and eustasy inferred from central North Atlantic. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84: 2851-2872.
- SCHMALZ, R. F. 1969. Deep-water evaporite deposition: a genetic model. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, 53/4: 798-823.
- SELLI, R. 1954. Il bacino del Metauro. *Giorn. Geol. Bologna*, (2) 24: 254 pp.
- SERRA RAVENTÓS, J. 1976. Le précontinent catalan entre le Cap Begur et Arenys de Mar (Espagne): structure et sédimentation récente. *Thèse de 3ème cycle. Univ. Paul Sabatier, Toulouse III*. 161 pp.+27+XXIX pp.
- SOLÉ SABARÍS, L. 1959. Succession de faunes marines du Pliocène au Quaternaire sur les côtes méditerranéennes d'Espagne et aux Baléares. *Coll. Int. CNRS, «La Topographie et la Géologie des profondeurs océaniques»*. Nice-Villefranche 5.12.5.1958, 83: 283-293.
- SOLÉ SABARÍS, L. 1961. Algunes precisions sobre les oscil·lacions climàtiques quaternàries a les costes catalanes i balears. «*Miscel·lània Fontserè*»: 399-427.
- STANLEY, D. J. 1979. Sedimentological evidence for current reversal at the strait of Gibraltar. *National Geographic Society, Research Reports*, 1970. *Projects*: 493-501.
- STANLEY, D. J. & MALDONADO, A. 1977. Nile Cone: Late Quaternary stratigraphy and sediment dispersal. *Nature*, 5598, 266: 129-135.
- Suess, E. 1906. The face of the Earth (Der Antlitz der Erde). *Clarendon Press*, Oxford, 2 vol.
- TANNER, W. F. 1968. Tertiary sea level symposium-Introduction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 5/1: 7-14.
- TERS, M. 1973. Les variations du niveau marin depuis 10.000 ans, le long du littoral atlantique français. 9e. *Congr. Int. de L'INQUA. Christchurch, déc. 1973. Travaux français récents. Publ. CNRS, Comité français de l'INQUA*. 1 vol., p. 114-135.
- THUNELL, R. C. 1979. Eastern Mediterranean Sea during the Last Glacial maximum; an 18.000 years B.P. reconstruction. *Quaternary Research*, 11: 353-372.
- TRUYOLS SANTOJA, J. & CRUSAFONT, M. 1951. Caracterización de un sistema de cuñas marinas en el Mioceno del Penedès. *Est. Geol.*, 7: 443-454.
- VAN BERCKEL, F. L. 1976. On the origin of submarine canyons. *Geol. en Mijnb.*, 55: 7-17.
- VAN COUVERING, J. A., BERGGREN, W. A., DRAKE, R. E., AGUIRRE, E. & CURTIS, G. H. 1976. The terminal Miocene event. *Marine Micropaleontology*, 1: 263-286.
- WEYL, P. K. 1968. The role of the oceans in Climate change: A theory of the ice ages. *Meteorological monographs*, 8/30: 37-62.
- WRIGHT, R. 1979-1980. Benthic foraminiferal repopulation of the Mediterranean after the Messinian (Late Miocene) Event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29/1-2: 189-214.