

# OS OCEANOS E AS ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS

ISABEL AMBAR

Instituto de Oceanografia e Departamento de Física  
Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa  
Campo Grande — 1700 Lisboa

É grande a preocupação actual da humanidade em face dos valores crescentes da concentração de gases intensificadores do efeito de estufa na atmosfera, e do conseqüente aumento da temperatura média do sistema climático oceano-atmosfera. As grandes incertezas nos valores previstos para este aumento devem-se à própria variabilidade natural do sistema climático a qual depende dos processos de interacções entre o oceano e a atmosfera. Um dos fenómenos que mais espectacularmente ilustra estes processos à escala interanual é o denominado "El Niño-Southern Oscillation (ENSO)", que afecta principalmente a região equatorial do Pacífico e do Índico. Qualquer previsão dos efeitos da variabilidade do clima, desde a escala interanual à escala decadal ou superior, exige um conhecimento profundo do papel crucial que os oceanos desempenham no sistema climático e nas suas flutuações, e em anos recentes, os programas de investigação à escala global e o desenvolvimento de modelos acoplado a circulação da atmosfera à dos oceanos têm aumentado essa capacidade preditiva.

## 1. Introdução

A crescente concentração de gases resultantes da actividade humana na atmosfera tem vindo a preocupar cada vez mais a humanidade devido à previsível intensificação do efeito de estufa causado por esses gases e às conseqüências, eventualmente desastrosas, que terão sobre a vida na Terra no futuro.

Esta preocupação tem como base não só o aumento observado na temperatura média do sistema climático oceano-atmosfera da ordem de meio grau Celsius nos últimos 100 anos, provavelmente acompanhado de um aumento do nível médio do mar da ordem da dezena de centímetros, como também a previsão, baseada em modelos termohidrodinâmicos da atmosfera, de um aquecimento global entre 1.5 e 4.5°C no caso de se dar uma duplicação relativamente às concentrações actuais do volume de gases com efeito de estufa. No entanto, há grandes incertezas nestes valores previstos e

nos períodos de tempo a que dizem respeito (50, 100 anos?) e isso deve-se à própria variabilidade natural do sistema climático que está associada à extremamente complexa interacção entre o oceano e a atmosfera. Só o desenvolvimento de modelos acoplados oceano-atmosfera muito mais evoluídos que os actualmente disponíveis, associado a uma análise com boa base científica das séries de observações existentes, poderá prever o clima com mais verosimilhança.

Uma vez que a escala temporal de variabilidade dominante na atmosfera é inferior a 1 mês, ao passo que, no oceano, as escalas temporais são da ordem de meses a anos na camada superior e de décadas a séculos nas zonas profundas, é óbvio que uma boa previsão dos efeitos da variabilidade do clima, desde a escala interanual à escala decadal ou superior, pressupõe um conhecimento profundo do papel crucial que o oceano desempenha no sistema climático e nas suas flutuações.

**Oceanos e alterações climáticas.**

**O oceano como controlador da temperatura.**

**Redistribuidor de energia térmica. Sumidouro de gases.**

**Interacção oceano-atmosfera global. Efeitos das alterações climáticas nos oceanos e regiões costeiras.**

## 2. O papel do oceano no sistema climático

O oceano faz parte integrante do sistema climático terrestre e tem nele um papel fundamental e multifacetado, do qual vamos apontar alguns dos aspectos mais relevantes.

Mais de metade da radiação solar que atinge a superfície do Globo é absorvida directamente pelo oceano, onde é armazenada (há tanta energia armazenada nos três metros superiores do oceano como em toda a atmosfera) e redistribuída pelas correntes oceânicas. Em termos de balanço da energia térmica, este ganho de energia por parte do oceano é praticamente compensado pela perda de energia sob a forma de calor latente de evaporação. Há ainda outros processos de perda de energia por parte do oceano, se bem que menos importantes no balanço geral, tais como o correspondente à emissão de radiação electromagnética de grande comprimento de onda (infravermelhos) pela superfície do oceano e à troca de calor com a atmosfera por condução e convecção turbulenta.

Analisemos agora algumas das formas em que o oceano desempenha papel relevante no funcionamento e nas flutuações do sistema climático terrestre.

### 2.1. O oceano como controlador da temperatura

A estrutura térmica vertical do oceano compreende três camadas principais: (i) uma camada superficial onde dominam os processos de interacção entre o oceano e a atmosfera e que, consequentemente, sofre variações sazonais; (ii) uma camada de forte gradiente vertical de temperatura — a termoclina permanente, a qual está geralmente associada a um gradiente vertical intenso da densidade (a pycnoclina) e que apresenta espessuras que podem atingir muitas centenas de metros nas regiões subtropicais onde o efeito de convergência do campo do vento à superfície gera movimentos verticais de subsidência no mar; (iii) uma camada profunda, que corresponde a cerca de 80% do volume total do oceano, que só é ventilada (isto é, substituída por água que esteve recentemente em contacto com a atmosfera) pelo afundamento de águas nas regiões sub-polares durante o Inverno.

O oceano constitui um agente controlador das flutuações da temperatura da atmosfera pela sua grande capacidade de armazenamento de energia térmica quando esta é fornecida em abundância (durante o Verão e durante o dia) e de libertação de energia em situações de redução (Inverno) ou mesmo supressão (noite) desse fornecimento. O facto de a superfície do oceano, excepto nas regiões cobertas de gelo, ter um fraco albedo (quociente entre a radiação solar retrodifundida e reflectida e a radiação incidente na superfície) implica que o oceano absorve grande parte da radiação solar que nele incide,

cabendo-lhe uma fracção superior a metade da radiação solar total que penetra no sistema climático oceano-atmosfera.

O armazenamento de energia pelo oceano não se confina à camada superficial mas transmite-se às camadas subjacentes por acção do vento e da turbulência por este gerada. Então, devido a esta difusão turbulenta e ao facto de o calor específico da água ser muito maior que o dos materiais que constituem os continentes, a temperatura no mar sobe muito menos do que, em igualdade de condições de aquecimento, subiria a do solo.

Ao mesmo tempo, o aquecimento dos oceanos provoca uma evaporação mais forte (*grosso modo*, a perda de energia por evaporação praticamente estabelece o equilíbrio com o ganho de energia por absorção de radiação solar) e esta tem efeitos importantes na atmosfera e no clima. O fluxo de água evaporada não só corresponde ao fluxo de calor mais importante que a atmosfera recebe por parte do oceano (através da libertação do calor latente quando o vapor condensa formando núvens, nevoeiro, etc.) como também contribui fortemente para o efeito de estufa na atmosfera.

Por outro lado, quando a superfície do oceano é arrefecida, geram-se nele movimentos verticais convectivos, provocados pelas instabilidades resultantes do aumento de densidade (devido ao arrefecimento) à superfície, o que leva ao envolvimento das camadas subjacentes nesse processo de arrefecimento. Como consequência destes movimentos convectivos e do facto de a água ter um calor específico muito elevado, o abaixamento da temperatura no mar é, em igualdade de condições de perda de calor, menor que o do solo, onde prevalecem processos de condução molecular, que apenas afectam os primeiros centímetros ou metros, e onde o calor específico dos materiais é muito menor que o da água.

Então, de um modo geral, podemos atribuir ao efeito da convecção nas camadas superiores do oceano e à grande capacidade calorífica da água a existência de menores amplitudes térmicas relativamente aos continentes, tanto à escala diária como anual, e de região para região. Estas diferenças de comportamento geram fortes gradientes térmicos entre as regiões continentais e as regiões oceânicas adjacentes, gradientes esses que, por sua vez, levam ao estabelecimento de circulações atmosféricas com escalas de tempo da ordem do dia (brisa marítima e brisa terrestre) ou do ano (monções).

### 2.2. O oceano como redistribuidor da energia térmica

Para além destes modos de interacção directa ou indirecta com o sub-sistema climático atmosfera, os oceanos têm um papel primordial na redistribuição da energia tér-

mica do sistema climático global, através da circulação oceânica e do correspondente transporte de calor das regiões equatoriais para as polares.

Os valores médios zonais (isto é, calculados ao longo de faixas compreendidas entre paralelos, em torno de todo o Globo) das diferentes formas de transferência de energia através da superfície do oceano variam em função da latitude, assim como o respectivo saldo resultante (Fig. 1). Nesta figura está bem patente que a região entre o Equador e as latitudes 30°N e 30°S recebe mais energia do que a que perde, enquanto as regiões de maiores latitudes perdem mais energia do que a que ganham; este desequilíbrio só pode ser compensado através de um transporte latitudinal de energia que é realizado pelas próprias correntes oceânicas. Já agora note-se que a região do Globo compreendida entre as latitudes de 30°N e 30°S tem uma área bastante superior à do resto do Globo...

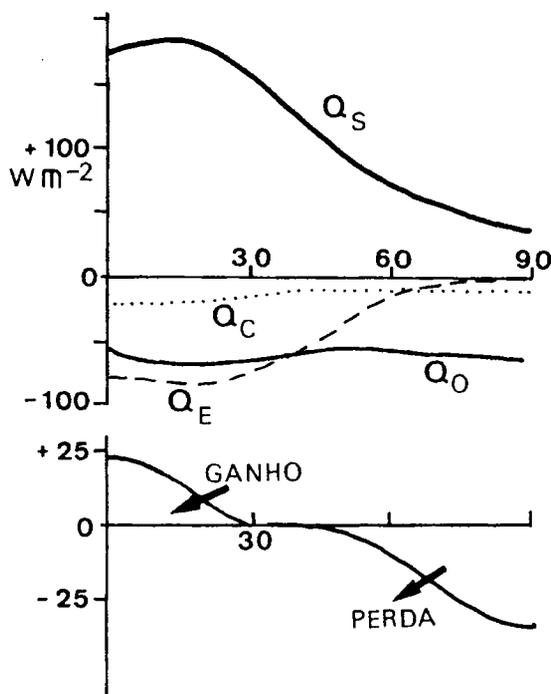


Fig. 1 — Variação meridional dos fluxos de energia (valor positivo: ganho de energia por parte do oceano) através da superfície do oceano ( $Q_S$  — ganho de energia solar;  $Q_E$  — perda por calor latente de evaporação;  $Q_O$  — perda de energia sob a forma de radiação no domínio dos infravermelhos;  $Q_C$  — condução e convecção) e da respectiva resultante (em baixo).

As correntes oceânicas são geradas, directa ou indirectamente, por processos de transferência de quantidade de movimento (circulação induzida pelo vento na camada superior do oceano), de calor e de água (circulação induzida pelas heterogeneidades laterais do campo da densi-

dade associadas aos gradientes de temperatura e de salinidade) entre a atmosfera e o oceano.

As correntes geradas pela acção do vento nas camadas superiores do oceano asseguram um transporte meridional de energia das regiões de *superavit* — regiões equatoriais e subtropicais — para as regiões de *deficit* correspondentes às latitudes mais elevadas (superiores a 30°N ou 30°S). Por exemplo, a Corrente do Golfo (no Atlântico) e a do Kuroshio (no Pacífico) desempenham um papel determinante neste transporte meridional de calor para as latitudes elevadas.

### 2.3. O oceano como sumidouro de gases antropogénicos

O oceano constitui um importante sumidouro dos gases antropogénicos libertados para a atmosfera e que são responsáveis pelo efeito de estufa, nomeadamente o anidrido carbónico,  $CO_2$ .

A intensidade do fluxo de  $CO_2$  para o interior do oceano depende da velocidade do vento à superfície (o qual induz turbulência e, portanto, acentua os processos de mistura na vertical), da diferença entre as pressões parciais de  $CO_2$  no ar e na água e da temperatura desta última (a pressão parcial de  $CO_2$  na água aumenta com a temperatura). A velocidade com que o  $CO_2$  antropogénico é transportado da superfície do oceano para as camadas profundas é determinada pela eficiência das trocas de água na vertical. A escala de tempo associada à "ventilação" (isto é, substituição por águas recém-afundadas provenientes da superfície do mar) das camadas profundas do oceano é da ordem de centenas a milhares de anos, e portanto, na maior parte das regiões oceânicas só a camada superior, da ordem de algumas centenas de metros, é que contém concentrações apreciáveis de gases antropogénicos. Existem algumas zonas de excepção a este caso, nomeadamente no Atlântico Norte subpolar (mar da Noruega, mar do Labrador) onde a formação de águas profundas (cujos níveis de estabilidade são superiores aos 1000 m de profundidade) é particularmente activa durante o Inverno.

A ventilação anual da camada superior do oceano controla a eficiência dos processos através dos quais o fitoplâncton oceânico transforma, por fotossíntese, o anidrido carbónico em matéria orgânica carbonatada, a qual irá ulteriormente converter-se, directamente ou em resultado dos processos que têm lugar na teia alimentar marítima, em detritos que se depositam no fundo oceânico. Este processo, semelhante a uma "bomba biológica", vem pois reforçar o papel do oceano como sumidouro de anidrido carbónico dentro do ciclo do carbono.

### 3. Um exemplo especial da interacção entre o oceano e a atmosfera global

A atmosfera das regiões tropicais é particularmente sensível à temperatura da superfície do mar e é justamente nessas regiões que tem lugar o fenómeno que mais espectacularmente ilustra os processos de interacção entre o oceano e a atmosfera global à escala interanual. Este fenómeno, que não é propriamente periódico pois ocorre a intervalos entre 3 e 10 anos, denomina-se "El Niño-Southern Oscillation (ENSO)" e tem duas componentes principais associadas, respectivamente, ao oceano (EN) e à atmosfera (SO).

A componente "El Niño" afecta principalmente a região equatorial do Pacífico e do Índico e está associada ao aparecimento de fortes anomalias térmicas positivas na parte oriental do Pacífico equatorial e ao afundamento da termoclina no Pacífico oriental; simultaneamente verifica-se a ocorrência de anomalias da precipitação no Pacífico tropical (por ex., secas na Austrália, cheias no Chile) e o abrandamento da intensidade dos ventos alísios.

A componente "Southern Oscillation" corresponde a um padrão atmosférico que abrange a quase globalidade das regiões tropicais e que se manifesta em oscilações do gradiente zonal da pressão atmosférica entre dois centros de acção localizados, respectivamente, na região tropical do Pacífico oriental e na região tropical do Pacífico ocidental e Índico oriental. Esta componente tem, portanto, uma designação algo errónea pois não é "do Sul" mas sim "equatorial". Aquelas flutuações são muito coerentes entre si embora estejam desfasadas, para além de serem muito irregulares no tempo. Elas estão associadas a consideráveis flutuações nos padrões da precipitação e do campo do vento nas regiões tropicais do Pacífico e do Índico e estão correlacionadas com flutuações meteorológicas em praticamente todas as outras regiões do Globo.

Se bem que as duas componentes do ENSO fossem já conhecidas anteriormente, só em 1969 é que foi estabelecida uma relação entre elas. Isso foi conseguido por Bjerknes, a partir de observações efectuadas durante o Ano Geofísico Internacional (1957-1958), ocasião em que aconteceu serem as condições oceanográficas e meteorológicas no Pacífico equatorial fortemente anómalas e indicativas da ocorrência do fenómeno do El Niño. A explicação proposta por Bjerknes relaciona as variações interanuais da temperatura da superfície do mar no Pacífico tropical com as flutuações do vento à superfície associadas à "Southern Oscillation", as quais, por sua vez, são originadas por aquelas variações da temperatura. Trata-se de um exemplo típico de processos de interacção oceano-atmosfera a determinarem a variabilidade em ambos os geofluidos.

Em condições normais, i.e., quando não está a ocorrer o fenómeno do El Niño (nem o seu "oposto", para o

qual se utiliza vulgarmente o termo "La Niña"), há uma circulação atmosférica no plano vertical que passa pelo Equador em que ar seco desce sobre a água fria do Pacífico equatorial do lado oriental e circula sobre o mar para oeste ao longo do Equador, contribuindo para os ventos alísios. Neste trajecto para oeste, o ar vai aquecendo sobre a água quente e tornando-se mais húmido até atingir o lado ocidental do Pacífico equatorial, onde vai subir e dar lugar a precipitação. O trajecto de retorno do ar para oriente faz-se a níveis da alta troposfera, completando-se assim uma célula de circulação zonal denominada "célula de Walker". O gradiente térmico zonal existente na superfície do mar entre a parte oriental (fria) e a ocidental (quente) do Pacífico equatorial constitui a acção forçadora desta circulação celular. Um aquecimento da região oriental vai ter como consequência um enfraquecimento desta célula e o desvio para leste da respectiva zona converectiva associada a fortes precipitações.

Para além desta circulação zonal na região do Equador (célula de Walker), a atmosfera também apresenta uma circulação meridional — célula de Hadley — cujo aspecto mais saliente é a Zona Intertropical de Convergência (ZITC) onde os ventos alísios de NW e de SE convergem. Esta estrutura corresponde a uma banda zonal de subida de ar e consequente formação de nebulosidade e ocorrência de precipitação.

Uma das condições precursoras do fenómeno do ENSO é o deslocamento para sul da ZITC, o qual está associado com ventos mais fracos.

Em condições normais, os ventos alísios (que têm pronunciadas componentes dirigidas para oeste) mantêm uma inclinação da superfície livre no Pacífico equatorial tal que o nível desta do lado oeste é superior em cerca de 40 cm ao do lado este. Esta acumulação de água quente do lado oeste do Pacífico corresponde a uma depressão da interface entre a camada superior do oceano e a camada subjacente, o que implica haver uma inclinação oposta e muito superior (mais de 300 vezes) à da superfície livre por parte da termoclina permanente (ver Fig. 2a). Ao largo da costa ocidental da América do Sul os ventos alísios arrastam para o largo a água superficial originando a subida da água sub-superficial, mais fria — trata-se de uma situação típica de afloramento costeiro com o consequente arrefecimento da superfície do oceano.

Quando os ventos alísios relaxam, por efeito do decréscimo do gradiente zonal de pressões através do Pacífico, as inclinações da superfície livre e da termoclina decrescem do lado ocidental (Fig. 2b), a água quente aí empilhada invade o lado ocidental dando-se uma consequente subida do nível do mar deste lado e um afundamento da termoclina; ao largo da costa da América do Sul a água que chega à superfície em resultado do afloramento costeiro passa a ser quente. Estas são as condições que caracterizam o fenómeno do El Niño. Durante

a ocorrência deste dá-se uma transferência de parte da energia térmica armazenada na região tropical do Pacífico ocidental para a atmosfera, o que implica um aumento da temperatura média global.

Em condições de ventos aliseos muito fortes (Fig. 2c), há uma amplificação das condições "normais", com uma maior subida do nível da água do lado ocidental do Pacífico e descida do lado oriental, enquanto a termoclina responde em sentido contrário. Estas condições correspondem ao anti-ENSO ou La Niña.

No que respeita ao Atlântico, embora seja muito menos extenso que o Pacífico, há indicação, através de modelos e de observações, do papel importante das flutuações da temperatura da superfície do mar na variabilidade climática. As conhecidas secas no Nordeste brasileiro têm lugar tipicamente quando as temperaturas da superfície do mar no Atlântico são anormalmente baixas a sul do Equador e altas a norte. Fenómenos do tipo do El Niño também parecem estar associados a precipitações excepcionalmente fortes no Sudoeste Africano, que normalmente é uma região árida.

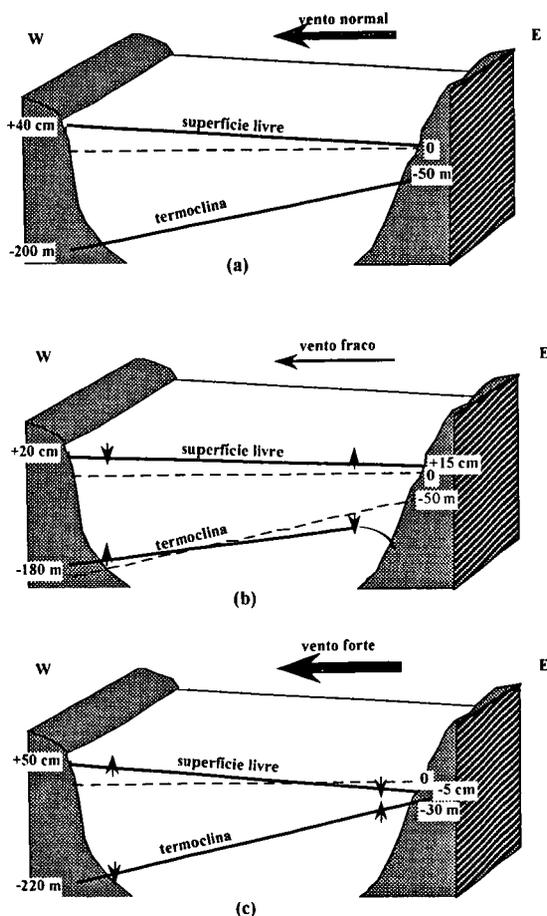


Fig. 2 — Estrutura zonal da superfície livre e da termoclina permanente ao longo do Pacífico equatorial, numa situação de ventos aliseos (a) normais; (b) fracos — condições de ENSO (El Niño); e (c) fortes — condições de anti-ENSO (La Niña) (adaptado de Wyrtki, 1982)

O Quadro 1 esquematiza as diferenças essenciais entre situações de El Niño e de La Niña.

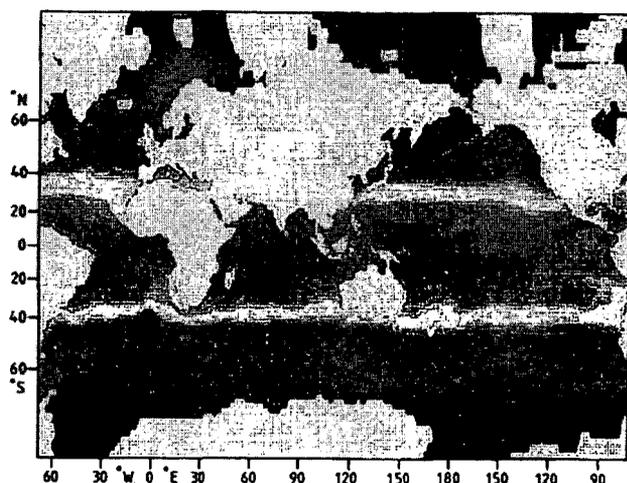
Situação	PACÍFICO OCIDENTAL e ÍNDICO			PACÍFICO CENTRAL e ORIENTAL			Ventos aliseos	Índice de SO p(OR.) p(OC.)
	temp. sup.	pressão sup.	convecção p(OC.)	temp. sup.	pressão sup.	convecção p(OR.)		
ENSO	↓	↑	↓	↑	↓	↑	fracos	< 0
Normal	alta	baixa	↑	baixa	alta	↓	normais	> 0
Anti-ENSO (La Niña)	↑	↓	↑↑	↓	↑	↓↓	fortes	>> 0

Quadro 1 — Algumas das principais manifestações de uma situação de ENSO e de anti-ENSO (La Niña) relativamente a uma situação considerada "normal". As setas indicam aumento (para cima) ou diminuição (para baixo) dos valores de várias grandezas comparadas com as observadas em condições normais. Temp. sup.: temperatura da água do mar à superfície; pressão sup.: pressão atmosférica à superfície; convecção: movimentos do ar, ascendentes ou descendentes; índice de SO: índice da "Southern Oscillation", representado pela diferença de pressão à superfície entre o lado oriental (p(OR.)) e o lado ocidental (p(OC.)) do Pacífico.

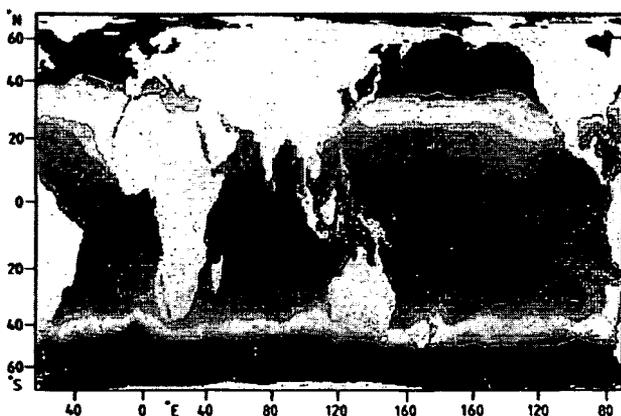
É importante notar que a utilização de cartas geográficas empregando uma projecção como a de Mercator dá uma visão muito distorcida das áreas sobre a superfície do Globo, o que, no caso da avaliação da importância relativa das regiões intertropicais no contexto do oceano global, leva a subestimar o papel tão relevante que elas desempenham. Tal distorção é fácil de verificar comparando, por exemplo, a distribuição da temperatura média da superfície do mar em Fevereiro com a projecção de Mercator (Fig. 3a) e com a projecção de Peters (Fig. 3b), na qual há fidelidade nas áreas representadas. Esta última mostra uma área correspondente às regiões tropicais e subtropicais muito mais extensa e uma muito maior área real da influência da "bolsa" quente na região oeste do Pacífico equatorial. Esta comparação adverte-nos relativamente às falsas conclusões a que pode levar o uso de uma projecção como a de Mercator em estudos à escala planetária, nomeadamente no que respeita à avaliação da influência que poderão ter no sistema global as anomalias associadas ao fenómeno do El Niño.

#### 4. Principais impactos das alterações climáticas nos oceanos e regiões costeiras

O impacto do aquecimento global previsível no mundo de amanhã tem múltiplos aspectos que frequentemente têm efeitos de realimentação difíceis de avaliar. É importante ter presente, por exemplo, que o fenómeno do ENSO, embora seja uma manifestação natural do sistema climático terrestre, poderá ser modificado, em termos da



(a)



(b)

Fig. 3 — Carta da distribuição da temperatura média da superfície do mar utilizando (a) a projecção de Mercator (onde as áreas não são conservadas) e (b) a projecção de Peters (onde há conservação das áreas).

sua intensidade e frequência de ocorrência, em resultado do aquecimento global.

No que respeita ao oceano, um dos impactos com maior importância para a humanidade é, sem dúvida, a subida do nível médio do mar. Para além deste impacto, podem-se apontar outros, talvez mais indirectos, como, por exemplo, alterações induzidas na circulação termohalina do oceano e o correspondente reflexo no clima.

#### 4.1. Impactos no nível médio do mar

Numa escala de tempo geológica (muitos milhões de anos), há numerosas provas (tais como recifes de coral, isótopos de oxigénio, etc.) de que existem relações de coerência entre as flutuações do clima (períodos glaciares e interglaciares) e as variações do nível médio do mar. Em escalas de tempo da ordem do século, na actuali-

dade, a avaliação da possível variação do nível do mar é essencialmente feita com base em dados de marégrafos. Mas nesta avaliação tem de se ter muita prudência e não esquecer o problema que advém da contaminação das observações devida a movimentos verticais (associados a efeitos isostáticos, a movimentos tectónicos, etc.) do próprio fundo ou parede onde se colocam aqueles instrumentos.

Com base em grande número de estimativas utilizando análises de dados de marégrafos, pode-se obter um valor entre 1 e 2 mm/ano para a subida média do nível do mar nos últimos 100 anos, subida que terá sido provavelmente devida a diversos factores climáticos. Destes factores, os mais efectivos são:

(i) A própria expansão térmica da água, que corresponde ao aumento de volume dos oceanos em resultado do respectivo aquecimento sem haver variação da massa e constitui o factor que mais contribui para a subida do nível do mar. Para avaliar este efeito basta notar que, por exemplo, à temperatura de 20°C, a subida de 1°C da temperatura da água leva a um aumento de volume de cerca de 0.3 partes por mil.

(ii) A fusão das calotes polares, nomeadamente as da Gronelândia e da Antártida que correspondem a cerca de 99% do gelo existente nos continentes do Globo inteiro. No caso destas grandes calotes de gelo, a contribuição que elas possam dar para a variação do nível do mar depende do equilíbrio entre a acumulação (causada pela precipitação de neve) e as perdas (associadas à fusão do gelo e descarga de água no estado líquido para o mar, ou à dinâmica do escoamento dos gelos nos glaciares e a subsequente formação de "icebergs"). Na Antártida, as baixas temperaturas e a consequente secura do ar levam a uma fraca acumulação e a uma descarga de água líquida desprezável, pelo que a contribuição de água para o oceano depende essencialmente da dinâmica dos glaciares e da taxa de formação de "icebergs". Como a escala de tempo destes processos é da ordem de  $10^4$  ou  $10^5$  anos, então à escala de algumas décadas ou séculos, o processo de acumulação será o mais relevante. No caso da Antártida, então, um aumento da temperatura global teria como consequência uma maior humidade do ar e, portanto, uma maior precipitação de neve e uma maior acumulação. Isto é, condições de aquecimento relativamente à situação actual levariam, no caso da Antártida, a uma diminuição do nível do mar. Já na Gronelândia, um aquecimento global levaria a um aumento, tanto da precipitação como da acumulação, mas com a probabilidade desta última ser menos importante. Assim, um aquecimento do sistema global no estado presente levaria a uma contribuição da Gronelândia para um aumento do nível médio do mar.

(iii) A fusão dos glaciares de montanha. Se bem que representem menos de 1% dos gelos terrestres do Globo, numa escala entre a década e o século estes glaciares

(Alasca, Himalaia, Andes, Alpes, etc.) podem constituir a outra causa mais provável, a seguir à expansão térmica, da subida do nível do mar, pois são mais sensíveis às variações do clima do que as grandes calotes continentais polares. Algumas estimativas atribuem à fusão dos glaciares uma subida de cerca de 4 cm do nível médio do mar nos últimos 100 anos.

(iv) Outros factores, com efeito mais local, tais como a subsidência devida à remoção de terras ou à extracção intensiva de águas subterrâneas ou de hidrocarbonetos.

Como é óbvio, qualquer estimativa do efeito combinado de todos os factores apontados anteriormente numa variação futura do nível médio do mar está sujeita a um grande número de incertezas. As fontes principais destas incertezas têm a ver com o desconhecimento das taxas de emissão futura de gases com efeito de estufa, com os mecanismos de realimentação do sistema climático, e com a resposta dinâmica do oceano, das calotes polares, dos glaciares, etc., às variações climáticas. Na Fig. 4 estão traçadas as curvas correspondentes à previsão da subida do nível médio do mar para o período de 1990 a 2100, para 3 cenários diferentes de aumento da concentração dos gases com efeito de estufa, segundo um estudo recente (Warrick *et al*, 1993).

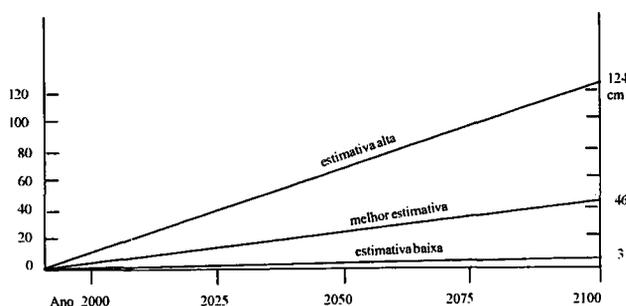


Fig. 4 — Previsão da subida (em cm) do nível médio do mar entre 1990 e 2100, obtida a partir da análise de Wigley e Raper (adaptado de Warrick *et al*, 1993).

Considerando um cenário futuro em que as condições actuais se mantivessem, nomeadamente no que respeita à emissão de gases activos no efeito de estufa, a estimativa da subida do nível médio do mar seria, segundo aquele estudo, de cerca de 15-20 cm até ao ano 2030. Dos vários factores que poderão contribuir para esta subida, o mais efectivo é o correspondente à expansão térmica dos oceanos (cerca de 50% da contribuição total), seguido do efeito da fusão dos glaciares e, por último, o efeito da fusão das calotes continentais polares.

À primeira vista, os valores das estimativas da subida do nível do mar não parecem muito elevados, mas note-se que são obtidos numa perspectiva de não crescimento das presentes taxas de emissão de gases (o que não é uma certeza) e, mesmo assim, afectariam uma grande

percentagem da população mundial, uma vez que cerca de metade dela habita em zonas costeiras das quais as de menor elevação são as que, geralmente, correspondem às zonas mais férteis e mais densamente povoadas do mundo. Um exemplo clássico é o das Ilhas Maldivas cujas maiores elevações não ultrapassam os dois metros de altitude e que, numa eventual subida significativa do nível médio do mar, tenderiam a desaparecer originando bancos submarinos.

#### 4.2. Impactos na circulação termohalina

Para além do efeito no nível médio do mar, as alterações climáticas, nomeadamente as variações na temperatura e na precipitação, terão influência na circulação das águas à superfície e na mistura entre estas e as águas profundas.

Vejam algumas possíveis implicações das alterações geradas por efeitos termohalinos (isto é, por heterogeneidades no campo da temperatura e da salinidade) no caso da circulação meridional de grande escala no Oceano Atlântico. Podemos esquematizar esta circulação considerando-a como uma célula meridional composta de um ramo superficial e de um ramo profundo (ilustrada na parte da Fig. 5 relativa ao Atlântico).

O ramo superficial corresponde a águas relativamente quentes que se dirigem para latitudes elevadas do Atlântico Norte provindas de latitudes elevadas do Hemisfério Sul. No seu movimento para norte, essas águas vão arrefecendo, tornando-se mais densas e, finalmente, vão-se afundar nas regiões de latitudes elevadas (Mar da Noruega, Mar do Labrador); a alta salinidade da água do Atlântico contribui de um modo decisivo para que a densidade superficial atinja aí valores suficientemente elevados para se dar este processo de subsidência (no caso do Pacífico, a salinidade superficial é muito menor do que no Atlântico e esse facto impede a formação de água profunda por este processo). À medida que a camada superior afunda, ela vai sendo substituída por água da termoclina provinda do sul, tal como uma correia de transmissão ("conveyor belt" — Fig. 5).

O ramo profundo desta circulação termohalina é constituído pela água que afundou e que vai seguir para sul, predominantemente ao longo da fronteira oeste do Atlântico. Este ramo, que segue em profundidade para o Atlântico Sul acaba por ser integrado na circulação da Corrente Circumpolar Antártica e transportada para os outros oceanos.

O escoamento de retorno na camada superior correspondente a esta circulação em cadeia deverá ser constituído por água relativamente fria e pouco salgada provinda do Pacífico e água quente e salgada originária do Índico (principalmente através dos vórtices que se destacam da Corrente das Agulhas e que se dirigem para a região subtropical do Atlântico Sul). A percentagem rela-

tiva destas águas com características tão diferentes poderá influenciar a eficiência da "correia de transmissão" do oceano mundial.

As alterações climáticas que afectem a salinidade superficial ou alterem as condições de arrefecimento da camada superior do oceano, por exemplo, poderão então alterar ou, até, fazer desaparecer esta circulação termohalina. Resultados recentes obtidos com modelos acoplados do oceano e da atmosfera indicam que uma alteração nesta "correia" daria origem a diferenças nos padrões da temperatura da superfície do oceano global, podendo, no caso do Atlântico Norte, estas diferenças atingir valores da ordem de vários graus Celsius; isto teria fortes repercussões não só no clima desta região em particular, como no clima à escala planetária.

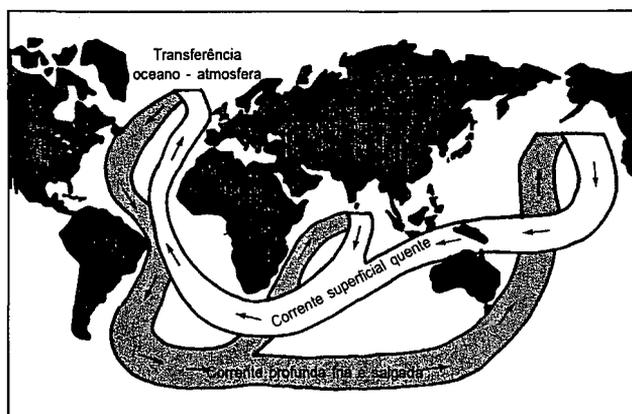


Fig. 5 — Diagrama esquemático da circulação termohalina sob a forma de uma "correia de transmissão" (adaptado de Broecker *et al.*, 1985).

## 5. Conclusões

O oceano influencia as variações climáticas em escalas temporais que vão desde a interanual à decadal e, até, a períodos mais longos. Os transportes de grande escala de calor e de água pelas correntes oceânicas afectam a intensidade e a distribuição regional da resposta do sistema oceano+atmosfera ao aquecimento global por efeito de estufa. A circulação e a estrutura térmica do oceano superior controlam a penetração de calor no interior do oceano assim como a eficiência do oceano como sumidouro de anidrido carbónico. Uma boa simulação do papel do oceano no sistema climático através de modelos terá de ser capaz de reproduzir todos estes processos e a respectiva variabilidade sazonal. O desenvolvimento de modelos capazes do ponto de vista da previsão das alterações climáticas tem passado por algumas dificuldades ligadas ao facto de que há uma grande variedade de processos interagindo a muitas escalas de tempo e de espaço; apenas as maiores escalas têm podido ser resol-

vidas até agora. Estão actualmente a ser desenvolvidos modelos de alta resolução que incluem o efeito dos vórtices oceânicos no sistema climático, mas as presentes capacidades computacionais ainda não permitem o completo aproveitamento desses modelos para fins de previsão de alterações climáticas.

Em anos recentes, tem-se vindo a compreender melhor os processos de interacção entre o oceano e a atmosfera, através da realização de programas de investigação à escala global, como o WOCE (World Ocean Circulation Experiment), o TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere), o IGBP (International Geosphere Biosphere Programme), etc., e do desenvolvimento de modelos acoplados da circulação da atmosfera e dos oceanos; só assim se poderá caminhar para o desenvolvimento de capacidade preditiva dos modos de variação do sistema global oceano-atmosfera.

## Referências

- BROECKER, W. S., PETEET, D. M. e RIND, D. — *Does the Ocean-Atmosphere System Have More Than One Stable Mode of Operation?*, *Nature*, **315**, 21-26 (1985).
- FÍUZA, A. F. G. — *Oceanos e Clima*, pp. 107-147 em "De Planeta nas Mãos — No Pós ECO 92", Edições Colibri (1993).
- HARTMANN, D. L. — *Global Physical Climatology*, Academic Press, 408 pp. (1994).
- HOUGHTON, J.T., JENKINS, G. J. e EPHRAUMS, J. J. (eds.) — *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment*, Cambridge University Press, 365 pp. (1990).
- KRAUSE, G. e TOMCZAK, M. — *Do Marine Scientists Have a Scientific View of the Earth?*, *Oceanography*, **8** (1), 11-16 (1995).
- PEIXOTO, J. P. e OORT, A. H. — *Physics of Climate*, American Institute of Physics, 520 pp. (1992).
- PHILANDER, S. G. — *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*, Academic Press, 289 pp. (1990).
- WARRICK, R. A., BARROW, E. M. e WIGLEY, T. M. — *Climate and Sea Level Change: Observations, Projections and Implications*, Cambridge University Press, 424 pp. (1993).
- WYRTKI, K. — *The Southern Oscillation, Ocean Atmosphere Interaction, and El Niño*, Marine Technology Society, **16**, 3-10 (1982).

Isabel Luísa Soares de Albergaria Ambar é Professora Associada com Agregação do Departamento de Física da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Doutorada em Oceanografia pela Universidade de Liverpool, Reino Unido, em 1977, é Directora do Instituto de Oceanografia (Unidade de I & D do sistema nacional). Dedicou-se a investigação no domínio da Oceanografia Física, sobre: circulação em estuários; circulação e massas de água na vertente continental portuguesa, nomeadamente no que diz respeito à Corrente de Água Mediterrânica. Responsável científica em vários projectos nacionais e internacionais.