

## Thesis abstract

Continental margins occupy a considerable proportion of the total surface in marginal basins. Therefore, processes occurring in the margins determine the dynamics of the whole basin. Continental margins of the world ocean play a key role in global biogeochemical cycling since land and open sea systems interplay at their location. The development of reliable global models for the biogeochemical cycles of key elements, especially carbon, relies on the knowledge of the fluxes of these elements through the ocean boundaries. Quantification of the fluxes between open ocean and marginal seas with their continental margins is then crucial for the development of these models.

Moreover, sediment accumulation rates on continental margins are orders of magnitude higher than in the open ocean and, therefore, marginal sediments may contain high-resolution records of the processes triggered in response to the variability of environmental conditions. Particle flux studies on continental margins are crucial to understand the processes controlling transfer rates of particulate matter between the water column and bottom sediments.

The present thesis focuses on the transfer and accumulation of particulate matter in the Alboran Basin (Mediterranean Sea) and on the potential of deep sediments from the Bransfield Basin (Antarctic Peninsula) to record the evolution of past environmental conditions. Both are marginal basins dominated by continental margin environments and hemipelagic sedimentation. Because of these similarities, similar research strategies and methodologies have been used in the two basins despite the striking climatic differences between the two areas.

Particle flux studies in the Western Alboran Basin between July 1997 and May 1998 show that vertical transfer in the upper water column is controlled by the funnelling of material from the basin edge towards its centre. Down- and southward advection along the isopycnal surfaces of the front associated to the boundary of the Western Alboran Gyre (WAG) produces an offshore increasing trend of particle fluxes that is unusual in most continental margin environments.

The temporal evolution of fluxes to mid-water depths is highly variable throughout the year. All series show an overall common evolution with a first peak at the beginning of summer 1997, a second broad composite peak during late autumn/winter and a third one in spring 1998. Summer and spring peaks are richer in biogenic constituents if compared with the late autumn/winter peak. Such a compositional pattern seems to be mainly controlled by fluvial discharge and primary production. Fluvial discharge can be responsible for the higher lithogenic flux during autumn and winter, while high primary production on the periphery of the WAG promotes generation of biogenic particles year round and especially in spring and summer.

Results from a High Frequency Flux (HFF) experiment carried out during spring 1998 show that, in addition to a high primary production on the edge of the gyre, isopycnal advection of phytoplankton-rich water masses, particle aggregation and zooplankton grazing are all mechanisms necessary to enhance particle export from WAG surface waters to intermediate depths (400-500 m). The same experiment

shows that disaggregation, particle size reduction and physical advection by a westward sluggish flow of intermediate and deep waters likely causes a substantial decrease in the transfer of particles to mesopelagic depths (between 400 and 900 m).

The temporal evolution of near-bottom fluxes is controlled both by the downward transfer of particulate matter from mid waters and an advective input of mostly lithogenic and carbonate matter via nepheloids. During the periods of enhanced export from surface waters there is also a significant near-bottom downslope transfer of biogenic-rich material first accumulated on the sea floor at shallower areas. Currentmeter data show how pulses of the westward near-bottom flow influence the bottom nepheloid activity.

Both, particulate matter degradation and advection while settling through mesopelagic depths, and downslope near-bottom redistribution, constitute a mechanism by which carbon can be effectively removed from surface waters and driven to deep water masses and deep-sea sediments. The later process shows that deep-sea sediments from the Alboran Sea can thus accurately record the sea surface productivity events affecting the basin.

Geochemical studies of bottom surface sediments show that, on time scales of tens to hundreds of years, sediment accumulation rates decrease as water depth increases, and that local seafloor relief plays a determinant role on sediment distribution in the Alboran Basin. Particularly noticeable are the funnelling role of submarine canyons, the trapping effect of slope terraces, and the barrier effect of seafloor ridges. The comparison of bottom sediment with sediment trap data from the Western Alboran Basin shows that the advective input of particles up to 30 meters above the bottom accounts for as much as 50-70% of the material that is ultimately deposited onto the sea floor. The abundance of lithogenic particles in the Malaga zone (~80%) reflects a larger input to the Western Alboran Sea. Conversely, carbonate content increases from less than 20% off Malaga to about 30% in the Almeria-Oran zone, thus illustrating the diminution of lithogenic dilution in the later. Abundance and accumulation rates of organic matter are in agreement with the spatial patterns of primary production in the Alboran Sea, which is higher to the west due to the presence of the WAG. Seafloor organic matter preservation depends mainly on sediment accumulation rates. Its degradation has been estimated to be at least 30-40% of the amount reaching the bottom after comparison with sediment trap data. Biogenic silica produced and exported from surface waters does not effectively accumulate on the bottom as shown by its almost total lack in the sediments. Such a significant degradation is tentatively related to the alteration of the organic matter incorporated to the particles and aggregates that include opal. Such alteration leaves opal exposed to the corrosive action of silica undersaturated waters.

The sediments recovered in the Bransfield Basin include the sedimentary record of the latest 2000 years of the Central Basin, and the latest 3000 years of the Eastern Basin. Granulometrical and geochemical analysis show that sediments accumulated mostly through hemipelagic processes and, to a minor extent, by turbidity currents. Comparison with sediment trap data reveals that hemipelagic processes in the Bransfield Basin are dominated by near-bottom lateral advection (70%) and by vertical settling of particulate matter from surface waters (30%). Fluctuations in particle contribution by these two processes would respond for the formation of lamina with varying thickness and abundance of biogenic

constituents. The relation between climate and relative sediment supply by these two processes is used to reconstruct the environmental oscillations of the past 3000 years, which demonstrates that hemipelagic sediments from the Bransfield Basin contain a high-resolution record of the climatic fluctuations during the Late Holocene.



## Pròleg

### Les conques marginals i els seus marges: una visió biogeoquímica

Anomenem conca marginal la que és mig closa i adjacent a un continent o arc insular. El confinament entre masses continentals i/o elevacions submarines condiciona que, en aquestes conques, els marges continentals ocupin bona part de la seva superfície i, per tant, hi prenguin un protagonisme excepcional. A més, la seva morfologia, amb una comunicació restringida amb l'oceà obert, té importants implicacions pel que fa a la dinàmica sedimentària, no només dels marges continentals, sinó també de les limitades zones de fons de conca que s'hi desenvolupen.

Els marges continentals, formats per plataforma, talús i glacis, ocupen menys d'un 20% del fons de l'oceà global, i són franges relativament estretes de transició entre les masses continentals emergides i les conques marines profundes. Per tant, malgrat la seva reduïda extensió relativa, són regions amb un paper clau en els cicles biogeoquímics globals ja que és on interactuen activament els sistemes continentals i de mar oberta. Els marges reben, acumulen i transfereixen grans quantitats de materials terrígens naturals i antropogènics. A més, als marges continentals, la producció biològica per unitat de superfície pot ser vàries vegades més gran que a l'oceà obert. Hom calcula que a les zones de plataformes continentals, les quals ocupen aproximadament el 10% de l'oceà, s'hi dona entre el 20% i el 30% de la producció primària (Martin et al., 1987; Schimel et al., 2000, Liu et al., 2000). Aquesta elevada producció és deguda sobretot a l'entrada de nutrients d'origen fluvial o eòlic i a la influència d'afloraments costaners ("upwelling") i fronts. A més, els organismes marins de fons som fan que s'hi generi la meitat del carbonat càlcic marí. Tots aquests processos fan que el marge continental sigui l'indret on s'enregistren els fluxos de partícules i les taxes d'acumulació més elevats de tot l'oceà (Dymond, 1992).

L'aportació terrígena de matèria orgànica i l'elevada productivitat biològica, combinades amb la reduïda profunditat dels marges, els converteix en un depocentre de carboni, nutrients i altres elements que es troben dissolts a l'aigua marina. S'ha estimat que al voltant de l'11% de la producció primària anual dels marges continentals arriba al fons marí (Liu et al., 2000), on una bona part és remineralitzada sota condicions redox molt diferents de les d'aigües obertes. L'estimació del flux d'oxigen a la zona bentònica indica que als fons marins dels marges continentals hi arriba aproximadament la meitat del flux global de carboni orgànic particular. S'ha identificat una correlació entre la biomassa de petits organismes (en particular bacteris i meiobentos) i la mitjana temporal del flux de matèria orgànica. A més, l'activitat bioturbadora d'organismes més grans (macrobentos), la qual incrementa el reciclatge del carboni i n'afecta la seva acumulació, augmenta amb l'arribada estacional d'aliment (Lochte, 2000). La resposta de l'ecosistema bentònic a l'arribada d'aliment fa que, en general, la preservació de la matèria orgànica sigui baixa i molt variable. Malgrat això, el percentatge de carboni orgànic en els sediments dels marges continentals (0,7% a la plataforma i 1,3% al talús i el glacis) és considerablement més alt que en els sediments de les planes abissals (0,3%) (Romankevitch, 1984). Aquest fet, juntament amb les elevades taxes de sedimentació, fa que la quantitat total de carboni que s'hi emmagatzema sigui molt considerable.

El desenvolupament de models globals realistes dels cicles biogeoquímics de diferents elements, especialment el carboni, passa per conèixer-ne els fluxos a través dels límits de l'oceà. Per tant, un bon coneixement dels fluxos entre el marge i l'oceà obert és crucial pel desenvolupament d'aquests models. La quantificació de l'evolució temporal dels fluxos verticals de partícules al talús continental permet estudiar els processos que controlen la sedimentació de partícules i la transferència sedimentària entre la plataforma i el fons de conca.

Les taxes d'acumulació sedimentària dels marges poden ser ordres de magnitud més grans que a les regions de l'oceà obert. Per tant, aquests sediments poden contenir localment registres d'alta resolució de processos ocorreguts en resposta a la variabilitat les de condicions ambientals. La seva contínua interacció amb els continents fa dels marges zones especialment sensibles als canvis climàtics, fet que encara dóna més interès al seu estudi. Els canvis climàtics es tradueixen en variacions de la descàrrega fluvial, l'aportació eòlica, i el nivell del mar, entre d'altres. L'estudi dels fluxos de partícules i sediments dels marges pot ser doncs, molt útil per a entendre els controls i les taxes de transferència del carboni associat a materials biogènics entre la columna d'aigua i els sediments del fons, i la seva relació amb els canvis a llarg termini.

A més, els estudis dels oceans costaners són directament rellevants per a la societat. Les regions costaneres són densament poblades, i estan subjectes a l'explotació per a l'obtenció d'aliments per part de l'home. Aquestes regions són sensibles als canvis ambientals resultants de processos naturals i de les activitats humanes. Els estudis de fluxos de partícules i sedimentològics contribueixen a determinar la resposta dels ambients costaners i del marge continental a aquestes pertorbacions, així com els seus efectes en els cicles biogeoquímics globals.

## Referències

- Dymond, J. 1992. Particles in the oceans. *Oceanus*, 35, 60-67.
- Liu, K. K., Iseki, K., i Chao, S. Y. 2000. Continental margin carbon fluxes. In: Hanson, R.B., Ducklow, H.W. i Field, J.G. (eds.). *The changing ocean carbon cycle*, Cambridge, Regne Unit. Cambridge University Press. Pp. 187-239.
- Lochte, K. 2000. Deep Ocean Fluxes. JGOFS Open Science Conference. *Ocean Biogeochemistry: A New Paradigm*. 13-17 April, Bergen, Norway. Conference Programme, p. 92.
- Martin, J.H., Knauer, J.A., Karl, D.M. i Broenkow, W.W. 1987. VERTEX: carbon cycling in the Northeast Pacific. *Deep-Sea Res.*, 34, 267-285.
- Romankevitch, E. A. 1984. *Geochemistry of organic matter in the ocean*. Springer-Verlag, Berlin. 335 pp.
- Schimmel, D., Enting, I.G., Heimann, M., Wigley, T.M.L., Raynaud, D., Alves, D., i Siegenthaler, U. 2000. CO<sub>2</sub> and the carbon cycle. A: Wigley, M.L., Schimmel, D. (eds), *The Carbon Cycle.*, Cambridge, Regne Unit. Cambridge University Press. pp. 7-36.

## Presentació de la tesis

Aquest treball versa sobre la transferència i acumulació de material particular a la Conca d'Alboran (Mar Mediterrània) i la capacitat d'enregistrar l'evolució de les condicions paleoambientals dels sediments profunds de la Conca de Bransfield (Península Antàrtica). Ambdues conques corresponen a conques marginals on predominen els ambients de marge continental i la sedimentació hemipelàgica, fet que permet, malgrat les diferències entre els règims climàtics de les zones on estan ubicades, aplicar estratègies i metodologies similars per al seu estudi.

La tesi consisteix en un compendi de quatre articles i ha estat estructurada en set capítols. El Capítol 1 consisteix en una àmplia introducció destinada a centrar el lector en el marc científic en els que estan situats els diferents capítols posteriors. Aquest primer capítol inclou una secció dedicada als processos sedimentaris pelàgics i hemipelàgics responsables dels fluxos de partícules a les zones de marge continental, una secció dedicada al cicles del carboni i la bomba biològica, una secció en què s'introdueix la relació entre les diferents escales temporals dels estudis que formen part d'aquesta tesi i, finalment, una introducció a les zones d'estudi.

Els capítols 2 a 5 corresponen als manuscrits dels quatre articles publicats o sotmesos per a publicació dels que aquí se n'inclou una breu descripció:

Capítol 2) Joan Fabres, Antoni Calafat, Anna Sanchez-Vidal, Miquel Canals i Serge Heussner. *Composition and spatio-temporal variability of particle fluxes in the Western Alboran Gyre, Mediterranean Sea. Journal of Marine Systems, 33-34, 431-456, 2002.*

Aquest estudi inclou les series temporals de flux de massa total i constituents majors recollides durant un any al llarg d'un transecte N-S a través del sector septentrional de la Mar Occidental d'Alboran. Aquestes dades han permès de caracteritzar la distribució espacial i temporal dels fluxos de partícules i, juntament amb altres dades complementàries (descàrrega fluvial, clorofil·la a les aigües superficials i dades de la columna d'aigua), establir les fonts del material particular i els factors de control que condicionen la seva distribució.

Capítol 3) Joan Fabres, Antoni Calafat, Anna Sanchez-Vidal, Miquel Canals, Serge Heussner and Nicole Delsault. *Biophysical control on particle transfer to mesopelagic depths: Results of a High Frequency Flux experiment in the Western Alboran Sea, Western Mediterranean. Deep-Sea Research Part I (enviat per publicació).*

Aquesta contribució recull les dades de fluxos de massa i constituents majors obtingudes amb una freqüència de tres dies durant el "High Frequency Flux experiment", que correspon a la darrera part del període anual estudiat en la contribució anterior. L'estudi d'aquestes dades va permetre aportar precisions sobre la importància de les interaccions entre la circulació de mesoscala i la comunitat planctònica superficial en el control de la transferència de material cap a aigües profundes i la influència de la redistribució de material prop del fons.

Capítol 4) Pere Masqué, Joan Fabres, Antoni Calafat, Miquel Canals, Joan Albert Sanchez-Cabeza, Anna Sanchez-Vidal, Isabel Cacho i Joan Manel Bruach. *Accumulation rates of major constituents of hemipelagic sediments in the deep Alboran Sea: a centennial perspective of sedimentary dynamics. Marine Geology (en premsa).*

Aquesta tercera contribució ha estat feta en col·laboració amb el Laboratori de Radioactivitat Natural de la Universitat Autònoma de Barcelona. Les estimacions amb radionúclids de les taxes d'acumulació i barreja dels sediments recuperats als marges i fons de la Conca d'Alboran (realitzades per l'esmentat laboratori), juntament amb l'anàlisi dels constituents majors, ha permès establir els fluxos i composicions relatives dels sediments acumulats durant els darrers centenars d'anys. Aquestes dades permeten discutir quins són els processos i factors que condicionen l'acumulació d'aquests sediments. A més, la seva comparació amb les dades de fluxos obtingudes a la columna d'aigua permeté calcular balanços i establir tant el paper de l'aportació de material particular prop del fons, com el potencial de preservació dels diferents constituents majors, en especial de la matèria orgànica.

Capítol 5) Joan Fabres, Antoni Calafat, Miquel Canals, Maria Ángeles Bárcena i José Abel Flores. *Bransfield Basin fine grained sediments: Late Holocene sedimentary processes and oceanographic conditions. Holocene, 10, 703-718, 2000.*

Aquesta darrera contribució constitueix un exemple del potencial del registre sedimentari de les conques marginals per a la reconstrucció de les condicions paleoambientals. D'altra banda aquest estudi també posa en relleu la importància del coneixement i interpretació acurats dels processos sedimentaris i els seus factors de control per a una correcta interpretació d'aquests registres.

El capítol 6 correspon a un resum dels principals resultats i de les discussions dels quatre capítols anteriors i finalment al capítol 7 s'ha inclòs un sumari de les principals conclusions i de les perspectives de futur del present treball.



## Objectius

Els objectius de la present tesi estan centrats en torn a dos punts fonamentals relacionats amb la singular dinàmica sedimentària dels marges continentals.

El primer dels objectius generals és establir la distribució temporal i espacial dels fluxos de partícules, i la seva composició en constituents majors (carboni orgànic i els elements biogènics associats i la fracció litogènica), a la meitat septentrional de la Mar Occidental d'Alboran (Mediterrània Occidental). Concretament les escales temporals abordades cobreixen des de l'ordre de dies fins a centenars d'anys.

Per tal de mesurar els fluxos i la seva variabilitat a la part baixa d'aquest rang, és a dir, dies o setmanes, es va dissenyar un experiment amb diverses trapes de sediment situades a diferents localitats i profunditats. Aquest experiment tingué com a objectiu obtenir sèries temporals del flux total de partícules i dels constituents majors durant un any amb una resolució variable d'entre 10 i 3 dies. Aquestes sèries temporals ens permeten quantificar la transferència del material particular i els seus constituents principals entre els diferents compartiments del medi marí d'aquesta part de la Mediterrània. Aquesta tasca ha estat identificada com una de les tasques científiques principals del projecte MTP II-MATER (Mediterranean Targeted Project- Mass Transfer and Ecosystem Response) essent la Mar d'Alboran una de les tres àrees de la Mediterrània Occidental seleccionades per a aquest propòsit. A més, l'estudi d'aquests fluxos de partícules, juntament amb l'anàlisi d'altres dades complementàries de la superfície i la columna d'aigua (corrents, distribució de les masses d'aigua, concentració de clorofil·la en les aigües superficials a partir d'imatges satèl·lit, etc.) ens permeten també determinar quins són els factors principals que controlen l'aportació, la producció autòctona i la sedimentació del material particular. L'interès de la determinació i comprensió a nivell global dels processos que controlen els fluxos de carboni i constituents biogènics associats i d'avaluar els intercanvis relacionats amb l'atmosfera, el fons marí i les masses continentals ha estat també posat de manifest en el projecte internacional JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study) dedicat a la comprensió del cicle oceànic del carboni, la seva sensibilitat als canvis, i la regulació del balanç de CO<sub>2</sub> entre l'atmosfera i l'oceà. Les dades de major resolució temporal permeten precisar quin és el paper de les estructures hidrodinàmiques de mesoscala i de les interaccions entre aquestes i els processos biològics en la gènesi, dispersió i transferència del material particular.

Pel que fa a l'estudi de la variabilitat espacial dels fluxos en escales temporals de l'ordre d'anys i centenars d'anys es van obtenir sediments del fons de la Conca d'Alboran que possibiliten, a partir de les taxes de sedimentació, l'estudi dels fluxos de partícules i constituents majors al fons. Amb aquestes dades es pretén establir la contribució de les fonts al·lòctones i de la producció autòctona i les trajectòries de transport i sedimentació de les partícules sedimentàries a llarg termini. A més, els fluxos de constituents majors al fons juntament amb els fluxos a la columna d'aigua obtinguts a partir dels experiments amb trapes de sediment permeten calcular els balanços de massa necessaris per a establir el potencial de la Mar d'Alboran com a desguàs de carboni orgànic i altres constituents majors, com l'òpal, que juguen un paper important en la dinàmica geoquímica dels oceans.

El segon objectiu general és mostrar el potencial de la utilització dels registres sedimentaris dels marges continentals juntament amb el coneixement acurat de la dinàmica sedimentària d'aquests per a reconstruir les fluctuacions ambientals i climàtiques en el passat. Aquest segon objectiu major és abordat a partir de l'estudi de les seqüències sedimentàries recuperades a la Conca de Bransfield (Península Antàrtica).

Amb aquest fi es determinaren les característiques sedimentològiques i geoquímiques dels materials recuperats, que ens permeten, juntament amb el coneixement de la dinàmica sedimentària de la zona, discriminar els diferents processos que controlen la deposició sedimentària al fons de la conca. La determinació acurada de la contribució de cadascun dels processos és essencial per a establir el tipus i la qualitat de la informació paleoambiental que és extreta de la interpretació de cadascun dels indicadors. Finalment l'evolució dels indicadors paleoambientals en el registre sedimentari ens permet establir quina ha estat l'evolució climàtica de la zona estudiada durant el període cobert pel registre.

# 1. Introducció

---

1.1. Fluxos de partícules i processos sedimentaris .....	13
1.1.1. La sedimentació hemipelàgica .....	13
1.1.2. La sedimentació pelàgica .....	14
1.2. El cicle del carboni i la bomba biològica .....	20
1.2.1. El desgasament de l'atmosfera i l'impacte humà en el clima .....	20
1.2.2. El paper de l'oceà global .....	21
1.2.3. L'òpal biogènic .....	26
1.2.4. Els marges continentals com a fonts o pous de carboni .....	27
1.3. Del dia al mil·leni: complementarietat entre estudis sedimentològics de diferents escales temporals .....	29
1.4. Les zones d'estudi .....	31
1.4.1. La Mar d'Alboran .....	31
1.4.1.1. Fisiografia .....	31
1.4.1.2. Oceanografia física i producció primària .....	31
1.4.2. La Conca de Bransfield .....	35
1.4.2.1. Fisiografia .....	35
1.4.2.2. Oceanografia física i producció primària .....	36
1.4.2.3. Les condicions climàtiques, règim glacial i distribució del gel marí .....	37
Referències .....	38



## 1.1. Fluxos de partícules i processos sedimentaris

### 1.1.1. La sedimentació hemipelàgica

En conjunt els oceans són cossos d'aigua remarcablement clara: un litre oceànic conté menys d'una deumil·lèsima part de gram de partícules sòlides ( $\sim 2 \cdot 10^{-5} \text{g} \cdot \text{l}^{-1}$ ). Això vol dir que les partícules constitueixen menys d'una part en un milió de parts d'aigua oceànica ( $>1 \text{ ppm}$ ) (Eisma, 1983). Malgrat aquesta minsa proporció, la càrrega de partícules, i el seu moviment en el si del sistema oceànic influencien la composició química de l'aigua del mar. Les partícules contingudes en l'aigua oceànica són el resultat de processos biològics i geològics significatius. Els oceans són els receptacles finals dels productes sòlids i dissolts resultants majoritàriament de l'erosió i meteorització continentals. Les partícules al·lòctones entren a l'oceà mitjançant els rius, el vent i altres mecanismes minoritaris que localment poden ser significatius, com l'erosió costanera, l'aportació per les glaceres i les erupcions volcàniques (Seibold i Berger, 1993). Per mantenir l'equilibri cal que, de mitjana, la taxa d'aportació o addició sigui igual a la taxa de sostracció per sedimentació de partícules a través de la columna d'aigua. En part, l'acumulació de fangs al fons del mar reflecteix l'entrada i la sedimentació al llarg del temps de les partícules derivades de l'erosió continental. Però, a més de les fonts externes de partícules, hi ha també processos que generen partícules en el si de l'oceà. L'activitat d'alguns organismes vius transforma els elements dissolts a l'aigua marina en una gran varietat de partícules. De fet, a la majoria de l'oceà, bé els mateixos organismes vius, bé els seus productes, constitueixen el tipus predominant de partícules. Conseqüentment, tant les aportacions sòlides com dissoltes poden acabar constituint material particular que es sedimenta a través de la columna d'aigua i és enterrat en els fons de l'oceà. Els marges continentals són la regió de l'oceà on els processos de transformació i acumulació dels productes de la meteorització i l'erosió continentals són més intensos.

El tipus majoritari de sediments resultants d'aquests processos són els **sediments hemipelàgics** que recobreixen els marges continentals i especialment les zones de talús i glacis. Stow i Tabrez (1998) han proposat la següent definició: "Les hemipelagites són sediments de gra fi típics dels ambients d'aigües profundes dels marges continentals. Estan compostos d'una barreja de material pelàgic biogènic (generalment  $> 10\%$ ) i de material terrigen o vulcanogènic ( $>10\%$ ), en la qual una porció significant (més de  $40\%$ ) de la fracció de material terrigen té un mida igual o superior a la del llim (i.e.  $>4\mu\text{m}$ ), i la distribució total de la mida de gra és poc classificada". A més, aquests són dipositats per la combinació de processos parcialment coetanis que es troben en el ventall entre els corrents de terbolesa de baixa densitat i la sedimentació vertical (pelàgica) (Fig. 1.1). Segons Stow i Tabrez (1998) els materials que són involucrats en els processos hemipelàgics són una barreja de components terrígens i biogènics primaris. L'origen i la deposició del material **biogènic** primari són governats pels mateixos processos que per a la sedimentació estrictament pelàgica, els quals són tractats separatament i en detall una mica més endavant en aquesta Introducció. L'aportació **terrigena** resultant de la combinació dels mecanismes esmentats abans genera plomes de sediment en suspensió i introdueix partícules disperses a la superfície del mar. A més, en alguns casos, la porció més fina dels corrents de terbolesa de baixa concentració és desenganxada

en discontinuïtats de densitat dins de la columna d'aigua, procés que pot també aportar partícules que posteriorment seran dipositades per processos exclusivament hemipelàgics. Finalment, l'activitat d'ones i mareas internes que interaccionen amb el fons marí al marge de plataforma, dins dels canyons submarins o al talús superior, remouen els sediments superficials de gra fi i els barregen amb les aigües que hi ha al damunt (Fig. 1.1).

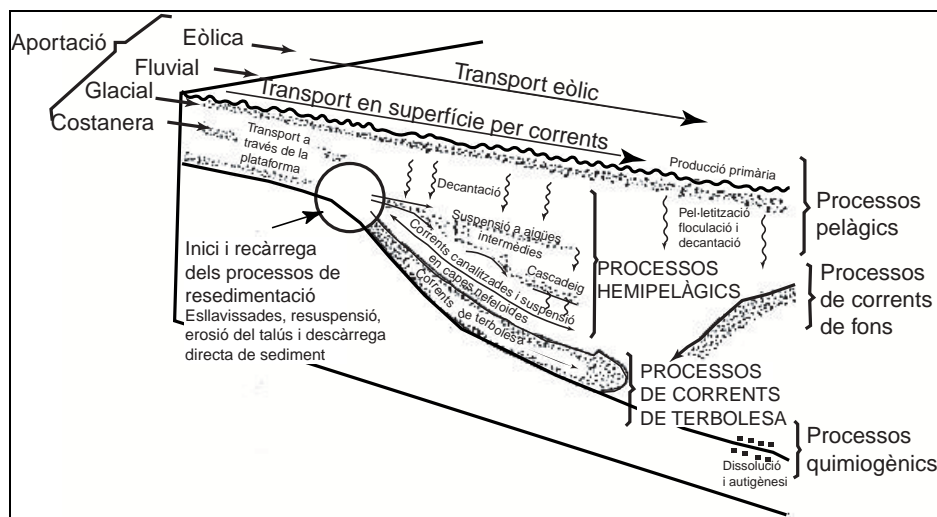


Figura 1.1. Processos sedimentaris hemipelàgics (modificat de Stow i Tabrez, 1998).

Algunes suspensions són dispersades en superfície per les mareas i altres corrents, mentre que les que són prou denses s'enfonsen i es mouen lentament pendent avall com fluxos densos molt diluïts formant el que s'anomena **capa tèrbola o nefeloide de fons**. On aquests fluxos troben una discontinuïtat de la densitat es desenganxen del fons marí i flueixen dins de la columna d'aigua formant una **capa tèrbola intermèdia**. Aquesta capa intermèdia es desacclera i el material que transporta sedimenta verticalment per reagrupar-se en una altra picnoclina i fluir més enllà cap al centre de conca abans de sedimentar-se o reagrupar-se un cop més. Aquest procés es coneix com cascadeig de suspensions ("suspension cascading"). Les suspensions menys evidents i molt diluïdes formen potents capes nefeloides intermèdies i de fons que es poden moure al llarg i a través del talús gràcies a una pausada advecció lateral. Aquests processos sedimentaris són marcadament diferents dels processos de sedimentació vertical a la columna d'aigua i poden afectar en gran mesura els balanços de massa de l'oceà (Stow i Tabrez, 1998).

### 1.1.2. La sedimentació pelàgica

Els sediments pelàgics són els formats per la decantació pausada de suspensions de partícules fines biogèniques, carbonàtiques i silíciques, i en els que el component biogènic és superior al 75% (Kearey et al., 1993).

La major part de la matèria particular que es sedimenta verticalment, és a dir, per decantació pelàgica, es troba originalment en suspensió a la part superior de la columna d'aigua ja que és en aquest

nivell on és introduïda pels agents que la transporten des de les àrees emergides, o produïda per l'activitat fotosintètica del fitoplàncton.

Aquesta matèria particular (de vegades anomenada sèston) pot ésser classificada en funció de la seva mida. Les partícules més petites (**menys d'1 µm fins algunes desenes de µm**) comprenen els bacteris i les cèl·lules algals, i altres detritus orgànics de mida fina, esquelets de coccolitoforals i diatomees, i partícules inorgàniques, especialment minerals del grup de les argiles i altres partícules insolubles, com hidròxids de ferro i manganès. El rang de mides de **desenes fins a centenars de µm** és representat per detritus més grans i pèl·lets fecals, que són els productes resultants de l'agregació física o biològica (Brown et al., 1989).

Finalment, dins de les partícules de mida més gran, visibles a ull nu (de dimensions **mil·limètriques a centimètriques**), hi ha els agregats coneguts com a neu marina (o "marine snow"). La **neu marina** té un aspecte semblant a la neu atmosfèrica: partícules de formes irregulars que es sedimenten pausadament a través de la columna d'aigua. Aquestes partícules són agregats poc compactes d'algues, cossos de petits animals, bacteris, matèria fecal, i una fracció inorgànica (principalment partícules argiloses) (Dymond, 1992). Aquests agregats constitueixen mini-ecosistemes (microhàbitats que contenen comunitats microbianes riques i concentracions elevades de nutrients), dins dels quals els processos de fotosíntesi, descomposició i regeneració de nutrients poden ocórrer a ritmes més elevats que a les aigües que els envolten (Kjørboe, 2001).

La majoria de les partícules de l'oceà són tant petites que normalment –fins en absència de turbulència a la columna d'aigua- haurien de trigar desenes o centenars d'anys a caure a través de la columna d'aigua i arribar a les elevades profunditats dels fons marins. Si les partícules oceàniques sedimentessin tant a poc a poc, els corrents que circulen a totes les profunditats haurien d'obliterar qualsevol patró de distribució de les aportacions continentals o de producció biològica en superfície. Una partícula que entrés o es generés a la superfície de l'oceà hauria de viatjar milers de quilòmetres abans de reposar al fons. Per tant, les baixes velocitats de sedimentació constitueixen un dilema ja que sabem que els sediments de les zones properes a les desembocadures de rius són similars als sediments aportats per aquests, que les restes fòssils d'organismes en els sediments marins sembla que reflecteixen els tipus d'organismes que habiten a les aigües suprajacents i que la vida mitjana de les partícules a l'aigua marina és d'aproximadament 7,5 anys. Si el transport perllongat de les partícules que sedimenten lentament fos la norma, no hi hauria cap relació entre el tipus de sediments del fons i els processos que es donen a la part alta de la columna d'aigua i, per tant seria impossible utilitzar els sediments oceànics com a registre dels processos biològics o les aportacions continentals als oceans en temps precedents (Dymond, 1992).

La solució a aquest aparent dilema és que les partícules individuals són transformades ràpidament en agregats més grans que es sedimenten molt més ràpidament. El nombre de partícules a l'aigua marina augmenta de manera més o menys exponencial a mesura que disminueix el seu diàmetre. Comparant les relacions de volum hom s'adona que hi ha una diferència d'uns quants ordres de magnitud entre l'abundància de partícules petites i grans. Així, l'aigua marina conté entre  $10^6$  i més de  $10^8$  partícules de mida micromètrica per litre i entre menys d'1 i 10 flocs de neu marina per litre. Però, com que les partícules grans tenen una massa molt superior a les petites, malgrat la seva reduïda abundància, dominen

els processos de sostracció de partícules del medi marí. Per exemple, el material extret dels oceans per 100.000 partícules sedimentàries individuals equival aproximadament al material extret per una partícula d'un diàmetre només 10 vegades superior. Aquest fet fa que malgrat que la neu marina ocupi rarament més d'un 0,01% en volum de la columna d'aigua, la seva concentració mitjana en pes sigui aproximadament d'uns  $10^{-3} \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ . En canvi, la concentració mitjana en pes de partícules de menys de  $5 \mu\text{m}$  de diàmetre és d'aproximadament  $20\cdot 10^{-6}$ - $25\cdot 10^{-6} \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ , és a dir, tres ordres de magnitud inferior (Brown et al., 1989). El reconeixement d'aquest fet ha portat al desenvolupament de mètodes per a l'estudi de classes específiques de partícules amb velocitats de sedimentació molt diferents. Les partícules fines poden ser recollides per filtració, pesades i analitzades. Alternativament, els sensors òptics que mesuren la turbulència de l'aigua també poden determinar l'abundància de partícules fines. Les partícules grans també són capturades per filtració però la seva abundància és limitada. Per tant, a la majoria d'estudis relacionats amb partícules grans s'utilitzen instruments fixats a una determinada profunditat dins la columna d'aigua, anomenats **trampes de sediment**, que capturen les partícules en enfonsar-se .

Aquesta distribució de mides de les partícules a la columna d'aigua es manté, com la concentració, en un equilibri més o menys estàtic mercès a l'intercanvi continu entre partícules grans que s'enfonsen i partícules més petites de flotabilitat neutra. Així, l'intercanvi es produeix per l'agregació, la desintegració i la generació de noves partícules. Els processos d'agregació i desintegració responsables d'aquest intercanvi continu entre partícules petites i grans poden ser físics i biològics, és a dir, amb la intervenció més o menys directa d'éssers vius.

Dins els **processos d'agregació biològica**, la predació és, molt probablement, el que agrega més quantitat de partícules fines en flocs més grans. Molts animals del zooplàncton s'alimenten del fitoplàncton i d'animals més petits. Els primers alliberen llurs excrecions en forma d'agregats compactes anomenats pèl·lets fecals, els quals contenen normalment les restes esquelètiques sense valor nutritiu del fitoplàncton i sedimenten ràpidament (Fowler i Knauer, 1986). Hi ha fins i tot zooplàncton que en filtrar l'aigua de la que extreu l'aliment engoleix indiscriminadament partícules d'un determinat rang de mides, incloent partícules minerals inorgàniques. D'aquesta manera, els grans minerals fins que altrament es sedimentarien de manera extremadament lenta poden viatjar ràpidament cap al fons (Fortier et al., 1994, Hansen et al., 1996).

L'agregació biològica i fonamentalment la captura de partícules per les membranes mucilaginoses d'alimentació d'alguns tipus de zooplankton juga també un paper fonamental en la formació de neu marina (Kiørboe, 2001). No obstant, la neu marina pot també estar formada per agregació física de partícules més petites (Fig. 1.2).

Dins els **processos d'agregació física**, el moviment brownià domina les interaccions entre les partícules més petites (d'algunes micres de diàmetre), mentre que la sedimentació diferencial i la turbulència indueixen col·lisions entre partícules i afavoreixen la captura de les més petites per part de les més grans. Així, a mesura que la neu marina cau per de la columna d'aigua pot anar trobant grans minerals fins i arrossegar-los cap avall. D'aquesta manera la neu marina "escombra" l'oceà de la mateixa manera que ho fa la neu atmosfèrica quan arrossega el fum i altres partícules atmosfèriques en caure (Dymond, 1992).



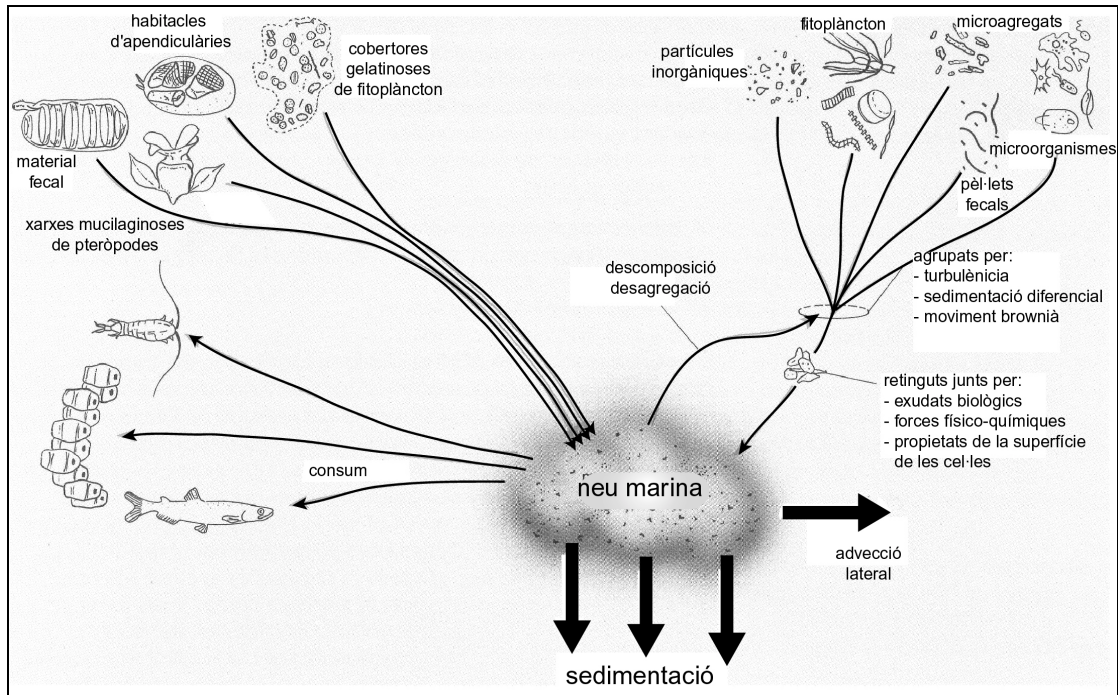


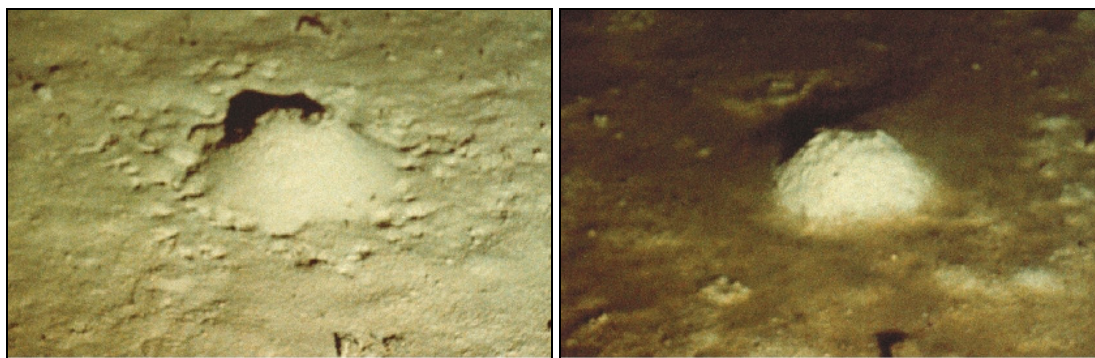
Figura 1.2. Processos de transformació de la neu marina (modificat de Brown et al., 1989).

La **caiguda de neu marina** és, en general, el mecanisme primari d'extracció de partícules dels oceans. Diferents estudis han demostrat que aquests agregats es sedimenten a una velocitat de l'ordre d'alguns centenars de metres al dia la qual cosa els permet travessar les profunditats típiques de l'oceà en dies o setmanes (Alldredge i Silver, 1988; Honjo, 1996).

El fet que els processos de formació de la neu marina siguin pròpiament biològics o a partir de partícules biogèniques explica que aquesta sigui més abundant a les aigües superficials, on la producció és elevada. Les concentracions elevades en aigües intermèdies, prop d'alguns marges continentals, són atribuïdes a la ressuspensió d'agregats a la plataforma o més enllà, al talús continental, per corrents i ones internes. Aquestes concentracions solen coincidir amb isopícnes. Les substàncies biològiques que lliguen els agregats no són especialment fortes i, per tant, la neu marina és en procés de transformació contínua, desintegrant-se i reagregant-se, perdent algun dels seus components i adquirint-ne de nous a mida que viatja cap al fons i és alterada per éssers vius i els moviments de l'aigua (Brown et al., 1989).

La major part de la **neu marina** és **desagregada i/o consumida** i reempaquetada en pèl·lets fecals en els primers 500-1000 metres de la columna d'aigua. Per sota dels 1000 metres, els pèl·lets fecals (100-300 µm) constitueixen el component principal del flux sedimentari particular. De fet, el reempaquetament pel zooplàncton ha estat considerat generalment el motiu principal pel qual els oozes silícics i carbonàtics dels fons marins s'acumulen sota les masses d'aigua superficials on habiten les poblacions fitoplànctòniques mare. Els pèl·lets fecals no només s'enfonsen de manera relativament ràpida i, per tant, no són transportats molt lluny del lloc on han estat generats, sinó que a més protegeixen de la dissolució les restes esquelètiques (Brown et al., 1989).

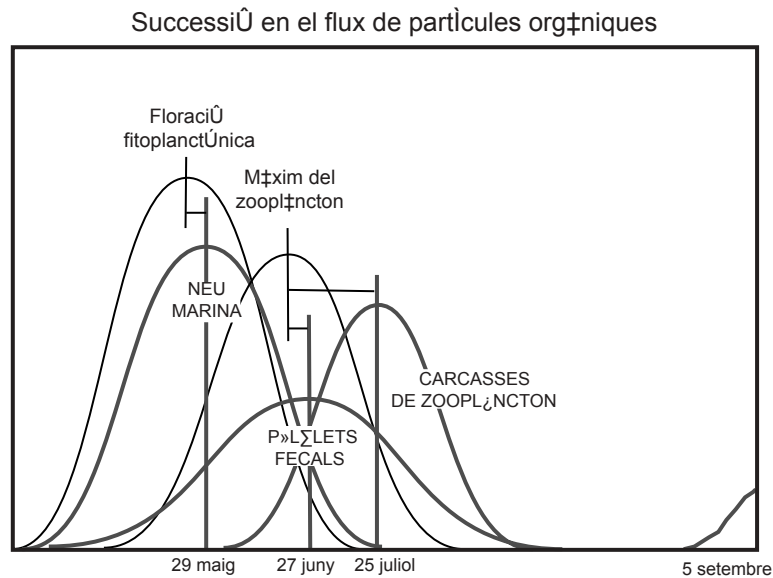
Tot i així, en algunes circumstàncies la taxa de producció de neu marina en aigües superficials pot excedir la taxa de desagregació i/o consum. Aquest és el cas de les **floracions estacionals** intenses de fitoplàncton. Durant aquestes floracions pot produir-se neu marina en quantitats tan grans que una part significativa arriba, més o menys intacta, al fons marí, inclòs a fondàries de 4000 m o més (Fig. 1.3) (Lampitt, 1985; Honjo i Manganini, 1993). En alguns llocs, els agregats són dominats pel fitoplàncton, normalment diatomees, adherides les unes a les altres en flocs de mida centimètrica, amb velocitats de sedimentació d'alguns centenars de metres per dia (Alldredge i Gotschalk, 1989, Tiselius i Kuylenskierna, 1996). Un dels aspectes més interessants d'aquest fenomen és el fet que el fitoplàncton d'aquests agregats arriba al fons marí sense haver passat pel tracte digestiu de cap predador (Lampitt, 1985). A la fase inicial de les floracions fitoplanctòniques, els flocs algals constitueixen aparentment la via més efectiva d'exportació de matèria orgànica des de les aigües superficials cap al fons. El transport per pèl·lets fecals esdevé, en canvi, més important quan l'abundància de zooplàncton ha augmentat prou (Honjo, 1996) (Fig. 1.4). En termes generals, la neu marina abunda més allà on la producció és alta, fet que sol seguir una pauta estacional. En regions de baixa producció, els pèl·lets fecals representen la major part del flux de partícules sedimentàries (Brown et al., 1989).



**Figura 1.3.** Les fotografies il·lustren l'arribada de grans quantitats de neu de diatomees a un indret de l'Atlàntic Nord a 4000 m de profunditat a l'estiu. La neu s'originà setmanes abans per una floració primaveral de superfície. La neu cobreix el fons marí tot i suavitzant-ne el microrelleu (Fasham et al., 2001).

Donat que els processos biològics, són en part, responsables de la formació i l'extracció de partícules als oceans, no és sorprenent que hi hagi una relació entre productivitat i fluxos verticals de partícules. De fet, els fluxos de partícules varien geogràficament i temporalment, entre les estacions d'un any a l'altre, de la mateixa manera que ho fa la productivitat. Aquestes variacions reflecteixen el caràcter dinàmic de l'oceà. Fins i tot, tenint en compte els seus rangs temporals, hom pot considerar que es corresponen amb les variacions de la dinàmica atmosfera-oceà. La ciclicitat anual i l'estacionalitat dels fluxos de partícules són els patrons més dominants, però també hi ha variacions que responen a escales temporals més llargues o més curtes que les anuals i estacionals. Les variacions de curta durada poden estar relacionades amb tempestes i altres esdeveniments capaços de generar la barreja de nutrients procedents de nivells profunds. La variabilitat a escales temporals més grans d'un any pot reflectir esdeveniments com El Niño, que modifiquen els sistemes de vents predominants i influencien la mescla profunda a l'oceà, o canvis de més llarg abast com l'escalfament del planeta (Dymond, 1992).

El coneixement dels processos que impliquen les partícules oceàniques és cada cop més important. El grau en què els oceans poden mitigar l'acumulació de gasos d'hivernacle a l'atmosfera depèn parcialment de la taxa de segrest del diòxid de carboni atmosfèric per part dels organismes planctònics a través de la fotosíntesi, i de la seva exportació subseqüent per enfonsament i descomposició de la matèria orgànica particular.



**Figura 1.4.** Exemple de la reconstrucció qualitativa de l'evolució en l'associació planctònica del ecosistema superficial a partir de les mostres de trapes de partícules fondejades a dos quilòmetres de profunditat durant una floració (48°N 21°W) (Modificada d'Honjo, 1996)

## 1.2. El cicle del carboni i la bomba biològica

### 1.2.1. El desgasament de l'atmosfera i l'impacte humà en el clima

El terme **cicle del carboni** es refereix a la transferència contínua de carboni en diferents formes entre els reservoris biogeoquímics de la Terra: els oceans, l'atmosfera, la biosfera terrestre, els sòls i la geosfera (Bakwin, 1999).

Des de l'inici de l'evolució de la vida a la Terra, la productivitat marina sembla haver tingut una influència gran en aquesta transferència i, per tant, en la composició de l'atmosfera i el clima terrestre. El canvi des d'una atmosfera sense oxigen a l'Arqueà cap a una atmosfera oxigenada al Proterozoic no hauria estat possible sense l'activitat fotosintètica de les primeres formes de vida marina que van extreure CO<sub>2</sub> de l'atmosfera i van aportar-hi O<sub>2</sub>. Sense aquest procés de desgasament l'atmosfera contindria només diòxid de carboni i una petita quantitat de nitrogen, la pressió atmosfèrica seria 60 cops més alta del que és avui en dia i la temperatura de l'aire seria d'uns 300°C. Més a prop en el temps, l'elevada variabilitat natural en la concentració de CO<sub>2</sub> durant els cicles glacials/interglacials detectat a les bombolles d'aire atrapades en el gel dels casquets polars (Barnola et al., 1987) ha fet palesa la rellevància del cicle global del carboni en el sistema climàtic. Addicionalment, constatat el dràstic augment de la concentració atmosfèrica de gasos d'efecte hivernacle des de principis del segle XIX, deguda a la crema de combustibles fòssils i a la desforestació (Nefel et al., 1985, Siegenthaler i Sarmiento, 1993), i constatat també l'augment simultani de la temperatura global, és obvi que l'estudi i la comprensió de les variacions naturals i antropogèniques en el cicle del carboni, i el seu impacte sobre el clima, adquireixen una importància clau per al nostre futur.

L'augment de la concentració atmosfèrica de CO<sub>2</sub> en els darrers dos segles hauria estat encara més intensa si no hagués estat per la capacitat tamponadora de l'oceà (Schlesinger, 1991), el qual, amb 50 vegades més diòxid de carboni que l'atmosfera, constitueix el major reservori de carboni amb capacitat d'intercanvi actiu. Actualment l'emissió de CO<sub>2</sub> antròpic aporta aproximadament 5,5 Pg de carboni (1Pg = 10<sup>15</sup> g) a l'atmosfera cada any, els quals es redistribueixen entre els tres únics reservoris globals amb taxes d'intercanvi prou altes per a variar significativament el seu contingut de CO<sub>2</sub> en dècades o segles: la mateixa atmosfera, la biosfera terrestre, i l'oceà. L'augment de la pressió parcial de CO<sub>2</sub> a l'atmosfera ha provocat que els pous naturals accentuïn el seu paper i que les fonts siguin una mica més febles. Aproximadament 3,3 Pg de C del "CO<sub>2</sub> antròpic" (al voltant d'un 60% del total) s'acumulen a l'atmosfera, mentre que 2,0 Pg ho fan a l'oceà (aproximadament el 35% del total) (Fasham et al., 2001) (Fig. 1.5).

On i de quina manera varia l'absorció de CO<sub>2</sub> en continents i oceans d'un any a l'altre és ara mateix objecte d'un intens esforç de recerca i d'un acalorat debat científic. Les futures decisions per a regular, arribat el cas, les emissions de gasos d'efecte hivernacle haurien d'estar basades en models més acurats del cicle global del carboni i de les fonts i pous regionals de CO<sub>2</sub> antropogènic, degudament verificats mitjançant un sistema de mesures ben dissenyat. La construcció d'un balanç de carboni creïble

és essencial per a la predicció dels canvis en els continguts de CO<sub>2</sub> atmosfèric i de les temperatures globals, a partir de diversos marcs o escenaris d'emissió. De tota manera, no ho amaguem, la possible reducció de les emissions de CO<sub>2</sub>, o el seu segrest, tenen una fortíssima component econòmica lligada amb el model de creixement i desenvolupament triat pels grans poders polítics.

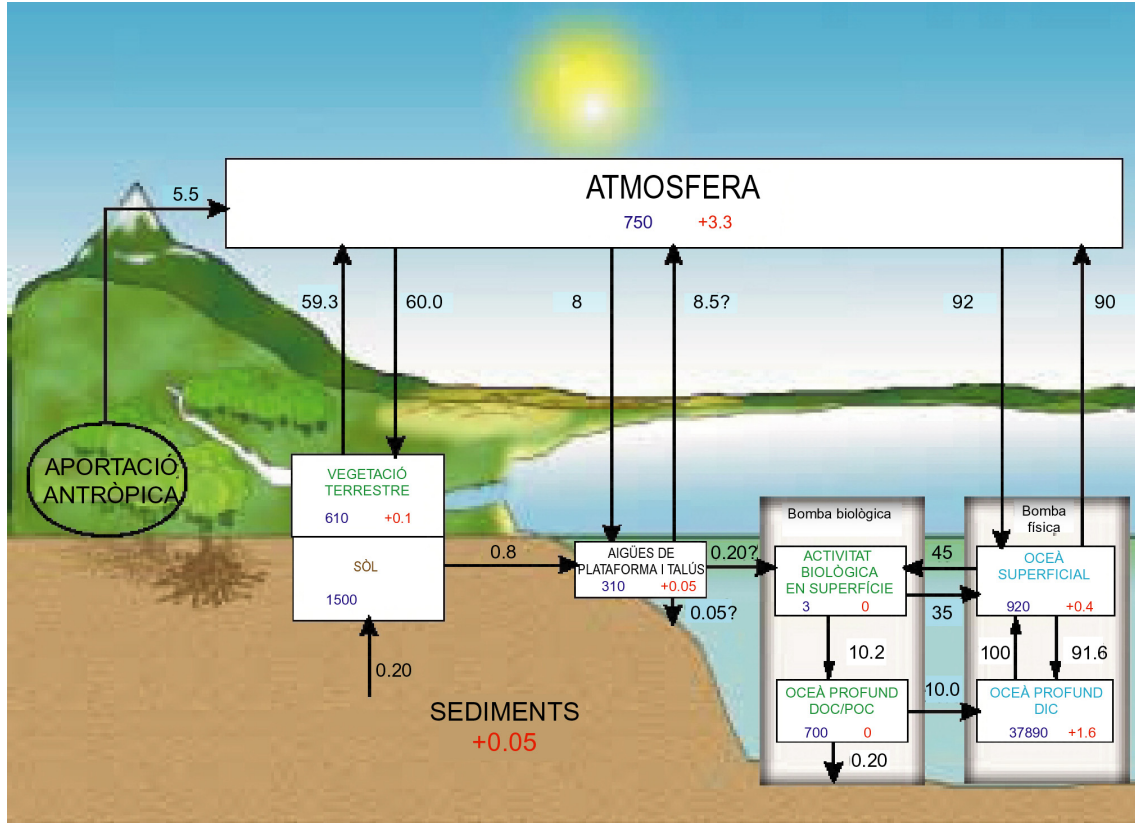


Figura 1.5. Fluxos mitjans anuals entre els reservoris globals de carboni (Pg C·a<sup>-1</sup>). Les xifres en blau dins dels requadres corresponen a l'inventari global en Pg C, mentre que les xifres en vermell mostren l'increment anual en l'inventari associat a l'aportació antròpica. Els fluxos associats amb les aigües de plataforma i talús són encara incerts. Figura basada en l'anàlisi del "Intergovernmental Panel on Climate Change" (IPCC) amb modificacions del "Joint Global Ocean Flux Study" (JGOFS). POC: carboni orgànic particulat ("particulate organic carbon"); DOC: carboni orgànic dissolt ("dissolved organic carbon"); DIC: carboni inorgànic dissolt ("dissolved inorganic carbon") (modificat de Baliño et al., 2001).

### 1.2.2. El paper de l'oceà global

Abans de poder determinar la distribució i el destí del CO<sub>2</sub> antròpic cal entendre el cicle natural del carboni a l'oceà. Depenent de si la pressió parcial del CO<sub>2</sub> a l'oceà és superior o inferior a l'atmosfèrica, aquest serà absorbit o alliberat per les aigües superficials. També conegut com a carboni inorgànic dissolt (DIC, "Dissolved Inorganic Carbon"), aquest CO<sub>2</sub> absorbit a la superfície és redistribuït en diferents formes, orgàniques i inorgàniques (CO<sub>2</sub>, CO<sub>3</sub><sup>-2</sup> i HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>), i transportat cap a l'oceà profund per processos físics i biològics. Aquests processos són anomenats sovint la bomba física ("physical pump") i la bomba biològica ("biological pump") (Fig. 1.6a). Ambdues bombes actuen augmentant la concentració de CO<sub>2</sub> dins de l'oceà, és a dir, en contra del gradient que augmenta en profunditat. La **bomba física** és controlada per la lenta circulació oceànica convectiva (Fig. 1.6b) i per la major solubilitat del CO<sub>2</sub> en aigües fredes. Les masses d'aigua fredes i denses absorbeixen CO<sub>2</sub> atmosfèric abans d'enfonsar-se cap a



l'interior de l'oceà. Aquest fet es produeix principalment a l'Atlàntic Nord i a l'Oceà Austral. Els enfonsaments d'aigua són compensats pels afloraments (transport vertical) que es donen en altres regions. Quan l'aigua aflorada assolix la superfície s'escalfa, fet que provoca un descens en la solubilitat del  $\text{CO}_2$  que és parcialment alliberat cap a l'atmosfera mitjançant un procés conegut com a desgasament. L'efecte net de tot aquest cycle d'absorció, circulació i desgasament és el bombeig de  $\text{CO}_2$  cap a l'interior de l'oceà (Fig. 1.5).

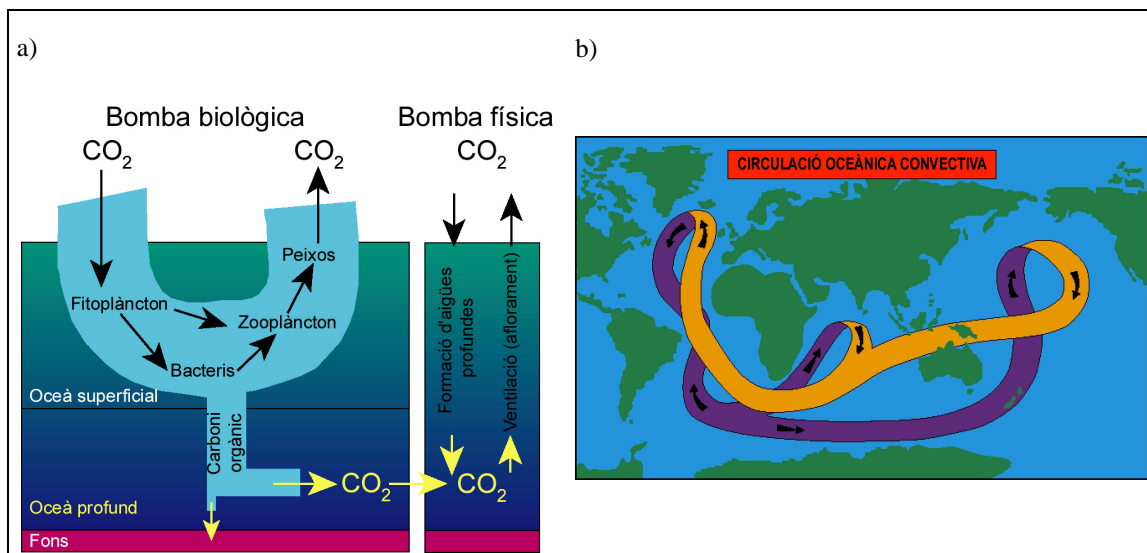


Figura 1.6. a) Representació esquemàtica de les bombes física i biològica que són conjunts de mecanismes mitjançant els quals el  $\text{CO}_2$  absorbit a les aigües superficials pot arribar a les aigües pregones i al fons de l'oceà. b) Esquema general de la circulació oceànica convectiva, responsable de l'enfonsament d'aigües carregades en  $\text{CO}_2$  a l'Atlàntic Nord i a l'Oceà Austral (Modificat de Baliño et al., 2001).

L'absorció de carboni pel fitoplàncton –els vegetals microscòpics que viuen a la part il·luminada de l'oceà- i llur exportació cap a l'interior de l'oceà i els sediments constitueixen la **bomba biològica**. Aquest mecanisme va ser proposat fa dues dècades per W. S. Broecker per explicar la geoquímica dels oceans durant les èpoques glacials (Broecker, 1982). La fotosíntesi és el procés pel qual el fitoplàncton consumeix carboni i la taxa de fotosíntesi és coneguda com a producció primària. Una part de la matèria orgànica generada és reciclada a l'oceà superior a través de la cadena tròfica. Una altra part cau fins al fons en forma particular, circula a través de la columna d'aigua com a carboni orgànic dissolt (DOC, "Dissolved Organic Carbon"), o és remineralitzada com a DIC en les aigües més profundes. L'activitat fitoplàntònica és, doncs, el motor de la bomba biològica (Fasham et al., 2001). Aquesta bomba biològica, esquematitzada a la Figura 1.7, contribueix al gradient de concentració de  $\text{CO}_2$  entre les aigües superficials i les profundes, i també a l'exportació de carboni cap als sediments.

Hom admet tradicionalment que és més la bomba física que la biològica la responsable de l'augment d'absorció de  $\text{CO}_2$  pels oceans a rel del desequilibri en el cycle del carboni provocat per l'emissió de  $\text{CO}_2$  antròpic (Fig. 1.5). Degut a que el creixement del fitoplàncton no és, en general, limitat per la disponibilitat de  $\text{CO}_2$ , l'augment de la concentració de  $\text{CO}_2$  a les aigües superficials no provoca un increment directe de la productivitat primària. Tot i així, però, la bomba biològica podria veure's alterada pels canvis en les concentracions de  $\text{CO}_2$  atmosfèric i de temperatura per vies més subtils que afectessin

directament la taxa de producció primària (Longhurst, 1991). Si els canvis climàtics provoquessin, per exemple, canvis en la circulació oceànica, l'ascens de nutrients en quedaria afectat i, per tant, la disponibilitat d'aquests per al consum i creixement del fitoplàncton. Els canvis climàtics, per mediació de modificacions de la temperatura i/o del règim de vents, també podrien pertorbar les aportacions de micronutrients des dels continents. Alguns d'aquests micronutrients, com el ferro, tenen una capacitat limitadora del metabolisme del fitoplàncton.

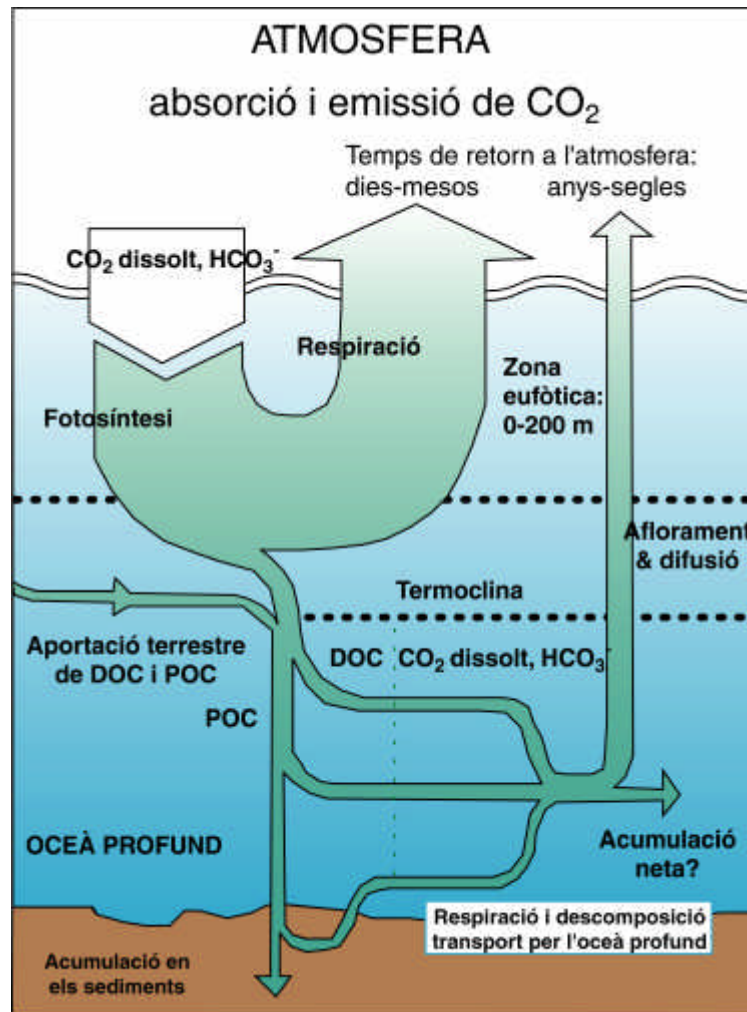


Figura 1.7. Esquema de la bomba biològica oceànica. La major part del carboni fixat per la fotosíntesi és remineralitzat a la capa fòtica i retornat a l'atmosfera. Del carboni orgànic que surt de la capa fòtica (un 10%, aproximadament), una part és remineralitzada en forma de carboni inorgànic dissolt, una altra és consumida a la interfície aigua-sediment, i encara una altra petita part és enterrada en el sediment.

Més en detall, els components de la bomba biològica són els responsables de la transformació del DIC en biomassa orgànica, i del seu bombeig en forma dissolta i particular cap a les profunditats de l'oceà (Fig. 1.7). Els nutrients inorgànics i el CO<sub>2</sub> són fixats pel fitoplàncton, el qual allibera matèria orgànica dissolta (DOM, "Dissolved Organic Matter") i és consumit pel zooplàncton herbívor. El zooplàncton més gran, com els copèpodes, excreta pèl·lets fecals que poden ésser reingerits o bé enfonsar-se o unir-se amb altres detritus orgànics tot i formant agregats més grans (cf. Apartat 1.2). La DOM és parcialment consumida per bacteris i respirada. La fracció refractària romanent és dispersada i mesclada en el si de l'oceà. La DOM i els agregats exportats més enllà de la zona fòtica, l'anomenada

“producció exportada”, constitueixen de mitjana al voltant d’un 10% de la producció primària i tendeixen a igualar la producció lligada a l’entrada de nutrients (“producció nova”) (Eppley i Peterson, 1979). La DOM i els agregats exportats també són, però, parcialment consumits i respirats i, per tant, retornen carboni a l’immens reservori de DIC de l’oceà profund (Ducklow et al., 2001).

Les dades de trapes de sediment fondejades en diferents indrets de l’oceà global mostren que, de mitjana, només un 1% del carboni orgànic particulat (POC, Particulate Organic Carbon) fixat a la superfície oceànica, equivalent a  $0,34 \text{ Pg C}\cdot\text{a}^{-1}$  (Baliño et al., 2001), arriba al fons marí. Arribat al fons marí el POC és afectat també pel consum i la respiració, o queda enterrat en el sediment on s’ha anat acumulant al llarg de milions d’anys. Aquest valor de l’1%, és lleugerament més alt que l’adoptat per l’IPCC ( $0,20 \text{ Pg C}\cdot\text{a}^{-1}$ ) i citat en la Figura 1.5. La resultant neta d’aquest conjunt de processos és l’extracció de carboni orgànic de la superfície i el seu retorn en forma de DIC a profunditats més grans, fet que contribueix al manteniment del gradient de superfície-fons. La circulació termohalina retorna a l’atmosfera el DIC de l’oceà profund en el marc d’una escala temporal mil·lenària (Ducklow et al., 2001).

Els estudis de **fluxos de partícules** combinats amb estudis de la **cadena tròfica** han permès d’establir una sèrie de lligams entre l’eficiència de la bomba biològica i el funcionament de l’ecosistema a les aigües superficials. Aquests estudis han revelat que la porció més gran de la producció primària és consumida pel zooplàncton més petit, com els protozous i les larves de zooplàncton més gran. Aquest microzooplàncton també s’alimenta dels bacteris que consumeixen grans quantitats de DOC produït pel fitoplàncton i per l’activitat del zooplàncton (Fasham et al., 2001).

Els bacteris recuperen el carboni alliberat en forma orgànica dissolta per altres grups de plàncton i el transfereixen de nou a la cadena tròfica a través del que es coneix com a **bucle microbià** (Figura 1.8). Molt poc carboni és exportat per aquesta via cap a l’oceà profund i els sediments (Legendre i Le Fevre, 1995). D’altra banda, els lligams dins la **cadena tròfica marina clàssica** comencen amb la producció d’algues grans com les diatomees o els dinoflagel·lats, seguits per la predació per macrozooplàncton com els copèpodes i els eufausiacis i, finalment, pels nivells tròfics més alts. Aquestes comunitats es troben normalment a les zones costaneres i d’aflorentament d’aigües profundes, i a les latituds altes. Malgrat que només un petit percentatge de la producció primària segueix aquest via, la producció de pèl·lets grans i d’agregats algals, especialment de diatomees, amb velocitats de sedimentació elevades proporciona la major part de l’exportació de carboni cap a l’oceà profund.

És cada cop més evident que les comunitats planctòniques estan caracteritzades per barreges en diferents proporcions de bacteris, fitoplàncton i zooplàncton, i que la seva contribució a l’exportació de carboni cap a l’oceà profund pot variar considerablement fet que condiciona l’alta variabilitat espacial i temporal de l’eficiència de la bomba biològica (Boyd i Newton., 1995). La majoria dels ecosistemes semblen mantenir un balanç entre la producció i el consum al llarg de l’any. En aquests sistemes, els esdeveniments d’exportació elevada representen desviacions d’aquest balanç, provocats generalment per fenòmens físics com la barreja provocada per tempestes, l’inici dels monsons, el desenvolupament d’una termoclina estacional o la intensificació de l’ascens d’aigües profundes carregades en nutrients (Fasham et al., 2001). Aquests períodes amb exportacions elevades estan caracteritzats normalment per la presència d’algues grans, encara que aquesta relació no revela si el flux d’exportació és controlat per la



pressió de predació del zooplàncton o per la limitació de nutrients seguida d'agregació i sedimentació massiva del fitoplàncton (Ducklow et al., 2001).

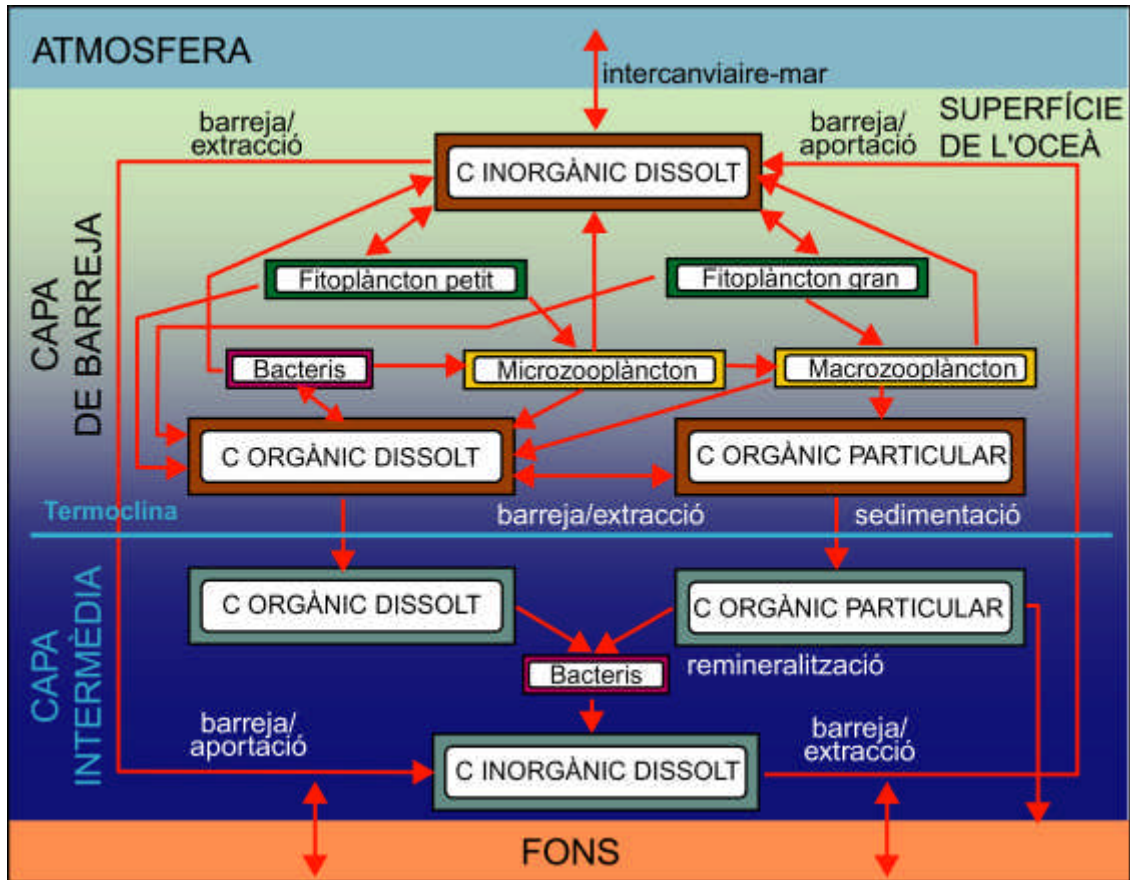


Figura 1.8. Esquema dels circuits del carboni dins la bomba biològica oceànica. El carboni es transforma a través del fitoplàncton petit, que provoca el reciclatge de la major part del carboni a la zona fòtica, i/o a través del fitoplàncton més gran, responsable de la majoria del flux de carboni orgànic dissolt i particulat cap a l'interior de l'oceà. (Modificat de Fasham et al., 2001).

El zooplàncton i el nècton, que **migren verticalment**, també juguen un paper determinant en el transport de la matèria orgànica dins de l'oceà, a través del consum de partícules orgàniques a les aigües superficials durant la nit, i la metabolització diürna sota la capa de mescla superficial de l'aliment ingerit. La importància relativa dels fluxos lligats amb les comunitats migratòries en l'exportació sembla que depèn sobretot de la biomassa d'aïtals comunitats, de manera que el flux actiu tendirà a ésser relativament més important en els sistemes en els que la biomassa de la comunitat migratòria sigui significativa (Ducklow et al., 2001).

Els grups del fitoplàncton que més contribueixen a la producció primària de l'oceà són les diatomees i les coccolitoforals. La bomba biològica en ecosistemes dominats per **diatomees**, amb esquelet silícic, transfereix carboni, en forma de carboni orgànic particulat, de la part superior cap a la part inferior de l'oceà en escales temporals de poques a varies setmanes. En ecosistemes dominats per **coccolitoforals** o altres tipus de plàncton que generen closques de calcita o aragonita ( $\text{CaCO}_3$ ), com els foraminífers o els pteròpodes, la bomba biològica també extreu carboni de la part superior de l'oceà en forma de carboni orgànic. Tot i això, la producció i exportació simultània de carbonat no es tradueix en

una extracció neta de DIC de la part superior de l'oceà ja que, quan es forma una molècula de carbonat càlcic a l'oceà superficial també es forma una molècula de CO<sub>2</sub> com a resultat de la reacció química. A més, la secreció de carbonat càlcic a la part superior de la columna d'aigua en redueix l'alcalinitat, i per tant, en resulta un ambient menys capaç d'absorbir CO<sub>2</sub> atmosfèric. En conseqüència, els ecosistemes dominats per plàncton calcari no juguen un paper tant important en l'extracció de CO<sub>2</sub> de l'atmosfera (Honjo, 1997).

### 1.2.3. L'òpal biogènic

El cicle de l'òpal en el medi marí comença quan s'absorbeix sílice dissolta, en forma d'àcid silícic, a través de la producció primària la qual es transforma en sílice biogènica particular que forma les closques dels organismes mineralitzadors de silici. Aquest és un grup funcional d'organismes marins que inclou les diatomees, els silicoflagel·lats, els radiolaris i algunes esponges. La transformació de la sílice dissolta en sílice particular és el principal control de la producció de silicat a l'oceà, ja que la precipitació inorgànica no és possible degut a la insaturació de l'aigua marina pel que fa a aquestes fases minerals. El cicle de l'òpal resta, doncs, vinculat al del carboni a través de la producció primària a les aigües superficials.

Dins els organismes mineralitzadors de Si, les diatomees són els més importants. Hom estima que contribueixen en un 40% a la producció primària de l'oceà mundial (Nelson et al., 1995). És essencial, per tant, conèixer els factors que controlen la contribució de les diatomees a la producció total i l'exportació de sílice biogènica. Aquest coneixement és necessari per a comprendre els mecanismes que determinen l'eficàcia de la bomba biològica dels oceans.

Les diatomees, a més de dominar en molts casos les associacions fitoplanctòniques, especialment si hi ha un excés d'àcid silícic en el medi, són organismes de creixement ràpid, capaços d'incrementar substancialment llur abundància mitjançant floracions estacionals. El fet de presentar closques silíciques, més denses que l'aigua, juntament amb una sèrie de mecanismes com l'agregació massiva o la predació intensa per zooplàncton durant aquestes floracions, condiona que una bona part del carboni que és exportat de la part alta de la columna d'aigua estigui relacionat de manera directa o indirecta amb l'activitat biològica de les diatomees. El cicle oceànic de la sílice és, per tant, un component essencial de la biogeoquímica oceànica.

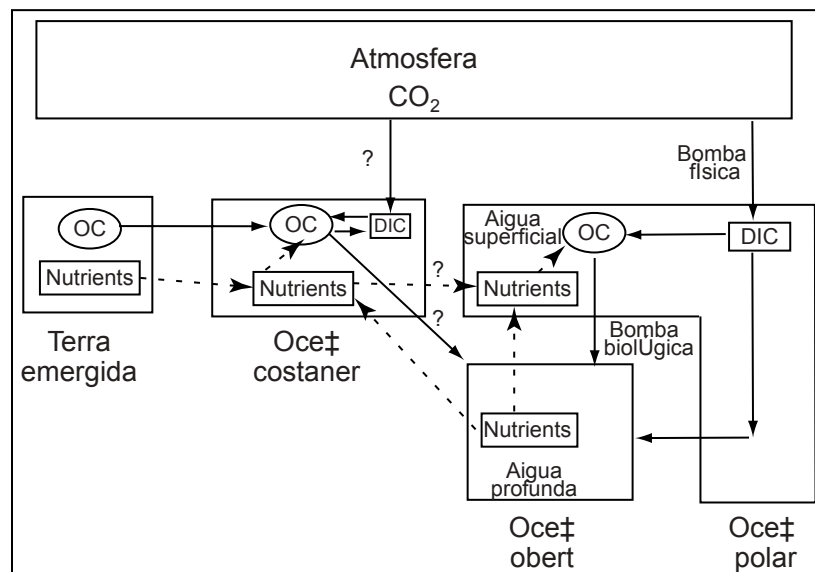
Tot això determina que el registre fòssil de l'òpal tingui una significació global ja que de sediments rics en òpal se'n troben a totes les profunditats (des de la plataforma continental fins a les planes abissals), a totes les latituds (al Pacífic nord-occidental, als afloraments costaners d'Àfrica del Sud, el Pacífic Equatorial o l'Oceà Austral) i a totes les zones climàtiques de l'oceà, especialment en les àrees HNLC ("High Nutrient-Low Chlorophyll", molts nutrients - i poca clorofil·la) les quals juguen un paper clau en el clima de la Terra. Finalment, l'eficàcia de la preservació de l'òpal biogènic s'estima que és de prop del 3%, més de tres cops més alta que l'eficàcia de la preservació del carboni orgànic. Així doncs, el

registre de llarg termini de l'òpal que és exportat de les aigües superficials és significativament més gran que el deixat pel carboni orgànic (Ragueneau et al., 2000).

#### 1.2.4. Els marges continentals com a fonts o pous de carboni

El paper dels marges continentals en el cicle del carboni encara no ha estat completament determinat, en part degut a les dificultats inherents a la quantificació de les activitats biològiques i químiques en aquests ambients tant heterogenis i variables. Si els marges són un pou o una font de  $\text{CO}_2$  és encara una qüestió oberta, que està essent investigada per diferents projectes internacionals.

Malgrat aquestes incerteses, sí que és evident que els marges continentals són una peça clau en el cicle del carboni i juguen un paper molt important com a bomba biològica auxiliar (Fig. 1.9). L'entrada de nutrients a les aigües superficials de plataforma ha de ser compensada per l'exportació de matèria orgànica cap a mar obert, o en menor proporció, per l'extracció mateixa a la plataforma mitjançant l'enterrament i la desnitrificació. L'exportació de carboni orgànic fixat a la plataforma cap a les aigües intermèdies de l'oceà obert s'anomena la "bomba biològica costanera" per a distingir-la de la bomba biològica que opera en sentit estrictament vertical a l'oceà obert (Liu et al., 2000).



**Figura 1.9.** Model conceptual de la transferència de  $\text{CO}_2$  atmosfèric cap a l'oceà, on l'oceà costaner és representat com una bomba biològica auxiliar, la qual pot representar un 20% de la capacitat de la bomba biològica global. OC: carboni orgànic ("organic carbon"); DIC: carboni inorgànic dissolt ("dissolved inorganic carbon") (modificat de Liu et al., 2000).

Liu et al. (2000), en un esforç de síntesi de les diferents estimacions de la producció primària de les mars costaneres, conclouen que representa entre el 10 i el 29% de la producció oceànica global, amb una mitjana del 19%. Els mateixos autors estimen que la producció nova o exportació de la plataforma pot ésser entre el 3% i el 64% de la producció nova global. L'amplada de la forquilla de les estimacions de la producció nova a la plataforma és deguda a diferències en la definició de l'oceà costaner i en la

quantificació de la capacitat de la pròpia bomba biològica costanera. Considerant la producció nova de l'oceà costaner com l'equivalent a la fracció de la producció total que s'exporta des del marge continental cap a aigües intermèdies de l'oceà obert, els esmentats autors estimen que la bomba biològica costanera exporta al voltant de  $1 \text{ Pg C}\cdot\text{a}^{-1}$ , que correspon a un 20% de la bomba biològica global.

L'exportació de carboni orgànic a través de la plataforma és difícil de mesurar degut a l'alta variabilitat espacial d'aquest procés. Addicionalment, per a obtenir una mesura realista d'aquesta exportació també és necessari afegir als balanços dels oceans costaners l'exportació de DOC, ja que algunes de les aigües costaneres són importants fonts de DOC i, a més, una fracció significant del carboni orgànic sedimentari és reciclat en aquesta forma.

D'altra banda la influència de la descàrrega fluvial en el cicle del carboni als marges continentals és també important per dues raons. Primer, el flux de carboni des dels rius com a font de diòxid de carboni oceànic pot afectar significativament l'intercanvi net entre l'aire i el mar. Segon, els fluxos antròpics de nutrients aportats pels rius poden fer augmentar la producció primària a les àrees de plataforma. A més, l'arribada d'aigües fluvials a les plataformes continentals no només canvia localment la química de les aigües sinó que influencia la circulació, cosa que pot induir canvis en el transport de carboni orgànic a través de la plataforma.

Els oceans costaners poden ser tant font com pou del  $\text{CO}_2$  atmosfèric. Els afloraments costaners poden alliberar  $\text{CO}_2$  a l'atmosfera mitjançant l'aportació d'aigües sobresaturades a la superfície. Això és parcialment contrarestat pel flux descendent de carboni particular degut a les elevades productivitats lligades a l'aportació de nutrients pels mateixos afloraments costaners o per la descàrrega fluvial. Malgrat tot, l'absorció biològica intensiva pot donar lloc a una succió neta de diòxid de carboni atmosfèric degut a que el desgasament és un procés lent en el seu estadi inicial.

Segons Sarmiento i Siegenthaler (1992) la bomba biològica oceànica només ajuda a l'absorció de  $\text{CO}_2$  antròpic indirectament, mitjançant la reducció de la pressió parcial de  $\text{CO}_2$  a les aigües superficials i, per tant, només l'afectarà si amb el temps canvia la capacitat de fixació de carboni de l'ecosistema marí. Aquest ecosistema marí pot ser modificat directament per les activitats humanes com és el cas de l'eutrofització o la sobreexplotació dels recursos pesquers, o indirectament, per causa dels canvis climàtics. Els marges continentals són, conceptualment, els ecosistemes més vulnerables del medi marí ja que són els més susceptibles a l'activitat humana i als canvis climàtics. Les seves respostes al canvi global són mereixedores d'atenció científica.

En resum, els marges continentals tenen tres papers diferents en el cicle del carboni: com pou, com enllaç entre les terres emergides i l'oceà, i com bomba biològica auxiliar sensible a les alteracions antropogèniques.

### **1.3. Del dia al mil·leni: complementarietat entre estudis sedimentològics de diferents escales temporals**

A escales temporals llargues, de milers a milions d'anys, els elements transportats per les partícules que s'escapen de la descomposició bacteriana o de la predació i s'acumulen en el sediment equivalen a la quantitat introduïda per les aportacions continentals i per l'erosió litoral. Així doncs, els sediments oceànics poden ésser considerats registres de les condicions climàtiques i de meteorització de les èpoques passades. Malauradament, la interpretació acurada de la sedimentació no és pas una tasca fàcil. Donat que la majoria del material particular que es sedimenta és reciclat, el registre sedimentari pot ésser una representació desviada o molt filtrada dels processos generadors de les partícules originals. La reconstrucció d'aitals processos demana, per tant, una anàlisi molt curiosa.

Les trampes de partícules proporcionen una via relativament nova per a l'estudi dels registres sedimentaris. Mercès a les trampes de sediment hom pot acotar quantitativament la composició i el flux de les partícules que arriben al fons de l'oceà. La comparació del flux anual de partícules amb l'acumulació decadal o secular il·lustra la quantitat de material que és reciclat al fons marí. Una aproximació d'aquesta mena pot ser emprada per a calibrar el registre sedimentari. Per exemple, el carboni procedent de les restes planctòniques és el component del sediment que hom podria relacionar més directament amb la producció oceànica superficial. Estudis basats en trampes de partícules demostren, però, que només una fracció variable d'aquesta pluja de carboni particular és enterrada i preservada en el sediment. La proporció de carboni reciclat sembla dependre de la taxa d'acumulació total. Així a les àrees amb taxes d'acumulació elevades, prop dels continents, i en regions d'alta productivitat biològica, la fracció de carboni que queda preservada és més gran que en altres indrets. Per aquesta via hom pot transformar la taxa d'acumulació de carboni en el sediment en una mesura de la productivitat dels oceans en el passat, i resoldre així un dels problemes més persistents en els estudis de sediments oceànics, el qual no és altre que la distinció entre variacions de productivitat i canvis en la preservació.

Els avantatges de combinar els estudis amb trampes de sediment amb estudis dels sediments del fons, a diferents escales temporals són múltiples. Les trampes permeten establir la variabilitat estacional i interanual dels fluxos de partícules i relacionar-la amb les fluctuacions de les condicions hidrogràfiques i meteorològiques. Documentada aquesta variabilitat, hom pot intentar establir models de la dinàmica sedimentària als marges i conques d'on provenen les dades. Finalment, utilitzant aquests models juntament amb una bona estimació de la influència de la preservació, i els sediments acumulats en el fons, hom pot reconstruir el registre dels canvis de les condicions ambientals en el passat.

El registre geològic ha esdevingut, doncs, un arxiu extremadament important per a entendre el rang de variabilitat natural del clima, els mecanismes externs de control dels canvis climàtics a escala decadal i més llarga, i la variabilitat de fons pel damunt de la qual es situen les variacions de l'escalfament degudes a l'efecte hivernacle.

A més, el coneixement de les relacions entre canvis climàtics del passat a escala global i els canvis en la dinàmica oceànica és crític per saber quines poden ser les implicacions a mig i llarg termini de l'escalfament global degut a la injecció de gasos d'efecte hivernacle a l'atmosfera. Els canvis climàtics poden desencadenar canvis a l'ecosistema oceànic, els quals poden provocar, al seu torn, canvis en els fluxos de carboni i nutrients. Aquestes fluctuacions poden modificar el contingut de diòxid de carboni de l'atmosfera, la qual cosa pot induir canvis climàtics, tancant així el cicle de retroalimentació. Algunes hipòtesis mantenen que foren canvis d'aquesta mena i les reaccions associades les que causaren les oscil·lacions climàtiques glacials-interglacials experimentades per la Terra durant milions d'anys. Aquestes hipòtesis són rellevants pel que fa a l'evolució de l'era d'escalfament global induït per l'activitat humana en la que hem entrat. Actualment, el nostre coneixement de les interaccions entre el clima i l'activitat biològica, la formació de partícules, i la sedimentació és inadequat per a predir la resposta dels ecosistemes marins front el canvi climàtic global.

## 1.4. Les zones d'estudi

### 1.4.1. La Conca d'Alboran

#### 1.4.1.1. Fisiografia

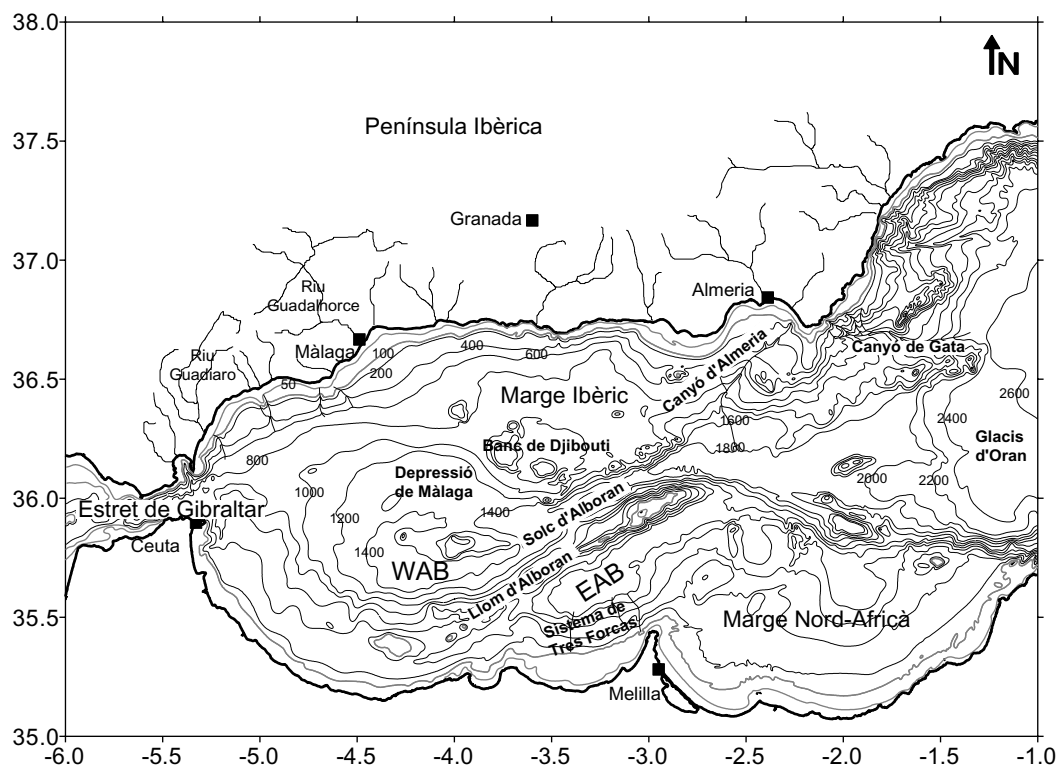
La Conca d'Alboran, que constitueix la conca més occidental de la Mediterrània, està dividida en dues subconques, la Conca d'Alboran Occidental (WAB, "Western Alboran Basin") i l'Oriental (EAB, "Eastern Alboran Basin"). La WAB està connectada per l'oest amb l'oceà Atlàntic a través de l'Estret de Gibraltar, mentre que per l'est està separada de la Conca Algeriana i de la EAB pels alts volcànics del Banc de Djibouti i el Llom d'Alboran, respectivament (Figura 1.10). La WAB i la EAB no s'han de confondre amb les mars Occidental i Oriental d'Alboran, que són simplement les àrees marines a l'oest i a l'est del Llom d'Alboran, respectivament. Entre els alts del Llom d'Alboran i el Banc de Djibouti es troba el Solc d'Alboran que és una depressió angosta que connecta la WAB amb l'àmplia conca Algeriana. Els marges Ibèric i Nord-Africà envolten la WAB al nord i al sud, respectivament. El marge Ibèric està caracteritzat per una plataforma estreta (2-10 km d'amplada, 5 km de mitja), un talús continental ample i suau (20-50 km i un gradient mitjà de 1:30) i una base de talús ampla. La regió entre 4° i 4° 20'W de la base del talús està ocupada per un petit solc conegut com a Depressió de Màlaga, que està separada del fons de conca contigu per varies elevacions suaus del fons marí. El fons de conca està restringit a la porció més central delimitada per la isòbata de 1400 metres.

La EAB és una depressió allargada en direcció SO-NE situada entre el Llom d'Alboran i el marge Nord-Africà. L'àrea del fons de conca està delimitada per la isòbata de 1000 metres i la profunditat màxima és d'una mica menys de 1200 metres. El sistema de canyons submarins de Tres Forcas drena el marge Nord-Africà i alimenta aquesta conca. Al nord del Llom d'Alboran i a l'est del Banc de Djibouti, el Solc d'Alboran s'eixampla i s'obre cap al Glacis d'Orán i la Conca Algeriana. La part més oriental d'aquest solc està envoltada, al sud, pels talussos abruptes que circumden tant la EAB com una àmplia regió de crestes i valls situada més a l'est i, al nord, per un talús ample i sinuós solcat per canyons submarins. D'aquests canyons els més prominents són el Canyó d'Almeria i una mica més a l'est, desguassant directament cap al glacis d'Oran, el Canyó de Gata.

#### 1.4.1.2. Oceanografia física i producció primària

El mecanisme essencial que determina el patró de la **circulació** a la Mar d'Alboran és l'intercanvi d'aigua a través de l'Estret de Gibraltar. Addicionalment, la circulació a la Mar d'Alboran està fortament condicionada per la topografia dels fons marins descrita en la secció anterior. Les masses d'aigua identificades a la Mar d'Alboran són: (i) l'aigua superficial d'origen atlàntic coneguda com a Aigua Atlàntica Modificada ("Modified Atlantic Water", MAW;  $36,5 \text{ psu} < S < 37,5 \text{ psu}$ ), que ocupa els primers 200 a 300 metres de la columna d'aigua i flueix des de l'estret de Gibraltar cap a la conca Algeriana; (ii)

l'Aigua Mediterrània Superficial ("Surface Mediterranean Water", SMW), que ocupa les àrees superficials no ocupades per la MAW; (iii) l'Aigua Llevantina Intermèdia ("Levantine Intermediate Water", LIW;  $S > 38,4$  psu), caracteritzada per màxims relatius de salinitat i temperatura i que es troba entre 200 i 600 metres; i (iv) l'Aigua Occidental Profunda Mediterrània ("Western Mediterranean Deep Water", WMDW), situada sota la LIW i caracteritzada per temperatures i salinitats decreixents en profunditat (Gascard i Richez, 1985; Font, 1987; La Violette 1990; Viúdez et al., 1995).

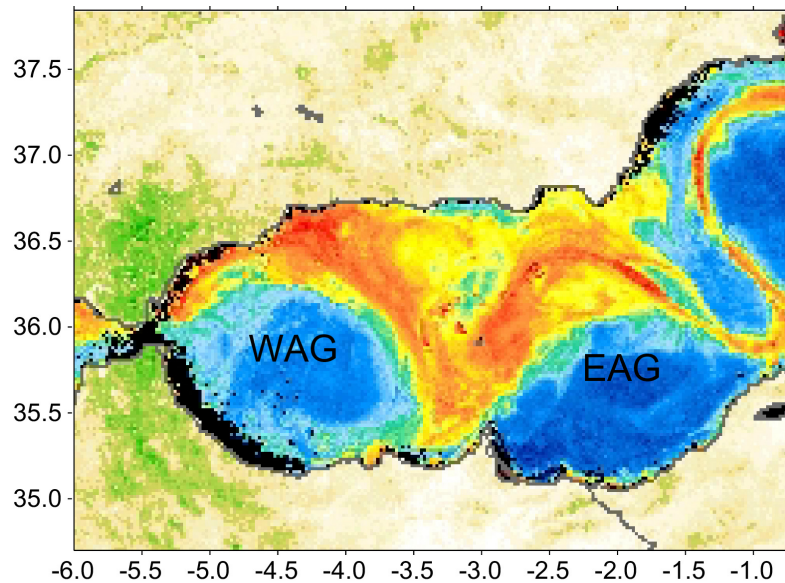


**Figura 1.10.** Mapa batimètric de la Mar d'Alboran que detalla les diferents subconques i els trets fisiogràfics més destacats. L'equidistància entre isobates és de 200 metres excepte per a les dues primeres (en color gris) que corresponen a les isobates de 50 i 100 metres.

L'influx superficial d'aigua d'origen atlàntic segueix una trajectòria ondulada cap a l'est tot i descrivint i alimentant dos girs anticiclònics on aquesta aigua d'origen atlàntic s'acumula. Aquests dos girs, d'uns 100 quilòmetres de diàmetre cadascun, estan centrats un en la Mar d'Alboran Occidental i l'altre en la Mar d'Alboran Oriental (Tintoré et al., 1988; Arnone et al., 1990) (Figura 1.11). Mentre que el Gir Occidental d'Alboran ("Western Alboran Gyre", WAG) és una estructura oscil·lant quasi permanent (La Violette, 1986, 1990; Parrilla i Kinder, 1987), el Gir Oriental d'Alboran ("Eastern Alboran Gyre", EAG) no és tant estable i sovint en lloc del gir s'hi desenvolupa un doll ("jet") de MAW que flueix al llarg de la costa africana anomenat Corrent Algerià (Viúdez i Tintoré, 1995). A partir de l'observació de sèries d'imatges de la temperatura superficial marina obtingudes pel sensor AVHRR ("Advanced Very High Resolution Radiometer", radiòmetre avançat d'alta resolució) corresponents a diversos anys, Heburn i La Violette (1990) han demostrat l'existència de grans variacions en l'expressió superficial d'ambdós girs i inclòs la desaparició ocasional d'un d'ells. Aquest procés de desaparició de qualsevol dels dos girs pot durar entre dues i tres setmanes mentre que la seva reaparició es pot retardar



entre 3 setmanes i dos mesos. Altres treballs han revelat l'elevada variabilitat espacial del WAG, quan aquest existeix, i la periodicitat de l'ordre de dies o setmanes en les seves fluctuacions de forma i posició (La Violette, 1984 i 1986; Perkins et al., 1990; Viúdez et al., 1998; Garcia Lafuente et al., 1998).

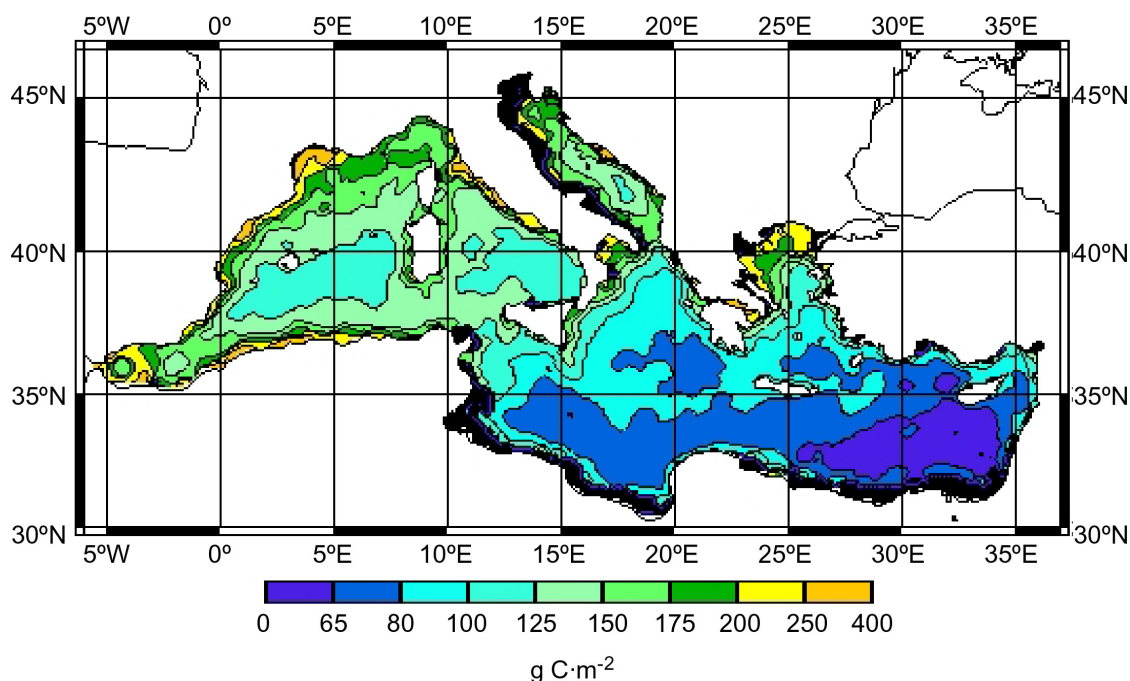


**Figura 1.11.** Imatge de concentració de clorofil·la-a a la Mar d'Alboran obtinguda amb el sensor SeaWiFS el maig de 1999. La distribució superficial de clorofil·la-a permet observar amb claredat el WAG i el EAG en un moment en què el seu desenvolupament és màxim.

A la Mar d'Alboran es donen complexos processos d'ajustament tridimensional que tenen escales espacials i temporals variades i, degut a les densitats marcadament diferents de les masses d'aigua que involucren, poden aparèixer fronts de densitat amb gradients molt accentuats (Tintoré et al., 1994). Un intens front es desenvolupa al marge nord del WAG, on les aigües d'origen atlàntic (MAW) flueixen fregant les aigües d'origen mediterrani (SMW) que han ascendit al llarg de la costa. Aquest aflorament d'aigües està relacionat amb l'arrossegament de les aigües superficials cap a mar obert pels vents que bufen des de l'oest, de terra cap a mar, i/o per les fluctuacions en la posició del WAG (Sarhan et al., 2000). Aquesta estructura frontal és coneguda com el Front de Màlaga. Un segon front es troba sovint localitzat al sud-est del Cap de Gata. Quan el EAG es forma, el flux de MAW que ve des de la Mar d'Alboran segueix una trajectòria obliqua des de la costa espanyola ( $\sim 2^\circ\text{O}$ ) cap a la costa algeriana ( $\sim 1^\circ\text{O}$ ). Degut a que el doll de MAW es troba amb les aigües mediterrànies locals que flueixen cap al sud-oest al llarg de la costa oriental de la Península Ibèrica es genera un intens front de densitat en els 300 metres superiors de la columna d'aigua conegut com a Front d'Almeria-Oran ("Almeria-Oran Front", AOF) (Arnone i La Violette, 1986; Tintoré et al., 1988).

L'influx d'aigües superficials d'origen atlàntic a la Mar d'Alboran és compensat per la **sortida en profunditat**, a través de l'Estret de Gibraltar, d'una barreja variable en el temps de LIW i WMDW (Kinder i Parrilla, 1987). La circulació profunda a la Mar d'Alboran, i especialment a la WAB, està afectada per aquest flux de sortida. Diversos autors han enregistrat en diferents experiments un flux pausat de la LIW i WMDW dirigit cap a l'oest al llarg dels marges Ibèric i Nord-Africà (Gascard i Richez, 1985; Pistek et al., 1985; Parrilla et al., 1986).

Pel que fa a la **producció primària** la Mediterrània té, en general, un règim oligotròfic i ha estat comparada amb la Mar dels Sargassos i altres girs centro-oceànics (Cruzado, 1985). No obstant, a la Mediterrània hi ha alguns mecanismes que augmenten la producció fins a nivells mesotròfics durant alguns períodes de l'any (Morel i André, 1991). La Mar d'Alboran és una de les àrees més productives de la Mediterrània Occidental amb la particularitat de que aquesta elevada producció no està associada a la influència de grans rius (e.g. Ebre, Roine, Po), de grans aglomeracions urbanes, i/o de convecció vertical intensa durant l'hivern (e.g. Golf de Lleó o la Mar Adriàtica Septentrional). Antonie et al. (1995) han estimat que la producció primària anual a algunes àrees de la Mar d'Alboran arriba a més de 250  $\text{g C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  (Fig. 1.12), i que la mitjana per tota la zona és de 200  $\text{g C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , el valor més elevat de totes les subprovíncies de la Mediterrània Occidental. Aquestes estimacions concorden amb els valors mesurats *in situ* per Morán i Estrada (2001) el maig de 1998. L'elevada producció primària a la Mar Occidental d'Alboran està fonamentalment associada a la circulació local dominada pel WAG. El transport ascendent de nutrients per (i) turbulència vertical a l'Estret de Gibraltar (Packard et al., 1988), (ii) flux ageostròfic a la vora del WAG (Garcia-Gorriz i Carr, 2001; Ruiz et al., 2001) i (iii) l'aflorament costaner a la zona nord-occidental del WAG (Sarhan et al., 2000; Garcia-Gorriz i Carr, 2001), afavoreix l'increment de la producció primària. L'elevada variabilitat temporal en la circulació superficial implica, per tant, una elevada variabilitat en la producció primària, característica que, com s'ha apuntat abans, està sovint associada amb una elevada exportació de carboni des de la capa superficial (Ducklow et al., 2001).



**Figura 1.12.** Producció primària anual a la Mediterrània. Les estimacions de producció primària han estat fetes a partir d'una sèrie d'imatges del CZCS ("Coastal Zone Color Scanner") de principis dels anys 80. Les zones en negre corresponen a aigües tèrboles en les que la concentració en pigments no ha pogut ésser traduïda a valors de producció primària (extret d'Antoine et al., 1995).

## 1.4.2. La Conca de Bransfield

### 1.4.2.1. Fisiografia

La Conca de Bransfield (“Bransfield Basin”, BB) està situada entre les illes Shetland del Sud (“South Shetland Islands”, SSI) i l’extrem nord-oriental de la Península Antàrtica (“Antarctic Peninsula”, AP) entre 61 i 64°S. La BB és una conca estreta, volcànica, extensiva i sísmicament activa (Fig. 1.13). Aquesta conca que té una orientació NE-SW està dividida en tres subconques: l’Occidental, la Central i l’Oriental. La conca Occidental és la més soma i està envoltada per plataformes d’entre 20 i 50 quilòmetres d’ample. La Conca Central de Bransfield (“Central Bransfield Basin”, CBB) té marges continentals relativament amples (quasi 100 quilòmetres) al costat de l’AP caracteritzats per una plataforma d’uns 50 quilòmetres d’ample i un talús sinuós i esglaonat, mentre que al costat de les SSI el marge està caracteritzat per tenir una plataforma estreta (< 20 quilòmetres) i un talús abrupte (Prieto et al., 1997). El fons de conca incrementa gradualment la seva profunditat cap al NE fins a quasi 2000 metres. Aquest fons està subdividit longitudinalment per una cresta volcànica discontinua que segueix la mateixa orientació que la conca. La Conca Oriental de Bransfield (“Eastern Bransfield Basin”, EBB) és més profunda que la CBB (2750 metres) i té marges relativament amples (50-125 quilòmetres) a ambdós costats amb plataformes d’entre 40 i 80 quilòmetres i talussos sinuosos. El fons de conca està dividit en depressions romboïdals separades per alts volcànics (Gràcia et al., 1996).

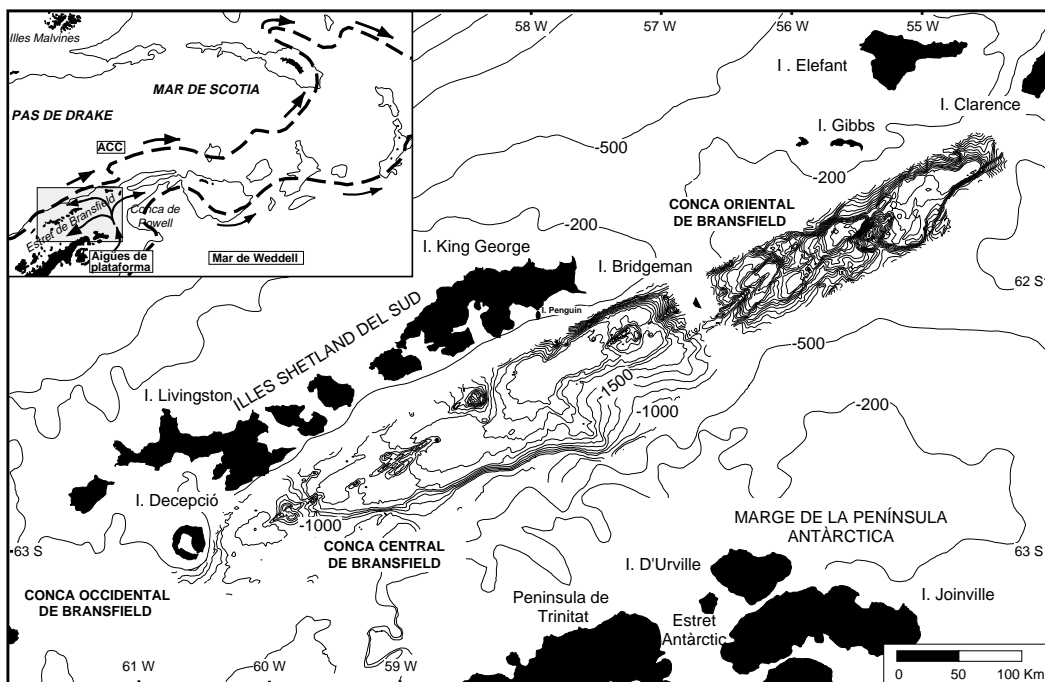


Figura 1.13. Mapa batimètric de la Conca de Bransfield que detalla les diferents subconques i els trets fisiogràfics més destacats. L’equidistància entre isòbates de les zones cartografiades a alta resolució és de 100 metres. El mapa esquemàtic de la cantonada superior esquerra permet veure la situació de la Conca de Bransfield i els dominis de les principals masses d’aigua (modificat de Withworth et al., 1994). La línia gruixuda marca l’extensió meridional de la seqüència d’aigües del Corrent Circumpolar Antàrtic (“Antarctic Circumpolar Current”) i l’extensió septentrional de la seqüència d’aigües de la Mar de Weddell.

### 1.4.2.2. Oceanografia física i producció primària

Les aigües de la Conca de Bransfield estan fortament influenciades per les aigües de la Mar de Weddell i de la Mar de Scotia. La seva situació a l'Oceà Austral determina que a la Conca de Bransfield es trobin tres masses d'aigua diferents. L'Aigua Transicional de Bellinghausen ("Transitional Bellinghausen Water", TBW), relativament càlida i de salinitat baixa (2,25°C i 33,50 psu), i l'Aigua Transicional de Weddell ("Transitional Weddell Water", TWW), més freda i de salinitat més alta (0,75°C i 34,40 psu), ocupen els 300 metres superiors de la columna d'aigua. La isoterma d'1°C i la isohalina de 34,1 psu són els valors utilitzats per delimitar aquestes dues masses d'aigua. La isohalina de 34,5 psu, situada a uns 300 metres de profunditat defineix el límit superior de l'Aigua Profunda de Bransfield ("Bransfield Deep Water", BDW) que té temperatures i salinitats superiors a 1°C i 34,53 psu, respectivament. Aquesta massa d'aigua té influències de tres fonts diferents a mida que la profunditat i la densitat augmenten: l'Aigua Circumpolar Profunda ("Circumpolar Deep Water", CDW), que entra a la conca pel seu extrem sud-occidental, les aigües pertanyents a la seqüència d'aigües de la Mar de Weddell, i les aigües denses procedents de la plataforma oriental de l'AP (Paterson i Sievers, 1980).

La **circulació superficial** a la Conca de Bransfield està caracteritzada pels fluxos geotròfics de la TBW cap al nord-est, sobre el marge de les SSI, i de la TWW cap al sud-oest, sobre el marge de l'AP. En el límit entre ambdues masses d'aigua es desenvolupa un front ben definit que segueix aproximadament l'eix de la CBB (Niiler et al., 1991; García et al., 1994). A més, a les aigües subsuperficials es desenvolupen dos fronts situats sobre els talussos de les SSI i de l'AP que afecten les aigües intermèdies i que defineixen el límit entre les aigües locals de plataforma i les aigües pertanyents al sistema de Weddell (García et al., 1994). La circulació pregona està lligada a l'entrada, a través de l'Estret Antàrtic i al voltant de l'extrem nord-oriental de l'Illa de Joinville, d'aigües denses procedents de la Plataforma de Weddell (Whitworth et al., 1994; López et al., 1999) i el seu enfonsament sobre la plataforma i el talús.

La **producció primària** a l'Estret de Bransfield és molt variable d'un any a un altre i a les zones amb influència costanera i de plataforma s'enregistren valors dels més alts del sector atlàntic de l'oceà Antàrtic. La majoria de la producció primària està lligada a les floracions estacionals de diatomees i a esdeveniments d'aflorament d'aigües profundes i de barreja a les zones frontals (Huntley et al., 1991). Els valors citats a la literatura per a la primavera i l'estiu de diferents anys oscil·len entre 300 i 2700 mg C m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup> (Bodungen et al., 1986; Huntley et al., 1991; Basterretxea i Arístegui, 1993). Com la Mar d'Alboran aquest és un sistema caracteritzat per la variabilitat temporal de la productivitat i per tant susceptible d'experimentar períodes amb elevada exportació (Ducklow et al., 2001). Aquesta relació entre els esdeveniments productius i la sedimentació de material biogènic ha estat enregistrada en diferents experiments (e.g. Bodungen et al., 1986; Wefer et al., 1988; Karl et al., 1991).

### 1.4.2.3. Les condicions climàtiques, règim glacial i distribució del gel marí

La Península Antàrtica està sotmesa a les condicions climàtiques més moderades de tot el continent austral i fa la funció de barrera topogràfica entre les condicions pseudocontinentals al costat de la Mar de Weddell i les condicions marítimes al costat de la Mar de Bellinghausen. El clima marítim està caracteritzat per l'elevada humitat i temperatures mitjanes anuals, estivals i hivernals més altes de  $-4,0^{\circ}\text{C}$ ,  $0^{\circ}\text{C}$  ( $\sim 2^{\circ}\text{C}$  a les SSI) i  $-10^{\circ}\text{C}$ , respectivament. Les àrees que envolten l'Estret de Bransfield reben una precipitació mitjana anual en forma sòlida i líquida superior als 1000 mm (Griffith i Anderson, 1989). La cota de neu a les SSI a finals de l'estiu està situada al voltant dels 150 metres (Domack i Ishman, 1993), fet que implica l'abundància d'aigües de fusió durant aquest període. Aquest règim climàtic condiciona la distribució, tipus i règim glacial de les glaceres que flueixen cap a la Conca de Bransfield. Les glaceres que trobem a les SSI i a la Península de Trinity pertanyen a camps de gel relativament primers que s'estenen discontinuament fins a la costa en forma de glaceres de piemont o de vall. A les SSI això resulta en un context en el que menys de la meitat de la línia de costa està ocupada per glaceres de marea ancorades entre 80 i 120 metres de profunditat. La resta de la línia de costa està ocupada per afloraments rocosos o àmplies platges de còdols, algunes de les quals estan ocupades per fronts de glaceres de vall en la seva part interior. Aquestes glaceres presenten sovint cursos proglacials d'aigües tèrboles durant el període estival (Yoon et al., 1997 i 1998). Les condicions climàtiques també controlen la permanència i distribució del gel marí durant l'hivern sobre les aigües de la Conca de Bransfield, que està normalment lliure de gel entre desembre i abril. Durant els mesos de maig i juny el gel marí comença a créixer, primer al llarg de la costa de l'AP, i als voltants de juliol ja ocupa tot l'estret que roman completament cobert fins a mitjans d'octubre que es comença a obrir (Griffith i Anderson, 1989). Oposadament a altres zones de l'Oceà Austral, l'avanç del gel marí és un esdeveniment relativament breu (unes quantes setmanes) mentre la seva retirada és gradual (alguns mesos) (Leventer et al., 1996).

## Referències citades al Capítol 1

- Allredge, A.L. i Silver, M.W. 1988. Characteristics, dynamics and significance of marine snow. *Prog. Oceanography*, 20, 41-82.
- Allredge, A.L., Gotschalk, C.C. 1989. Direct observations of the mass flocculation of diatom blooms: Characteristics, settling velocities and formation of diatom aggregates. *Deep-Sea Research* 36, 159-171.
- Antoine, D., Morel, A. i Andre, J.-M. 1995. Algal pigment distribution and primary production in the eastern Mediterranean as derived from coastal zone color scanner observations. *J. Geophys. Res.*, 100(C8): 16193-16209.
- Arnone, R.A., i La Violette, P.E. 1986. Satellite definition of the bio-optical and thermal variation of the coastal eddies associated with the African current. *J Geophys. Res.*, 91, 2351-2364.
- Arnone, R.A., Wiesenburg, D.A. i Saunders, K.D. 1990. The origin and characteristics of the Algerian Current. *J Geophys. Res.*, 95 (C2), 1587-1598.
- Bakwin, P.S. 1999. Carbon cycle. In: Marshall, C.P. and Fairbridge R.W., (eds.) *Encyclopedia of geochemistry*. *Encyclopedia of Earth Sciences series*. Dordrecht, Països Baixos. Kluwer Academic Publisher. pp. 65-67.
- Baliño, B. M., Fasham, M.J.R., i Bowles, M.C. (Editors). 2001. *Ocean biogeochemistry and global change: JGOFS research highlights 1988-2000*. *IGBP Science*, 2, 32pp.
- Barnola, J.M., Raynaud, D. , Korotkevitch, Y.S i Lorius, C. 1987. Vostok ice core provides 160.000 year record of atmospheric CO<sub>2</sub> . *Nature*, 367, 260-263.
- Basterretxea, G. i Arístegui, J. 1999: Phytoplankton biomass and production during late austral spring (1991) and summer (1993) in the Bransfield Strait. *Polar Biol.* 21, 11-22.
- Bodungen, B., Smetacek, V.S., Tilzer, M.M. i Zeitzschel, B. 1986. Primary production and sedimentation during spring in the Antarctic Peninsula region. *Deep-Sea Res.*, 33, 177-194.
- Boyd, P., Newton, P. 1995. Evidence of the potential influence of planktonic community structure on the interannual variability of particulate organic carbon flux. *Deep-Sea Res. I*, 42, 619-639.
- Broecker, W.S. 1982. Ocean chemistry during glacial time. *Geochim. et Cosmochim. Ac.* 46; 10, 1689-1705.
- Brown, J., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D. i Wright, J. 1989. *Ocean chemistry and deep-sea sediments*. Open University i Pergamon Press. Milton Keynes i Oxford. 134 pp.
- Cruzado, A. 1985. Chemistry of Mediterranean waters. In: R. Margalef (Editor), *Western Mediterranean*. Pergamon Press, Oxford, pp. 126-147.
- Domack, E.W. i Ishman, S. 1993. Oceanographic and physiographic controls on modern sedimentation within Antarctic fjords. *Geol. Soc. Am. Bull.* 105, 1175-1189.
- Ducklow, H.W., Steinberg, D.K., i Buesseler, K.O. 2001. Upper ocean carbon export and the biological pump, *Oceanography*, 14, 50-58.
- Dymond, J. 1992. Particles in the oceans. *Oceanus*, 35, 60-67.
- Eisma, D. 1993. *Suspended matter in the aquatic environment*. Springer. Berlin. 315 pp.

- Eppley R.W. i Peterson B.J. 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature*, 282, 677-680.
- Falkowski, P.G., Behrenfeld, M.J. i Kolber, D.K. 2002. Ocean Primary Productivity Study. Estimated Annual Global Primary Production Maps. <http://marine.rutgers.edu/opp/>.
- Fasham, M.J.R., Baliño, B.M. i Bowles, M.C. (Editors). 2001. A new vision of ocean biogeochemistry after a decade of the joint global ocean flux study (JGOFS). *Ambio Sp. Rep.*, 10, 1-31.
- Font, J. 1987. The path of the Levantine Intermediate Water to the Alboran Sea. *Deep-Sea Res.*, 34, 1745-1756.
- Fortier, L., Le Fevre, J., Legendre, L. 1994. Export of biogenic carbon to fish and to the deep ocean: The role of large plankton microphages. *Journal of Plankton Research* 16, 809-839.
- Fowler, S.W. i Knauer, G.A. 1986. Role of large particles in the transport of elements and organic compounds through the ocean water column. *Prog. Oceanogr.*, 16, 147-194.
- García, M.A., López, O., Sospedra, J., Espino, M., Gràcia, V., Morrison, G., Rojas, P., Figa, J., Puigdefàbregas, J. i Sánchez-Arcilla, A. 1994. Mesoscale variability in the Bransfield Strait region (Antarctica) during Austral summer. *Ann. Geophys.*, 12, 856-867.
- García-Gorriz, E. i Carr, M.-E. 2001. Physical control of phytoplankton distributions in the Alboran Sea: A numerical and satellite approach. *J. Geophys. Res.*, 106(C8), 16795-16085.
- García Lafuente, J.G., Cano, N., Vargas, M., Rubin, J.P. i Hernandez Guerra, A. 1998. Evolution of the Alboran Sea hydrographic structures during July 1993. *Deep-Sea Res. I*, 45, 39-65.
- Gascard, J.C. i Richez, C. 1985. Water mass and circulation in the Western Alboran Sea and in the Strait of Gibraltar. *Progr. Oceanog.*, 15, 157-216.
- Gràcia, E., Canals, M., Farràn, M., Prieto, M.J., Sorribas, J. i GEBRA '93 Team. 1996. Morphostructure and evolution of the Central and Eastern Bransfield basins (NW Antarctic Peninsula). *Mar. Geophys. Res.*, 18, 429-448.
- Griffith, T.W. i Anderson, J.B. 1989. Climatic control of sedimentation in bays and fjords of the northern Antarctic Peninsula. *Mar. Geol.*, 85, 181-204.
- Hansen, J.L.S., Kiørboe T., Alldredge, A.L. 1996. Marine snow derived from abandoned larvacean houses: sinking rates, particle content and mechanisms of aggregate formation. *Marine Ecology Progress Series* 141, 205-215.
- Heburn, G.W. i La Violette, P.E. 1990. Variations in the Structure of the Anticyclonic Gyres Found in the Alboran Sea. *J. Geophys. Res.*, 95(C2), 1599-1613.
- Honjo, S. i Manganini, S.J. 1993. Annual biogenic particle fluxes to the interior of the North Atlantic Ocean studied at 34°N 21°W and 48° 21°W. *Deep-Sea Res.*, 40, 587-607.
- Honjo, S. 1996. Fluxes of particles to the interior of the open oceans. In: Ittekkot, V., Schäfer, P., Honjo, S., i Depetris, P. (eds.). *Particle flux in the ocean*. Chichester, Regne Unit. John Wiley & Sons. pp. 91-144.
- Honjo, S. 1997. The rain of ocean particles and the Earth's carbon cycle. *Oceanus*, 40, 4-7.
- Huntley, M., Karl, D.M., Niiler, P. i Holm-Hansen, O. 1991. Research on Antarctic coastal ecosystems rates (RACER): an interdisciplinary field experiment. *Deep-Sea Res.*, 38, 911-941.

- Karl, D.M., Tilbrook, B.D. i Tien, G. 1991. Seasonal coupling of organic matter production and particle flux in the western Bransfield Strait, Antarctica. *Deep-Sea Res.*, 38. 1097-1126.
- Kearey (ed) 1993. *The Encyclopedia of the solid earth sciences*. Blackwell Science Ltd. Oxford, Regne Unit. 713 pp.
- Kinder, T.H. i Parrilla, G. 1987. Yes, Some of the Mediterranean Outflow Does Come From Great Depth. *J Geophys. Res.*, 92(C3), 2901-2906.
- Kjørboe, T. 2001. Formation and fate of marine snow: small-scale processes with large-scale implications. In: J.M. Gili, J.L. Petrus and T.T. Packard (eds.) *A marine science odyssey into the 21<sup>st</sup> century*. *Sci. Mar.* 65 (Suppl.2), 57-71
- Lampitt, R.S. 1985. Evidence for the seasonal deposition of detritus to the deep-sea floor and its subsequent resuspension. *Deep-Sea Res.*, 32, 885-897.
- La Violette, P.E. 1984. The Advection of Submesoscale Thermal Features in the Alboran Sea Gyre. *J. Geophys. Res.*, 14, 550-565.
- La Violette, P.E. 1986. Short-term measurements of surface currents associated with the Alboran Sea gyre during Donde Va?. *J. Phys. Oceanogr.*, 16, 262-279.
- La Violette, P.E. 1990. The Western Mediterranean Circulation Experiment (WMCE): Introduction. *J. Geophys. Res.*, 95 (C2), 1511-1514.
- Legendre L. i Le Fevre J. 1995. Microbial food webs and the export of biogenic carbon in oceans. *Aquat. Microb. Ecol.*, 9, 69-77.
- Leventer, A., Domack, E.W., Ishman, S.E., Brachfeld, S., McClennen, C.E. i Manley P. 1996. Productivity cycles of 200-300 years in the Antarctic Peninsula region: Understanding linkages among the sun, atmosphere, oceans, sea ice, and biota. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108, 1626-1644.
- Liu, K.K, Iseki, K., i Chao, S.Y. 2000. Continental margin carbon fluxes. In: Hanson, R.B., Ducklow, H.W. i Field, J.G. (eds.). *The changing ocean carbon cycle*. Cambridge, Regne Unit. Cambridge University Press. Pp. 187-239.
- Lochte, K. 2000. Deep Ocean Fluxes. JGOFS Open Science Conference. *Ocean Biogeochemistry: A New Paradigm*. 13-17 April, Bergen, Norway. Conference Programme, p. 92.
- Longhurst, A.R. 1991. Role of the marine biosphere in the global carbon cycle. *Limnol. Oceanogr.*, 36, 1507-1526.
- López, O., García, M.A., Gomis, D., Rojas, P. Sospedra, J. i Sánchez-Arcilla, A. 1999. Hydrographic and hydrodynamic characteristics of the eastern basin of the Bransfield Strait (Antarctica). *Deep-Sea Res. I*, 46, 1755-1778.
- Marshall, C.P. and Fairbridge R.W. (eds.) 1999. *Encyclopedia of geochemistry*. Encyclopedia of Earth Sciences series. Kluwer Academic Publisher. Dordrecht, Països Baixos.
- Morán, X.A.G i Estrada, M. 2001. Short-term variability of photosynthetic parameters and particulate and dissolved primary production in the Alboran Sea (SW Mediterranean). *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 212, 53-67.
- Morel, A. i André, J.M. 1991. Pigment distribution and primary production in the western Mediterranean as derived and modeled from Coastal Zone Color Scanner observations. *J. Geophys. Res.*, 96, 12685-12698.



- Neftel, A., Moor, E., Oeschger, H., i Stauffer, B. 1985. Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO<sub>2</sub> in the past two centuries. *Nature*, 315, 45-47.
- Nelson, D.M., Tréguer, P., Brzezinski, M.A., Leynaert, A., Quéguiner, B. 1995. Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochem. Cy.*, 9, 359-372.
- Niiler, P.P., Amos, A. i Jian-Hwa, H. 1991. Water masses and 200 m relative geostrophic circulation in the western Bransfield Strait region. *Deep-Sea Res.*, 38, 943-959.
- Packard, T.T., Minas, H.J., Coste, B., Martinez, R., Bonn, M.C., Gostan, J., Garfield, P., Christensen, J., Dortch, Q., Minas, M., Copin-Montegut, G. i Copin-Montegut, C. 1988. Formation of the Alboran oxygen minimum zone. *Deep-Sea Res.* 35, 1111-1118.
- Parrilla, G., Kinder, T.H., Preller, R.H. 1986. Deep and Intermediate Mediterranean Water in the western Alboran Sea. *Deep Sea Res.*, 33, 55-88.
- Parrilla, G., Kinder, T.H. 1987. The physical oceanography of the Alboran Sea. *NORDA report*, 184, 26 pp.
- Paterson, S.L. i Sievers, H.A. 1980. The Weddell-Scotia confluence. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 1584-1610.
- Perkins, H., Kinder, T., La Violette, P.E. 1990. The Atlantic inflow in the western Alboran Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 242-263.
- Pistek, P., De Strobel, F., Montanari, C. 1985. Deep-sea circulation in the Alboran Sea. *J. Geophys. Res.*, 90 (C3), 4969-4976.
- Prieto, M. J., Gràcia, E., Canals, M., Ercilla, G. i De Batist, M. 1997. Sedimentary history of the Central Bransfield Basin (NW Antarctic Peninsula). *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. Proc. VII ISAES, Siena*, 711-717.
- Ragueneau, O., Tréguer, P., Leynaert, A., Anderson, R.F., Brzezinski, M.A., DeMaster, J., Dugdale, R.C., Dymond, J., Fischer, G., François, R., Heinze, C., Maier-Reimer, E., Martin-Jezequel, V., Nelson, D.M., Quéguiner, B. 2000. A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global Planet. Change*, 26, 317-365.
- Romankevitch, E.A. 1984. *Geochemistry of organic matter in the ocean*. Springer-Verlag, Berlin. 335 pp.
- Ruiz, J., Echevarria, F., Font, J., Ruiz, S., García, E., Blanco, J.M., Jiménez-Gómez, F., Prieto, L., González-Alaminos, A., García, C.M., Cipollini, P., Snaith, H., Bartual, A., Reul, A. i Rodríguez, V. 2001. Surface distribution of chlorophyll, particles and gelbstoff in the Atlantic jet of the Alboran Sea: from submesoscale to subinertial scales of variability. *J. Mar. Sys.*, 29, 277-292.
- Sarhan, T., García-Lafuente, J., Vargas, M., Vargas, J.M. i Plaza, F. 2000. Upwelling mechanisms in the northwestern Alboran Sea. *J. Mar. Sys.*, 23, 317-331.
- Sarmiento, J.L. i Siegenthaler, U. 1992. New production and the global carbon cycle. In: Falkowski, P.G.I Woodhead, A.D. (eds). *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*, New York, Estats Units d'Amèrica. Plenum pp. 317-332..
- Schelesinger, W.H. 1991 *Biogeochemistry: an analysis of global change*. Academic Press Inc., San Diego, 443 pp.

- Seibold, E. i Berger, W.H. 1996 *The sea floor*. 3era edició. Springer-Berlag. Berlin. 356 pp.
- Siegenthaler, U i Sarmiento, J.L. 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, 365, 119-125.
- Stow, D.A.W. i Tabrez, A.R. 1998. Hemipelagites: processes, facies and model. In: Stoker, M.S., Evans, D., Cramp, A. (eds) *Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, MassWasting and Stability*. Geol. Soc. London, Sp. Pub., 129, 317-338.
- Tiselius, P. i Kuylentierna, M. 1996. Groth and decline of a diatom spring bloom: phytoplankton species composition, formation of marine snow and the role of heterotrophic dinoflagellates. *J. Plankton Res.*, 18, 133-155.
- Tintoré, J., Viúdez, A., Gomis, D., Alonso, S., Werner, F.E. 1994. Mesoscale variability and Q vector vertical motion in the Alboran Sea. *Coastal and Estuarine Studies*, 46, 47-71.
- Tintoré, J., La Violette, P.E., Bladé, I., Cruzado, A. 1988. A study of an intense density front in the eastern Alboran Sea: The Almeria-Oran front. *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 1384-1397.
- Viúdez, A., Tintoré, J. 1995. Time and space variability in the eastern Alboran Sea from March to May 1990. *J. Geophys. Res.*, 100, 8571-8586.
- Viúdez, A., Tintoré, J., Haney, R.L., 1995. Circulation in the Alboran Sea as determined by quasi-synoptic hydrographic observations. Part I: Three dimensional structure of the two anticyclonic gyres. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 684-705.
- Viudez, A., Pinot, J.-M. i Haney, R.L. 1998. On the upper layer circulation in the Alboran Sea. *J. Geophys. Res.*, 103(C10), 21653-21666.
- Wefer, G., Fisher, G., Fütterer, D. i Gersonde, R. 1988. Seasonal particle flux in the Bransfield Strait, Antarctica. *Deep-Sea Res.*, 35, 891-898.
- Whitworth III, T., Nowlin Jr., W.D., Orsi, A. H., Locarnini, R.A. i Smith, S.G. 1994. Weddell Sea shelf water in the Bransfield Strait and Weddell-Scotia Confluence. *Deep-Sea Res. I*, 41, 629-641.
- Yoon, H.I., Han, M.W., Park, B.K., Oh, J.K. i Chang, S.K. 1997. Glaciomarine sedimentation and paleoglacial setting of Maxwell Bay and its tributary embayment, Marian Cove, South Shetland Islands, West Antarctica. *Mar. Geol.*, 140, 265-282.
- Yoon, H.I., Park, B.K., Domack, E.W. i Kim, Y. 1998. Distribution and dispersal pattern of suspended particulate matter in Maxwell Bay and its tributary, Marian Cove, in the South Shetland Islands, West Antarctica. *Mar. Geol.*, 152, 261-275.