

**Clima y
micropaleontología:
termómetros
biológicos y
archivos
sedimentarios**

Guillem Mateu
*Departament de
Ciències de la Terra.
Universitat de les Illes
Balears*

Territoris (1998), 1:
223-238

Clima y micropaleontología: termómetros biológicos y archivos sedimentarios

Guillem Mateu

Professor emèrit de la Universitat de les Illes Balears

Resumen

Los fenómenos meteorológicos regulan el clima de un espacio geográfico y oceanográfico determinados, siendo la temperatura, humedad, albedo, pluviosidad, salinidad, etc. efectos de la energía solar que llega sobre el planeta y de la efusión calorífica emergida del interior del mismo. Las rocas orgánicas y los sedimentos marinos son archivos de la historia climática gracias al análisis biocenótico y físico-químico de determinados organismos como los foraminíferos o protozoos marinos que por su gran número y diversidad específica y el oxígeno isotópico del carbonato de sus caparazones, nos permiten seguir el origen y distribución de las diversas masas de agua de los océanos y deducir las causas atmosféricas y geosféricas relacionadas con la evolución paleontológica de sus comunidades microfaunísticas.

Precisamente la Última Gran Glaciación (18.000 a B.P.) dejó un registro tectonoglacioeustático en el Mar Balear (Bahía de Palma, Canal de Menorca, etc.), cuyos eventos climáticos pleisto-holocénicos permitieron la recuperación posglaciar de los ecosistemas infralitorales y circalitorales sobre antiguos paleocauces y terrazas de la «Gran Balear» wurmiense.

Abstrat

The meteorological phenomena which regulate the climate of a particular geographic and oceanographic space, include temperature, humidity, albedo, rainfall, salinity, etc., the effects of solar energy reaching the planet, and the effusion of heat from the Earth's core. Organic rocks and marine sediments are records of the climatological history. Biocenotic and physical/chemical analysis of organisms such as the Foraminifera or marine rhizopod Protozoous enables us, because of their great number and specific diversity, to trace the origin and evolution of marine currents and deduce the geospherical and atmospheric causes related to palaeontological evolution and the ecological succession of these microfaunistic communities.

The Last Great Glaciation (18.000 to B.P.) left a tectonoglacioeustatic imprint on the Balearic Sea (Palma Bay, the Menorca Channel, etc.), whose pleisto-climatic events permitted the postglacial recovery of the infralittoral and circalittoral ecosystems on fossil river beds and terraces of the «Great Balear» wurmian.

Recepció del manuscrit, novembre de 1996

Introducción

Si el clima es el estado medio de los fenómenos meteorológicos que se desarrollan en un espacio geográfico durante un largo período de tiempo, de alguna forma tanto la atmósfera, como la hidrosfera y la geosfera habrán dejado unos rastros o huellas paleoclimáticas cuya información en el tiempo y en el espacio, nos permitirá medir las variaciones de la cantidad de energía que llega sobre la tierra.

Clima y energía son conceptos inseparables ya que uno de los parámetros climáticos es la temperatura ambiental y ésta depende, sobre todo, de la cantidad de energía emitida por los rayos solares que inciden sobre mares y continentes a través de la atmósfera. Tal incidencia aunque dependa de las variaciones axiales y orbitales (excentricidad, inclinación y precesión) del sistema, cuyos ciclos también tienen su lectura biológica en el mismo caparazón de los foraminíferos (Molfino, 1994), difícilmente puede medirse directamente y su evolución paleoclimática se sigue de forma indirecta a través del oxígeno isotópico de caparazones y exoesqueletos, de rocas orgánicas y sedimentos marinos.

Los mejores indicadores climáticos actuales son los recogidos por la red de estaciones meteorológicas mundiales, con sus sofisticadas técnicas de predicción a corto plazo y de fácil comunicación internacional vía satélite. No obstante, esto carecería de sentido científico sin la visión global y a medio y largo plazo de los grandes ciclos paleontológicos del clima con el estudio de aquellos parámetros de temperatura, precipitaciones, glacioeustatismo, hidrodinámica oceánica, frentes polares, etc. archivados en las especies biológicas de las rocas orgánicas y de los sedimentos marinos y que son indicadores, directos o indirectos de tales eventos ambientales. El estudio taxonómico, biocenótico y físico-químico de sus elementos conservativos y fosilizables nos permiten la labor y tanto la microscopía electrónica como la óptica facilitan la lectura micropaleontológica del clima tanto de los tiempos cuaternarios y antropológicos como de la historia del planeta en general (Frakes 1979, Zubakov *et al.* 1990, etc.).

La diversidad específica y ecofenotípica de las biofacies sedimentarias pueden estudiarse por grupos (Clusters) y su dispersión geográfica se sigue por análisis factorial de especies, teniendo en cuenta sus características ecológicas y los mecanismos tafonómicos y de traslado desde sus áreas de producción hasta los depósitos sedimentarios en donde siguen los procesos diagenéticos y de fosilización. Esta metodología de trabajo con su correspondiente cartografía elaborada en estos últimos años (Mateu 1992, Mateu *et al.* 1993a, Mateu *et al.* 1993b, Díaz del Río *et al.* 1993) ha evidenciado episodios climáticos como la Última Gran Glaciación (18.000 a B.P.) que permitía ir a pie enjuto de Francia a Inglaterra o recorrer el *Myotragus* la «Gran Balear» (fig. 1) por aquello de que el nivel del mar descendió más de 100 m, como lo confirman los paleocauces wurmienses subyacentes en la Bahía de Palma, testigo insular de la gran cuenca hidrográfica occidental de los tiempos glaciares (Mateu *et al.* 1985) y respuesta local de aquel extraordinario almacenamiento de 70 a 80 millones de Km³ de hielo sobre América del Norte y Europa septentrional, frente a los 30 millones actuales (Lorius & Duplessy 1977). Eventos paleoclimáticos con respuesta glaciológica y epicontinental la una y glacioeustática y en mar más o menos interno la otra, pero ambas efecto de la concatenación causal que relaciona la atmósfera con la geosfera y la hidrósfera en la lectura biológica del clima.

Foraminíferos y paleoclimatología

El catastrofismo no es buen consejero y los paradigmas de una naturaleza cíclica y variante nos inducen a pensar que toda previsión climática también pasa por la paleoclimatología, con el análisis isotópico de hielos polares y de microorganismos marinos. El oxígeno es una mezcla de tres isótopos estables, de masas 16, 17 y 18 y cuya abundancia relativa en la mezcla es de 99'76%, 0'04% y 0'2%. El escaso valor del ¹⁷O, que es 0'04%, permite prescindir de él por la gran dificultad de medición y la escasa incidencia en la razón ¹⁸O/¹⁶O que en el ciclo natural de carbonatos relaciona la formación

de caparazones, exoesqueletos, conchas y demás estructuras biomineralizadas, marinas y lacustres, con la temperatura medioambiental, tanto actual como del pasado, gracias sobre todo al estudio de las biofacies de los fondos oceánicos y de los ciclotemas de los sondeos de la corteza terrestre.

No es que la lectura isotópica de tales organismos nos de directamente la temperatura de las aguas en que precipitaron sus carbonatos, sino que hay un método preconizado por Urey (1947) cuya fórmula de paleotemperaturas: $[T = 16.9 - 4.2(dc-dw)]$ se basa en la proporcionalidad constante entre su oxígeno isotópico ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) y la temperatura del agua en que viven. Valor que es función lineal y cuyo gradiente depende del oxígeno de caparazones (dc) al considerar el del agua del mar (dw) constante a través de la historia de los océanos. Así en la fórmula de paleotemperaturas los incrementos de dc implican descensos de temperaturas y nos dan tiempos glaciares dominados por microfauna fría y al revés si sus valores son negativos.

Precisamente las moléculas de agua H_2^{16}O y H_2^{18}O son químicamente semejante pero físicamente algo diferentes ya que su fraccionamiento isotópico en su paso por la hidrósfera, la atmósfera y la biosfera bajo las respectivas formas de agua, vapor y hielo, hacen que el $d=0$ del agua de mar pase a $d=-10$ en la atmósfera y este vapor de agua al precipitar en forma de lluvia se enriquece de ^{18}O , gracias al C^{18}O_2 atmosférico que mantiene, según Huckel (1953) aquel equilibrio de $2\text{H}_2^{18}\text{O}(\text{liq.}) + \text{C}^{16}\text{O}_2 \rightleftharpoons 2\text{H}_2^{16}\text{O}(\text{liq.}) + \text{C}^{18}\text{O}_2$ propio de los océanos.

Aquí viven los foraminíferos, termómetros isotópicos, muy utilizados, sobre todo, en los tiempos pleisto-holocénicos en los estudios oceanográficos de climatología y productividad.

Así la especie epipelágica *Globierinoides ruber* nos va dando una concatenación de valores isotópicos que si son positivos indican que la temperatura baja y el clima se deteriora y si son negativos, el ambiente se torna cálido y el clima va tomando características interglaciares que conllevan ascenso de niveles de línea de costa con recuperación posglaciar y bionómica de las zonas infra y circalitorales, gracias a la eurialinidad y politopía de ciertas especies y a su tasa de recuperación genética y biotópica y de tantos otros eventos coetáneos de una fluctuación latitudinal y altitudinal de los hielos, con la alteración de los frentes polares y de los focos de presión atmosférica sobre un Mediterráneo, a veces estagnado y sapropélico y siempre termostato atlántico y caja de resonancia de la historia climatológica, archivada en los sedimentos litorales y profundos.

A partir de la Última Gran Glaciación (18.000 a B.P.) una evolución climática pluridireccional (Caralp 1988) postula un clima muy frío con un glacioeustatismo negativo máximo, detectado en el abanico de paleocauces del litoral balear (Mateu 1985) y en el débil intercambio mediterráneo-atlántico a través de Gibraltar. Con un cierto acantonamiento de las aguas mediterráneas y la respuesta en los Golfos de León y de Liguria del frente polar ártico desplazado hacia las Azores y alcanzando los 40°N en la Última Gran Glaciación finiwurmense, de hace unos 18.000 años, mientras ahora alcanza los 70°N , entre el Labrador e Islandia (Thiede 1978 y Pujol 1980). Entonces el gradiente térmico entre aguas superficiales y profundas desaparecía con la eliminación de la discontinuidad termoclínica y el aumento del gradiente isotópico hasta alcanzar en la *Globigerina bulloides* mesoatlántica máximos valores de $d^{18}\text{O}$, con temperaturas de 4°C invernales en el área de las Azores mientras en el Mediterráneo noroccidental las aguas epipelágicas finiwurmenses oscilaban alrededor de los 7°C en invierno y 13°C en verano. Valores casi la mitad de los actuales (Thiede 1980 y Thunell 1978).

Evento climático	Tiempo	^{18}O	T °C
U.G.G. (frío)	18.000 a B.P.	+ 2.50	4° C
TI _A (cálido)	14.000 a B.P.	+ 1.00	9° C
Jounger Dryas (frío)	12.600 a B.P.	+ 2.50	4° C
TI _B (cálido)	8.000 a B.P.	- 1.00	17° C
Flandriense	5-6.000 a B.P.	- 0.50	15° C
↓	3.500 a B.P.	0.00	12° C

El presente cuadro de eventos climáticos con datos tomados de Barntheim *et al.* (1995), Pujol (1980), Molfino (1994) y Thiede (1978), nos permite situar algunos eventos paleoclimáticos y micropaleontológicos del sondeo K14, entre Baleares y el margen continental catalán (Mateu, 1993). Aquí los foraminíferos epipelágicos *Globigerinoides ruber* y *Globigerina quinqueloba* son reducidos a su mínima presencia, con un 5% los primeros y un 10% los segundos, desplazados por especies mesoepipelágicas adaptadas a la desaparición de la discontinuidad termoclínica. Ahora juegan un gran papel *Neoglobobadrina pachyderma*, con un 80% de formas levóginas y la *Globigerina bulloides*; ambas formas frías y polares, con homogeneización vertical de nutrientes (Pujol & Vergnaud-Grazzini 1989), mientras las formas dextróginas son más propias de aguas extrapolares y templado-frías (Mateu 1981 y 1992).

La presencia de *Globigerinoides ruber* en el Mediterráneo cuaternario ha permitido el seguimiento de su evolución isotópica, con eclosiones poblacionales interglaciares y sus reducciones glaciares. Esta especie ofrece valores isotópicos mayores en el Mediterráneo que en el Atlántico (Vergnaud-Grazzini *et al.* 1986) y su d^{18}O va creciendo de W. a E., siendo 0.8‰ en Gibraltar, 1.25 a 1.60 ‰ en el Mediterráneo occidental y 1.70 a 2.10 ‰ en la cubeta oriental. Incremento que sufre notables depleciones durante los tiempos interglaciares cuando la gran dilución de aguas superficiales marinas por aportes del deshielo alpino y las crecidas del Nilo por precipitaciones monzónicas africanas causan estagnación, sin mezcla vertical y oxigenación de aguas profundas, con formación de niveles sapropélicos y petroleogénicos, precedidos y seguidos de ciclotemas con microfauna planctónica y bentónica, características, epipelágica y supratermoclinica la una y oligoespecífica y casi teratológica la bentónica (Vismara 1984).

Todo esto dentro de las respuestas mediterráneas a los desplazamientos latitudinales y a largo plazo de los frentes polares y focos de altas presiones atlánticas y noreuropeas (Jacques & Treguer 1986), relacionados con la mayor amplitud de cambios del d^{18}O de la microfauna planctónica mediterránea, que la del océano abierto. Como puede observarse comparando las temperaturas intramediterráneas con las atlánticas de igual latitud, desde la Última Glaciación (Thiede 1978) y que convierten al «Mare Nostrum» en permanente termostato del Atlántico (Margalef 1974).

Las mediciones isotópicas de sondeos realizados en el Mar Jónico (Stanley 1978) acusan desde 126.000 a B.P. a 8.000 a B.P., por lo menos, 5 niveles sapropélicos importantes, siendo el último (S₁) coetáneo del máximo transgresivo flandriense, de hace cerca de 7.000 años cuando se restablecieron las «modernas» poblaciones infralitorales y circalitorales sobre substrato que fue subaéreo durante la Última Gran Glaciación (18.000 a B.P.) o Wurm 4. De entonces para acá al menos cuatro eventos paleoclimáticos, dos cálidos y dos fríos, se han sucedido en el Hemisferio Norte (conforme tabla anterior).

Entre los eventos fríos y de máximos isotópicos hay las «Terminations» de Broecker y Van Donk (1970) que son transiciones geológicas del máximo enfriamiento al

máximo calentamiento global, datadas a nivel de los 14.800 a B.P. para la 1ª pulsación TI_A y de los 8.500 a B.P. para la 2ª pulsación TI_B que es prácticamente coincidente con el inicio de la transgresión flandriense. Tales pulsaciones cálidas, a nivel de los 11.000 a B.P. quedan separadas por el agudo episodio frío del Younger Dryas, detectado sobre todo en niveles turbosos y polínicos septentrionales (Chaline 1982), posterior al TI_A que marca el final de la U.G.G. (14.000 a B.P.) y anterior al TI_B que indica el inicio del presente postglaciar holoceno (Blanc *et al.* 1972, West 1979, Sarnthein *et al.* 1995, etc.).

Tales eventos climáticos y sinantropológicos son los que más inciden en la historia ambiental «reciente» que es posible reconstruir también mediante foraminíferos planctónicos, con especies frías glaciares y cálidas interglaciares y formas lobuladas y espinosas y supratermoclínicas y otras lisas, tendentes al aquillamiento morfológico e infratermooclínico. Con registro isotópico termográfico de sus caparazones calcícticos y su oligoespecificidad en momentos estagnantes y sapropélicos. Tantas otras características ecológicas de unos protozoos marinos que permiten la lectura biológica de los cambios climáticos, con la respuesta hidrodinámica de un Mediterráneo que en el área balear ofrece una «moderna» población integrada por *Globorotalia inflata* levógira (62.5%) y *Globigerinoides ruber* (15.62). Especies dominantes acompañadas de *G. bulloides* (3.2%) y *Globigerinoides trilobus* (5.5%) junto con otras 10 especies (13.80%) menos importantes. Esta biocenosis nos recuerda aquella población post- TI_A (10.000 a B.P.) caracterizada por *G. inflata* y *G. ruber* (Pujol & Vergnaud-Grazzini 1989) que suponen un mejoramiento climático con temperaturas mesoepipelágicas de 17°C, frente a los 7°C de la «Última Gran Glaciación». Entonces especies como *Neogloboquadrina pachyderma* forma levógira y *Globigerina quinqueloba* dominaban el medio mesoepipelágico de Alborán (González Donoso *et al.* 1991) y del Golfo de León (Mateu 1993), indicando la alta presencia de aguas polares en el Mediterráneo occidental. La posterior sustitución de *Nq. pachyderma* por *G. inflata*, primero en Alborán (7.000 a B.P.) y después en el mar provenzal-catalano-balear (10.000 a B.P.) son eventos diacrónicos de un mar semicerrado y posglaciar, evaporítico y no estuarino, controlado por los umbrales de Gibraltar y de Sicilia, dotados sobre todo este último de un cierto geotectonismo activo (Gennesseaux & Stanley 1983, Sanz *et al.* 1983).

Recuperación bentónica posglaciar

La lectura biológica del clima no sólo se realiza a nivel planctónico e isotópico. También las poblaciones bentónicas y de carácter euritérmico y politópico tienen su información climática y glacioeustática teniendo en cuenta sus características ecológicas y las visicitudes hidrodinámico-sedimentarias que regulan su acumulo «post mortem» y su posterior diagenesis y fosilización. Teniendo en cuenta que los modelos currentológicos y los de deriva litoral pueden interpretarse a la luz de las áreas de producción y de las zonas de acumulación microfaunística ya que las diversas masas de agua que confluyen en un punto tienen sus especies características (Mateu 1981) y los ecosistemas alguícolas, sánmicos y posidoniales son productores de unas biofacies y bioacumulaciones dispersas por plataforma y talud y con especies muy alejadas de su lugar de origen (Davaud & Septfontaine 1995, Mateu & Gazá 1986).

Según Blanc-Vernet *et al.* (1984) hay un grupo de especies bentónicas (*Paromalina coronata*, *Karreriella bradyi*, *K. norvangliae*, *Pyrgo comata*, *Cibicides kullenbergi* y *C. wuellerstorfi*), que emigraron hacia el Atlántico ya que no pudieron aguantar el

recalentamiento mediterráneo poswurmiano y cierta estabilidad térmica de los 12,50°C del medio mesobatipelágico e infratermooclínico del Mediterráneo. Tampoco en la recuperación posglaciar de los ecosistemas infra y circalitorales del Mar Balear (Mateu *et al.* 1986) se puede contar con ellas. Tanto en la Bahía de Palma sujeta a la transgresión flandriense sobre la red de paleocauces de la Última Gran Glaciación, como en el Canal de Menorca (figs. 1 y 3) restableciendo los ecosistemas del brazo de mar escindiendo la «Gran Balear» wurmiano (Mateu 1985).

Hay la adaptación supralitoral de la microfauna de ecosistemas parálidos (albuferas, marismas, marjales, lagunas, etc.) en la evolución transgresivo-regresiva de la línea de costa que también es una respuesta climática fácil de detectar en el grado de calcificación, tamaño, sentido de enrollamiento de Foraminíferos y otros aspectos ecofenotípicos hoy aplicados en trabajos oceanográficos y ecológicos. Estudios recientes en el litoral peninsular (Fumanal *et al.* 1993, Vinyals *et al.* 1989, Mateu 1996) e insular (Acosta *et al.* 1986, Mateu *et al.* 1993) nos permiten relacionar los cambios ambientales con la evolución de las facies mixtas o parálidas (*Rotaliidae*) y los ecosistemas epífitos y sánmicos (*Miliolidae*) más ricos en el litoral mallorquín que sus correspondientes grupos epifoliales (*Cibicididae*, *Planorbulinidae* y *Discorbidae*) que son más abundantes en el opuesto litoral de Menorca (fig. 3), formando ecosistemas fóticos y someros, poswurmianos y relativamente «modernos» ya que entre sus biocenosis no encontramos ciertas especies wurmianas, arriba citadas, que no pudieron soportar la evolución climática del Mediterráneo sobre todo desde el TI_B , que coincide con la última fase de deglaciación. Con clima cálido y húmedo y frecuentes lluvias africanas y orientales que mantenían permanente la termoclina, evitando así las mezclas verticales de aguas y las corrientes de convección y favoreciendo los niveles sapropélicos (Caralp 1988).

Clima, umbrales, corrientes y bahías

Las temperaturas invernales de las aguas superficiales durante la U.G.G (18.000 a B.P.) oscilaban, en el Mediterráneo, entre los 7°C del Golfo de León y los 19°C de la Cubeta oriental levantina, mientras que las veraniegas de los 13°C noroccidentales alcanzaban los 25°C en el extremo oriental (Thiede 1978). Actualmente y en invierno el mar provenzal-catalano-balear llega a los 13°C cuando la zona oriental alcanza los 18°C, mientras que en verano oscilan alrededor de los 22°C en el W Mediterráneo y los 26°C en el medio epipelágico levantino (Thunell 1978). O sea que en la U.G.G. las temperaturas mínimas superficiales fueron reducidas casi a la mitad de las actuales, pero siempre conservando aquellas diferencias de temperatura entre el Atlántico y el Mediterráneo a favor de este último, tanto en los tiempos glaciares como interglaciares. De ahí que la evolución pleisto-holocénica de los umbrales de Gibraltar y de Sicilia (Hernández-Molina *et al.* 1994, Genesseeux & Stanley 1983) condiciona el modelo hidrodinámico de intercambio de aguas atlanto-mediterráneas (Caralp 1988, Minas *et al.* 1984, etc.) y su discutida alternancia estuarina y evaporítica, teniendo en cuenta la sustitución de biocenosis frías y cálidas en los sondeos del Mar de Alborán (González-Donoso *et al.* 1991) y del Golfo de León (Mateu 1993), pero sin olvidar la solidez de motivos de Caralp (1988) al aceptar la persistencia, por lo menos desde la U.G.G., del modelo hidrodinámico de Gibraltar. Con su intercambio de aguas profundas entre el Atlántico y el Mediterráneo, conservando las mismas direcciones y fluctuando la intensidad de caudales. Esto explicaría la presencia de ostrácodos sicrosféricos en Alborán, pero no la sustitución posglaciar de

foraminíferos planctónicos. Problemas de adaptación biológica a los cambios climáticos en un mar cuya hidrodinámica de aguas intermedias (fig. 2) tiene su réplica, a escala reducida, en la Bahía de Palma (fig. 4) donde la tendencia levógira del «Iberian Gyre» de Vergnaud-Grazzini *et al.* (1988) queda reproducida en el desplazamiento levógiro de la microfauna sedimentaria de foraminíferos bentónicos y planctónicos, cuyos acumulos «post mortem», nos dieron, en base a unos 250.000 individuos (Mateu 1989 y 1995), un modelo hidrodinámico para la Bahía (fig. 4), corroborado después por aquel «3-D numerical model» de corrientes de la costa sur de Mallorca (Werner *et al.* 1993).

La deriva litoral de las aguas de la Bahía de Palma y su fisiografía y bionomía (Díaz del Río *et al.* 1993) juegan un gran papel en la recuperación posglaciar y holocénica de sus ecosistemas litorales e infralitorales, sobre todo de los medios algales y posidonícolas que son áreas de producción de foraminíferos epífitos (*Miliolidae*, *Cibicididae*, *Discorbidae*, etc.) y sánmico-terrágenos (*Globatellidae*, *Textulariidae*, *Elphidiidae*, etc.), cuya dispersión tafocenótica queda regulada por la fisiografía de paleocauces, beach-rock, terrazas submarinas, praderas vegetales, tipo y granulometría de arenas, dinámica gravitacional de sedimentos, etc., etc., todo dentro de una constatada mayor diversidad específica y acúmulo de formas bentónicas y planctónicas en la mitad occidental (T_2 , T_6 y ST_{10}) y una permanente presencia de forma cálidas (*Soritidae*) en el SE de la misma (S_{14}) en consonancia con aquella climatología arrecifal y miocénica de los acantilados que los cobijan (fig. 4).

Las conocidas deducciones isotópicas de playas y eolianitas regresivas del Pleistoceno superior de Mallorca (Butzer 1985) van ampliándose para los tiempos holocenos con otros datos de investigadores que trabajan en Baleares en base a dataciones por C^{14} de moluscos y foraminíferos.

Ojala tales estudios, afinando cronologías y eventos estratigráficos y climáticos, con la alternancia de máximos y mínimos isotópicos (Sarnthein *et al.* 1995) y la visión interdisciplinar del tema (Frakes 1979, Zubakov *et al.* 1990), nos ayuden en la lectura biológica del clima mediante análisis cualitativo y cuantitativo de las biocenosis y de sus correspondientes biofacies en sedimentos y rocas orgánicas.

El cambio brusco entre el clima glaciario e interglaciario es objeto de programas de investigación internacional, como ha demostrado la reciente convención habida en Mallorca sobre paleoceanografía y cambios climáticos organizada y dirigida por los Profesores Grimalt y Duplessy y en la que han participado unas 15 Universidades y Centros de Investigación europeos con 41 comunicaciones firmadas por 74 investigadores. Dataciones de sondeos glaciares, mediciones del CO_2 y partículas del hielo. Isótopos y su registro glaciario y oceánico. Derivados lipídicos, fosfatos, biomarcadores, foraminíferos planctónicos y dinoquistes. Los estadios isotópicos y los cambios climáticos sobre todo desde la Última Gran Glaciación con su incidencia en la circulación oceánica. Estos y otros muchos son aspectos destacados por esta labor puntera donde la micropaleontología con sus especies indicadoras también sirve de termómetro ambiental y de abecedario biológico para la lectura climática del Planeta.

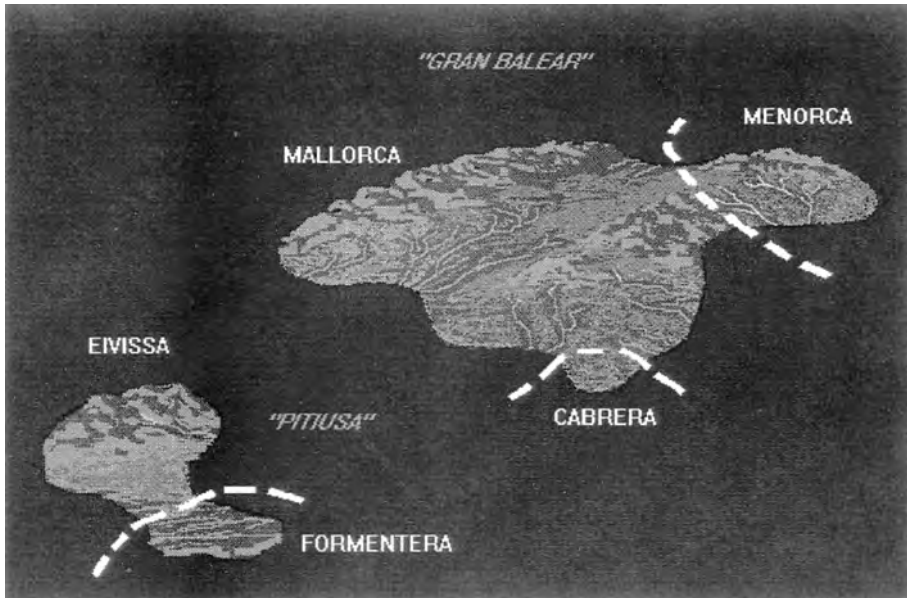
Referencias

- Blanc F., Blanc-Vernet L. et Le Campion J. 1972. «Application paléoécologique de la méthode d'analyse factorielle en composants principaux: Interpretation des microfaunes de Foraminifères planctoniques quaternaires en Méditerranée». *Tethys*, 4(3): 761-778.
- Blanc-Vernet L., Sgarrella F. et Acquaviva M. 1984. «Événements climatiques, hidrologie et Foraminifères en Méditerranée au Quaternaire récent». *Bull. Soc. Geol. France*, 26(6): 1235-1243.
- Broecker W. S. and Van Donk J. 1970. «Insolation changes ice volumes, and O¹⁸ record in deep sea cores». *Reviews of Geoph. and Space Physics*. Richmond, 8 (1): 169-198.
- Butzer K. W. 1985. «La estratigrafía del nivel marino en mallorca en una perspectiva mundial». In: *Pleistoceno y Geomorfología Litoral*, pp. 17-33.
- Caralp M. H. 1988. «Late Glacial to Recent Deep-Sea Benthic-Foraminifera from the Northeastern Atlantic (Cadiz Gulf) and Western Mediterranean (Alboran Sea): Paleooceanographic Results». *Mar. Micropal.*, 13: 265-289.
- Davaud E. and Septfontaine M. 1995. «Post-mortem onshore transportation of epiphytic Foraminifera: Recent exemple from the Tunisian coast line». *Journal of Sedimentary Research*, 165(1): 136-142.
- Díaz del Río V., Somoza L., Goy J. L., Zazo C., Rey, J., Hernández-Molina J. y Mateu G. 1993. *Mapa fisiográfico de la Bahía de Palma*. Publ. esp. I.E.O, nº 16, 39 figs. + Mapa.
- Frakes L. A. 1979. *Climates Throughout Geologic Time*. Elsevier. Amsterdam. 309 pp.
- Fumanal M. P., Mateu G., Rey J., Somoza L. y Viñals M. J. 1993. «Las unidades morfosedimentarias cuaternarias del litoral del Cap de la Nau (Valencia-Alicante) y su correlación con la plataforma continental». *Estudios sobre Cuaternario* 1993: 53-64.
- Genesseeux M. G. and Stanley D. J. 1983. «Neogene to Recent displacement amb contact of Sardinian and Tunisian margins. Central Mediterranean». *Smith Contrib. Mar. Sc.*, 23: 1-20.
- González-Donoso J. M., González Padilla I. M. y Palmquist P. 1991. «Contribución al conocimiento de la paleoceanografía del Mar de Alborán (Mediterráneo Occidental) mediante el estudio de los foraminíferos planctónicos de un testigo de sondeo». *Rev. Esp. Paleont.*, 6(2): 191-205.
- Hernández-Molina F. J., Somoza L., Rey J. y Pomar L. 1994. «Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: Model for very high resolution sequence stratigraphy». *Mar. Geology*, 120: 129-174.
- Hillare-Marcel Cl., Garipey C., Ghaleb R., Gou J. L., Zazo C. and Cuerda Barceló J. 1996. «U-series measurement in Tyrrhenian deposits from Mallorca - Further evidence for two Last-Interglacial high levels in the Balearic Islands». *Quaternary Sci. Rev.*, 15: 53-62.
- Huckel W. 1953. *Química Estructural Inorgánica*. Ed. Reverte 2 T. p. 971.
- Jacques G. et Treguer P. 1986. *Ecosistèmes Pelagiques Marines*. Masson. Paris.
- Lorius C. et Duplessy J. C. 1977. «Les grands changements climatiques». *La Recherche*, 83(8): 947-955.
- Margalef R. 1974. *Ecología*. Homega. Barcelona.
- Mateu G. 1981. «Foraminíferos planctónicos del área de afloramiento del Atlántico del NW de Africa: Estructura, origen y evolución de sus comunidades». *Rev. Esp. Micropal.*, 11(1): 135-157.
- Mateu G. 1985. «Nuevos datos micropaleontológicos para interpretar el glacioteconoeustatismo del Pliopleistoceno de Baleares (Mediterráneo Occidental)». In: *Geomorfología litoral y Cuaternario* (Homenaje a J. Cuerda). Univ. Valencia, Zurich, Palma de Mallorca, pp. 61 a 76, 4 figs. + 2 Lám.
- Mateu G. 1989. «La Bahía de Palma de Mallorca (Baleares-España) y los recientes estudios geosísmicos, bionómico-sedimentarios y micropaleontológicos en un litoral de difícil regeneración antrópica». *Rev. Cien. (I.E.B.)*, 4: 65-81.
- Mateu, G. 1992. Foraminifera of the Alboran Sea: Biology and Taphonomy after the Last Glatiation (18.000-15.000 a B.P.). Cartografía por I.E.O.

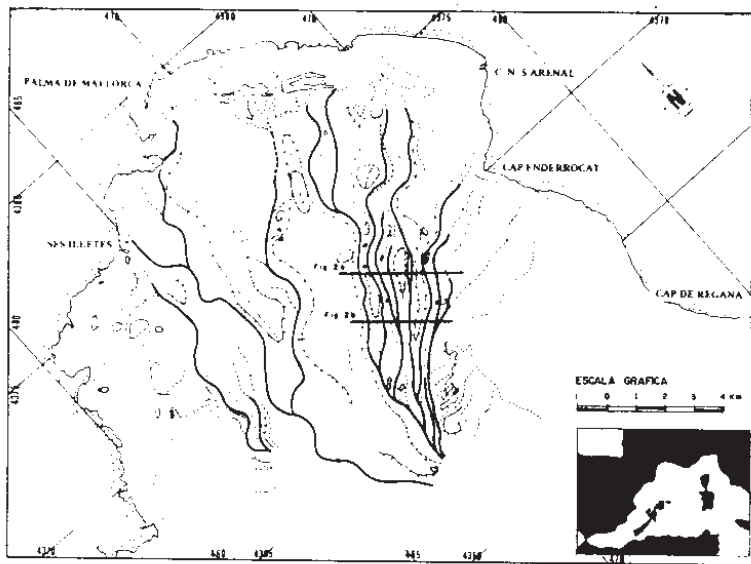
- Mateu G. 1993a. «Análisis micropaleontológico del sondeo K-14 en el margen continental de Menorca y la paleoceanografía tardo-cuaternaria del mar catalano-balear». *Actas 3ª Reunión del Cuaternario Ibérico*. Coimbra. pp. 275 a 277.
- Mateu G. 1993b. «Micropaleontología sedimentaria del Mar de Weddell». In: López-Martínez G. edit. *Geología de la Antártida Occidental*. Simposios T. 3, pp. 213-227 (III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca 1992).
- Mateu G. 1995. «Bahía de Palma de Mallorca (Balearic Islands) Neogen-Quaternary hydrodynamics and Micropaleontology». *Rapp. Comm. int. Mer Médit.*, 34, 111.
- Mateu G. 1996. «Los Foraminíferos planctónicos de las formaciones cuaternarias del litoral de Valencia-Alicante y sus ambientes deposicionales». *Mem. Reial Acad. Cienc. i Arts Barcelona*. (3ª época N° 993), Vol. LV, n° 7. pp. 319-346.
- Mateu G. y Gazá M. 1986. «Micropaleontología circalitoral y coralígena. Foraminíferos y cocolitofóridos asociados a *Corallium rubrum* I: Sistemática, ecología y evolución paleoceanográfica». *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 3(4): 13-53.
- Mateu G., Rey J. y Díaz del Río. 1985. «Les paleolits de la Baie de Palma de Majorque: Interpretation sismique et datation biochronologique». *Rapp. Comm. int. Mer Médit.*, 29, 2: 39-45+2 pl.+2 figs.
- Mateu G., Fornós J. y Moreiro M. 1993a. Biosedimentology of the Balearic shelf and its micropaleontologic and paleoenvironmental interpretation. Cartografía edit. por I.E.O.
- Mateu G. y Vinyals M. J. 1993b. Geomorphological and paleocological evolution of the southern coast of the Valencia Gulf. Cartografía edit. por I.E.O.
- Minas M. J., Corte B. et Minas M. 1984. «Oceanographie du detroit de Gibraltar et des parages annexes». *Le courrier de CNRS*, 57: 10-17.
- Molfino B. 1994. «Paleoecology of marine systems». In: Giller P. S., Hildrew A. G. & Raffaelli D. G. edit. 1994. *Aquatic Ecology*. Blackwell Scientific Publication. Pp. 649.
- Pujol C. 1980. «Les Foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire. Ecologie - Stratigraphie - Environment». *Mem. Inst. Geol. Bass. Aquit.*, 10: 1-254. (Univ. de Bordeaux).
- Pujol C. and Vergnaud-Grazzini C. 1989. «Palaeoceanography of the Late Deglaciation in the Alborán Sea (Western Mediterranean). Stable Isotopes and Planktonic Foraminiferal Records». *Mar. Micropal.*, 15: 153-179.
- Sanz J. L., Acosta J., Herranz P., Palomo C. y San Gil C. 1983. «Síntesis de las características geológicas y geofísicas de la parte occidental del Estrecho de Gibraltar». *Trab. Inst. Esp. Oceanogr.*, 43: 115-131.
- Sarnthein M., Jansen E., Weinelt M., Arnold M., Duplessy J. C., Erlenkenser H., Flatoy A., Johannessen G., Johannessen T., Jung S., Koc N., Sabeyrie L., Maslin M., Pflannmann U. and Schula H. 1995. «Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50°-80°N: A time-slice record of the last 30.000 years». *Paleoceanography*, 10(6): 1063-1094.
- Stanley D. J. 1978. «Ionian Sea sapropel distribution and Late Quaternary palaeoceanography in the eastern Mediterranean». *Nature*, 274: 149-151.
- Thiede J. 1978. «The Glacial Mediterranean and Bay of Biscay». In: *Evolution of planetary atmospheres and climatology of the earth*. Centre Nat. Etud. Spat. Toulouse, pp. 121-132.
- Thiede J. 1980. «The Late Quaternary Marine Paleoenvironment between Europe and Africa». In: Van Zinderen & Coetzee edits. *Palaeoecology of Africa and the surrounding Islands*, Vol. 12, pp. 213-225. Rotterdam.
- Thunell R. C. 1978. «Distribution of recent planktonic Foraminifera in surface sediments of the Mediterranean Sea». *mar. Micropal.*, 3: 147-173.
- Urey H. C. 1947. «The thermodynamic properties of isotope substances». *Journ. Chem. Soc.* Londres. p. 562-581.
- Vergnaud-Grazzini C., Devaux M. and Zanidi G. 1986. «Stable isotope "anomalies" in Mediterranean Pleistocene records». *Mar. Micropal.*, 10: 35-69.
- Vergnaud-Grazzini C., Borsetti A. M., Cati F., Colantoni P., D'Onofrio S., Saliège J. F., Sarotri R. and Tampieri P. 1988. «Palaeoceanographic record of the last Deglaciation in the Strait of Sicily». *Mar. Micropal.*, 13: 1-21.

- Viñals M. J., Mateu G., Fumanal M. P., Usera J. y Favero V. 1989. «Aportación al conocimiento de las facies lagunares y litorales de la marjal de Oliva-Pego (Valencia)». *Cuaternario y Geomorfología*, 2(1-2): 93-104.
- Vismara A. 1984. «Holocene stagnation event in the Eastern Mediterranean. Evidence from deep-sea benthic Foraminifera in the Calabrian and Western Mediterranean ridges». *Benthos 83 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera* (Pau 1983): 585-599, 4 figs., 3 tab., 2 pl. Pan and Bordeaux.
- Werner F. E., Viúdez A. and Tintoré J. 1993. «An exploratory numerical study of the current off the southern coast of Mallorca including the Cabrera Island complex». *Journ. Mar. Systems*, 4: 45-66.
- West R. G. 1979. *Pleistocene Geology and Biology*. Lodgman edit., London. 440 pp.
- Zubakov V. A. & Borzenkova I. 1990. *Global Pleaoclimate of the Late Cenozoic*. Elsevier, 453 pp.

1a



1b



Red hidrográfrica paleocuaternaria. Fisiografía del área de la bahía de Palma. (Se han trazado las situaciones de los perfiles sísmicos)
 Legenda: beach rocks; Afloramientos Cuaternarios; Boides de los cauces;
 Ejes de los cauces; Ejes de cauces secundarios; Ejes sinclinales;
 Límite de los afloramientos; Altos estructurales.
 (Tomado de G. MATEU, J. REY y V. DIAZ DEL RÍO, 1984)

Fig. 1a.- La «Gran Balear» y «Pitiusa» durante la «Última Gran Glaciación» (18.000-15.000 a B.P.). (Dibujo de J. Jansá, tomado de Mateu 1985).

Fig. 1b.- Red hidrográfrica paelocuaternaria de la Bahía de Palma (Mateu, Rey & Díaz del Río 1984).

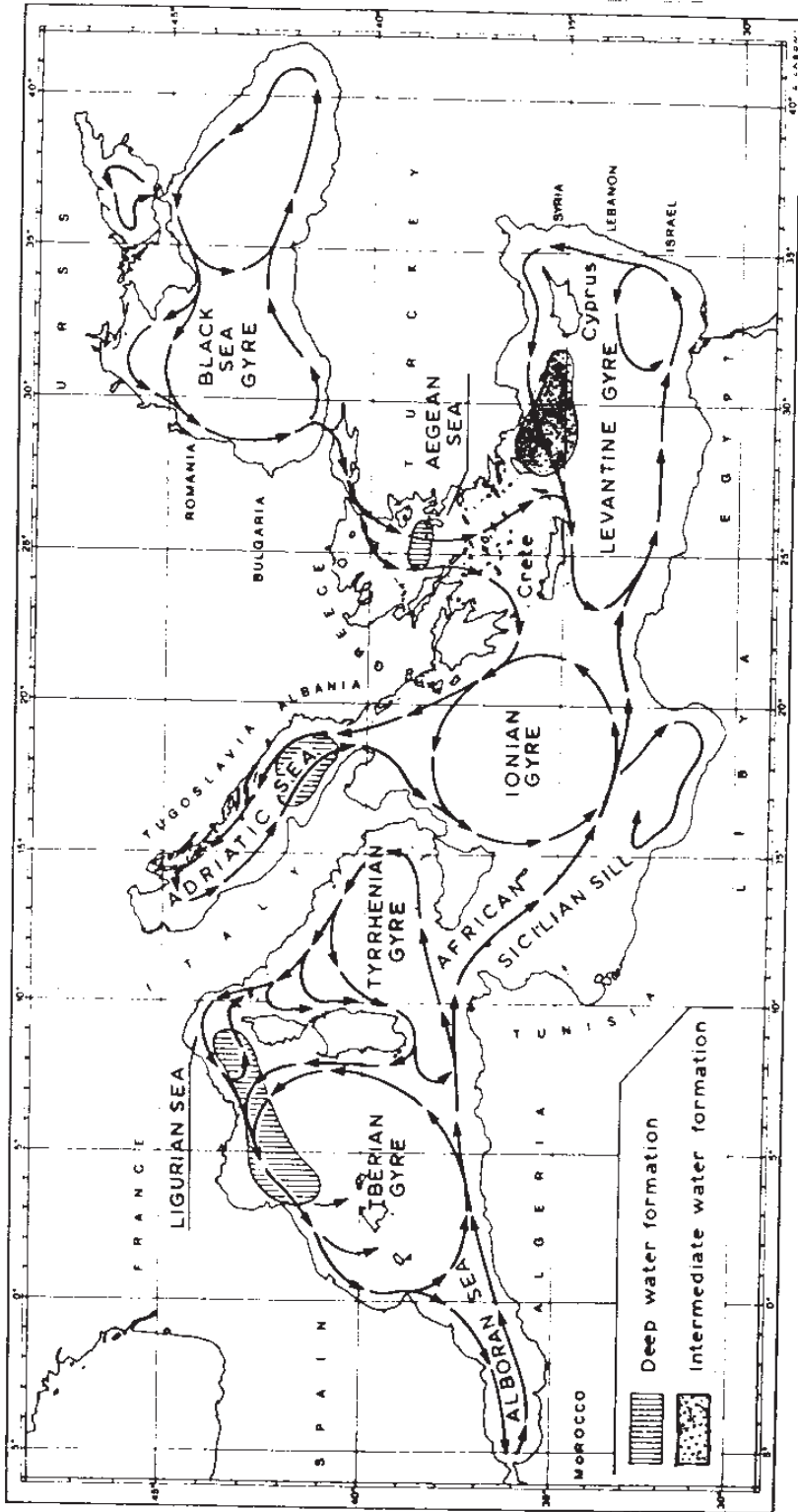


Fig. 2.- Circulación media y profunda del Mediterráneo. (Vergnaud-Grazzini *et al.* 1988).

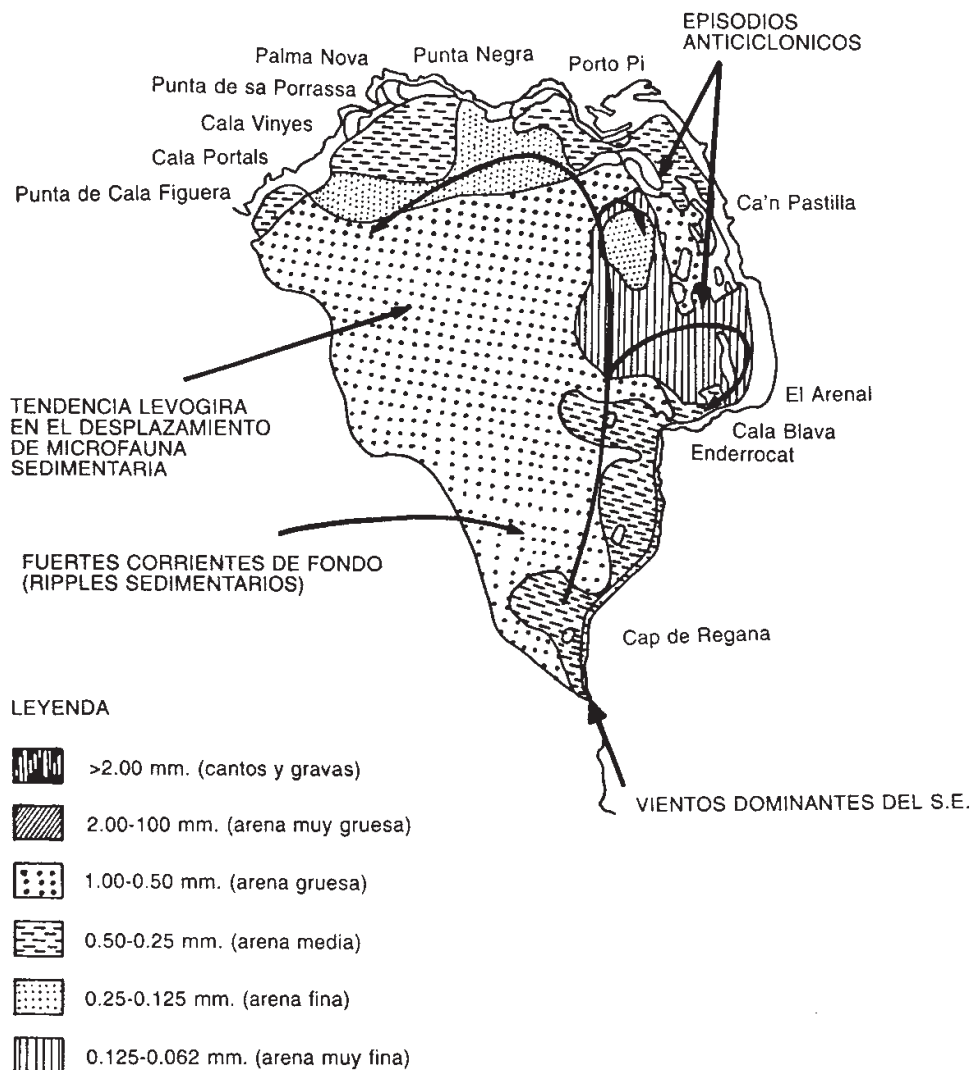


Fig. 4.- Modelo hidrodinámico, en base a 250.000 foraminíferos bentónicos y planctónicos, de la Bahía de Palma, teniendo en cuenta sedimentología, biocenosis y tafocenosis microfaunísticas. (Mateu & Gazá 1986; Mateu 1989 y 1995).