

⑥ Balanço de Volume, Sal e Calor nos Oceanos (Princípios de Conservação)

↳ Conservação de Volume

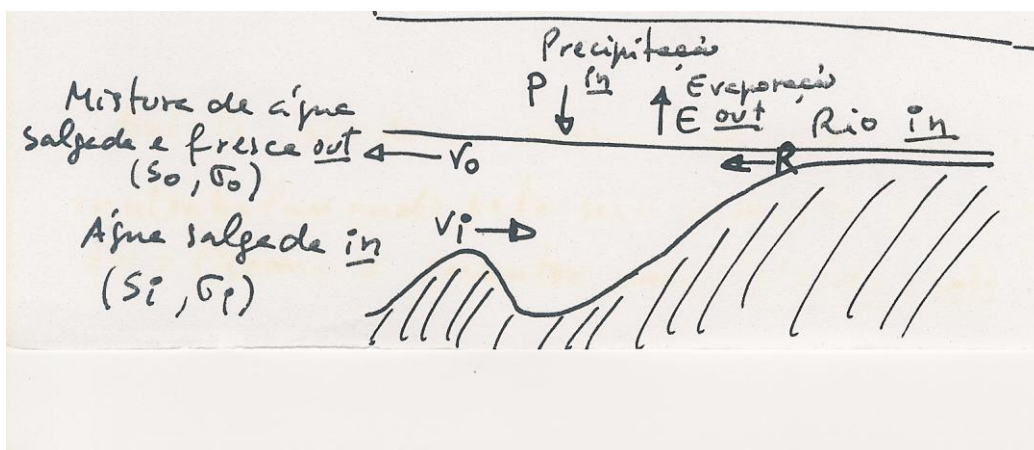
O princípio de conservação de volume ou Equação de Continuidade deriva do facto de a compressibilidade da água ser pequena.

“Se a água estiver a fluir para um contentor fechado a um determinado ritmo, água tem de estar a fluir para fora do contentor, em algum local, ao mesmo ritmo”.

“Contentores” como baías, fiordes, etc. nos oceanos não são fechados no sentido em que têm “tampas” a tapá-las, excepto quando a superfície está gelada, mas observando que o nível médio do mar na baía se mantém constante (depois de se fazer a média das marés), então não há fluxo através da superfície e a baía é equivalente a um contentor fechado.

Muitos fiordes na Noruega, Canadá ocidental e Chile têm grandes rios que fluem do lado de terra, mas em média, o nível do mar mantém-se constante. Concluimos, através do princípio da continuidade de volume que tem de haver um fluxo para fora do fiorde noutro lado qualquer. O único local provável é na saída para o mar, mas se medirmos aí a corrente verificámos que há um fluxo líquido na superfície em direcção ao mar.

A direcção é correcta para contrabalançar a entrada de água do rio, mas verificando com mais cuidado vemos que um volume de água muito maior flui para o mar nesta camada superficial do que o volume de água que entra no rio. Se a conservação de volume se aplica, tem de haver outro influxo.



Medições de correntes mostram que este influxo provém do mar e que tem lugar abaixo do fluxo superficial de saída. A razão disto é que a água do rio sendo doce e

portanto menos densa do que a água do mar, permanece nas camadas superficiais enquanto flui para o mar. No entanto, engloba alguma água salgada das camadas inferiores e a camada superficial que desagua no mar inclui não apenas a água do rio mas também água salgada absorvida no trajecto. O fluxo de saída à superfície é assim maior do que o fluxo de entrada no rio e o sal que contém também tem de ser substituído. Esta é a causa do influxo sub-superficial da água proveniente do mar. Este tipo de circulação é chamada Estuarina.

Se adicionarmos a precipitação (P) e a evaporação (E) da superfície, a conservação de volume pode ser escrita:

$$V_i + R + P = V_o + E$$

$$V_o - V_i = (R + P) - E = X \quad X - \text{Balanço de água doce}$$

V é o transporte de volume e expressa-se em m^3/s ou em **Sverdrups ($1\text{Sv} = 10^6 \text{m}^3/\text{s}$)**

↳ Conservação de sal

O princípio da conservação do sal assenta no facto de que a quantidade total de sais dissolvidos no oceano é constante. Dado que os rios contribuem anualmente com cerca de 3×10^{12} Kg de sólidos dissolvidos, a conservação de sal parece posta em causa. Em princípio é assim, mas na prática este aporte de sais provenientes dos rios pode ser desprezado:

- a quantidade total de sais nos oceanos é de 5×10^{19} Kg
- o aporte dos rios aumenta a salinidade em apenas 1 parte em 17 milhões
- só é possível medir a salinidade com uma exactidão de $\pm 0,003$ ou seja, cerca de 1500 partes em 17 milhões se for considerada a salinidade média para os oceanos de 35.

O aumento anual de salinidade está assim 1500 vezes abaixo da nossa capacidade de medida. Podemos pois partir do princípio que para períodos de dezenas de anos ou mesmo centenas, a salinidade média dos oceanos é constante. Quando aplicamos o princípio da conservação de sal a uma zona limitada, onde não há o significativo aporte de sal pelos rios, o princípio aplica-se ainda com mais rigor.

Existe ainda o consenso de que este aporte de sal é contrabalançado pela sua remoção por parte dos sedimentos pelo que o oceano se encontra num "steady state" (estado de equilíbrio).

Quando passámos do oceano mundial para um corpo de água mais restrito como um fiorde ou o Mediterrâneo, o princípio deve ser verificado experimentalmente. Assim:

$$V_i \cdot \rho_i \cdot S_i = V_o \cdot \rho_o \cdot S_o$$

i - inflow

o - outflow

Como o máximo que ρ_i e ρ_o podem diferir é de 3% (diferença entre água doce e água salgada) as densidades podem ser desprezadas:

$$V_i \cdot S_i = V_o \cdot S_o$$

Se combinarmos esta equação com a de conservação de volume [(X = V_o - V_i; X = (R + P) - E)], temos as **relações de Knudsen (1900)**:

$$V_i = X \cdot S_o / (S_i - S_o) \quad e \quad V_o = X \cdot S_i / (S_i - S_o)$$

→ 1º Caso: **Se S₀ e S_i forem grandes** então são similares:

- > (S_i - S₀) é pequeno
- > S₀ / (S_i - S₀) e S_i / (S_i - S₀) são grandes
- > V_i e V_o têm de ser grandes comparados com o Balanço de água doce (X).

→ 2º Caso: **Se S₀ for muito inferior a S_i:**

- * V_i é pequeno em relação a X
- * V_o é pouco maior do que X.

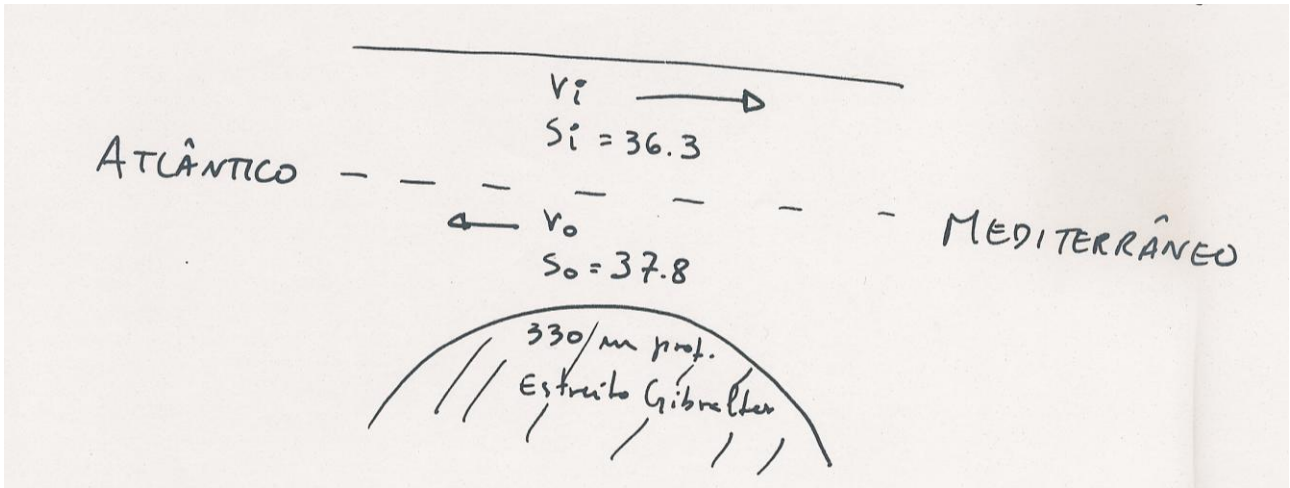
Para o mesmo X (nos dois casos) a troca de água com o exterior é grande no 1º caso e pequena no 2º caso. O corpo de água no 1º caso será assim menos estagnado do que no 2º caso.

↪ Exemplos dos Princípios de Conservação de Volume e de Conservação de Sal **Mar Mediterrâneo**

No Mar Mediterrâneo a evaporação excede a soma da precipitação com a entrada de água proveniente dos rios. Da equação de transporte de volume (X = (R + P) - E):

E > (R + P) e portanto X é negativo

Havendo uma perda líquida de volume de água doce que tem de ser contrabalançada com a entrada de água salgada do Atlântico.



Para a equação

$$V_i = X \cdot S_o / (S_i - S_o)$$

$$V_o = X \cdot S_i / (S_i - S_o)$$

$$S_o / (S_i - S_o) = - 25,2$$

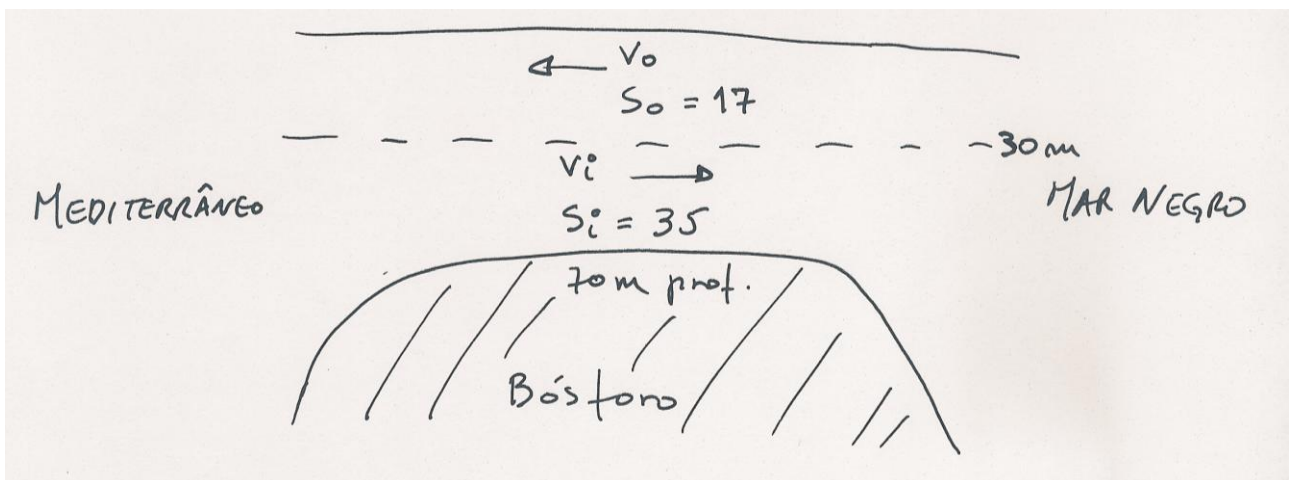
$$S_i / (S_i - S_o) = - 24,2$$

Os fluxos de água salgada são os dois (V_i e V_o) cerca de 25 vezes maiores do que o balanço de água doce X .

Medições directas da corrente na camada superficial indicam valores médios de $V_i = 1,75 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. Então: $X = -7 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ e $V_o = 1,68 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

O valor de V_i implica um influxo anual de $5,5 \times 10^4 \text{ Km}^3/\text{ano}$, o que significa que o Mediterrâneo, cujo volume é de cerca de $3,8 \times 10^6 \text{ Km}^3$ demora 70 anos a encher. Este cálculo pode ser tomado como um indicador do Tempo de Residência (tempo necessário para substituir toda a água) do Mediterrâneo. O fluxo de água salina do Mediterrâneo para o Atlântico (V_o) é uma importante fonte de salinidade para as águas de profundidades médias do Atlântico Norte.

Mar Negro



$$S_o / (S_i - S_o) = 0,94 \approx 1$$

$$S_i / (S_i - S_o) = 1,94 \approx 2$$

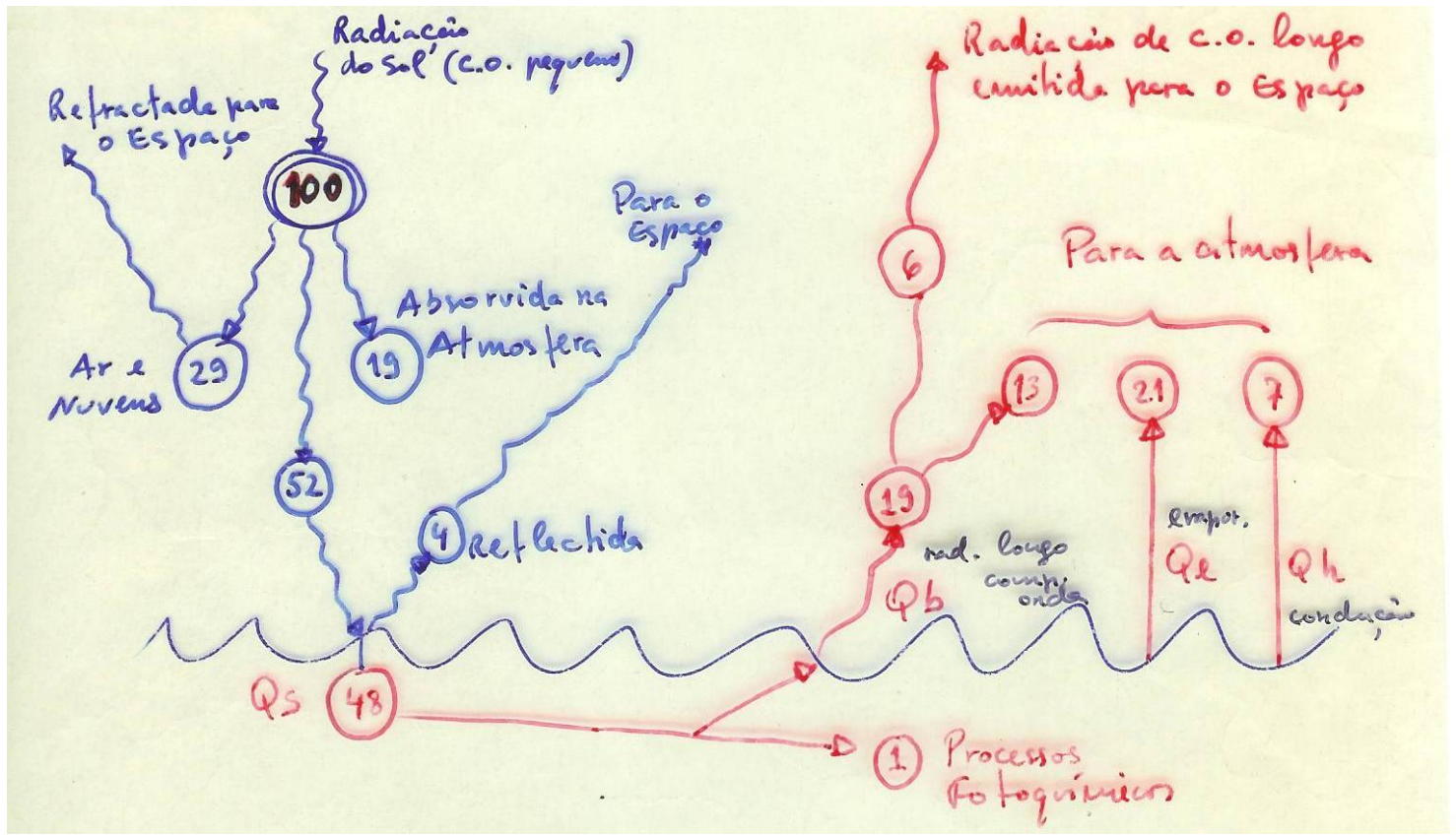
→ V_i e V_o têm a mesma ordem de grandeza de X

Medições directas deram os valores médios de $V_i = 6 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, $V_o = 13 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, dando $X = (R + P) - E = 6,5 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ (há um aporte líquido de água doce $(R + P) > E$ ao mar). V_i implica um aporte de água salgada de $0,02 \times 10^4 \text{ Km}^3/\text{ano}$. Como o volume do Mar Negro é de cerca de $0,6 \times 10^6 \text{ Km}^3$ o tempo de residência é de cerca de 3000 anos.

O contraste entre os tempos de residência do Mediterrâneo (70 anos) e do Mar Negro (3000 anos) é notável para dois mares marginais vizinhos e ligados entre si. Outros dados vêm confirmar estes cálculos: o Mediterrâneo tem um conteúdo de oxigénio acima de 4 ml/l, enquanto as águas do Mar Negro abaixo dos 200m não têm nenhum oxigénio e têm muito hidrogénio sulfídrico (H^2S) - mais de 6ml/l. O Mediterrâneo é descrito como "Bem ventilado" enquanto que o Mar Negro é estagnado abaixo de 95m.

As razões físicas para a boa ventilação do Mediterrâneo são que quantidades apreciáveis de água profunda são formadas no Inverno por arrefecimento à superfície no Norte. No Mar Negro a salinidade e a densidade da camada superficial é muito baixa devido à precipitação e à descarga dos rios para, mesmo em invernos rigorosos o arrefecimento ser suficiente para elevar a densidade da água superficial de modo a que esta possa mergulhar e substituir as águas profundas.

↳ Conservação de Energia Calorífica; Balanço de Calor



Q - Taxa de fluxo de calor ($[Joules/s]$ (watts) / $m^2 \rightarrow W/m^2$)

Q_s - aporte energia solar através da superfície

Q_b - perda líquida de radiação de longo comprimento de onda pelo oceano para a atmosfera e o espaço

Q_h - perda/ganho através da superfície por condução

Q_e - perda/ganho através da superfície por evaporação/ condensação

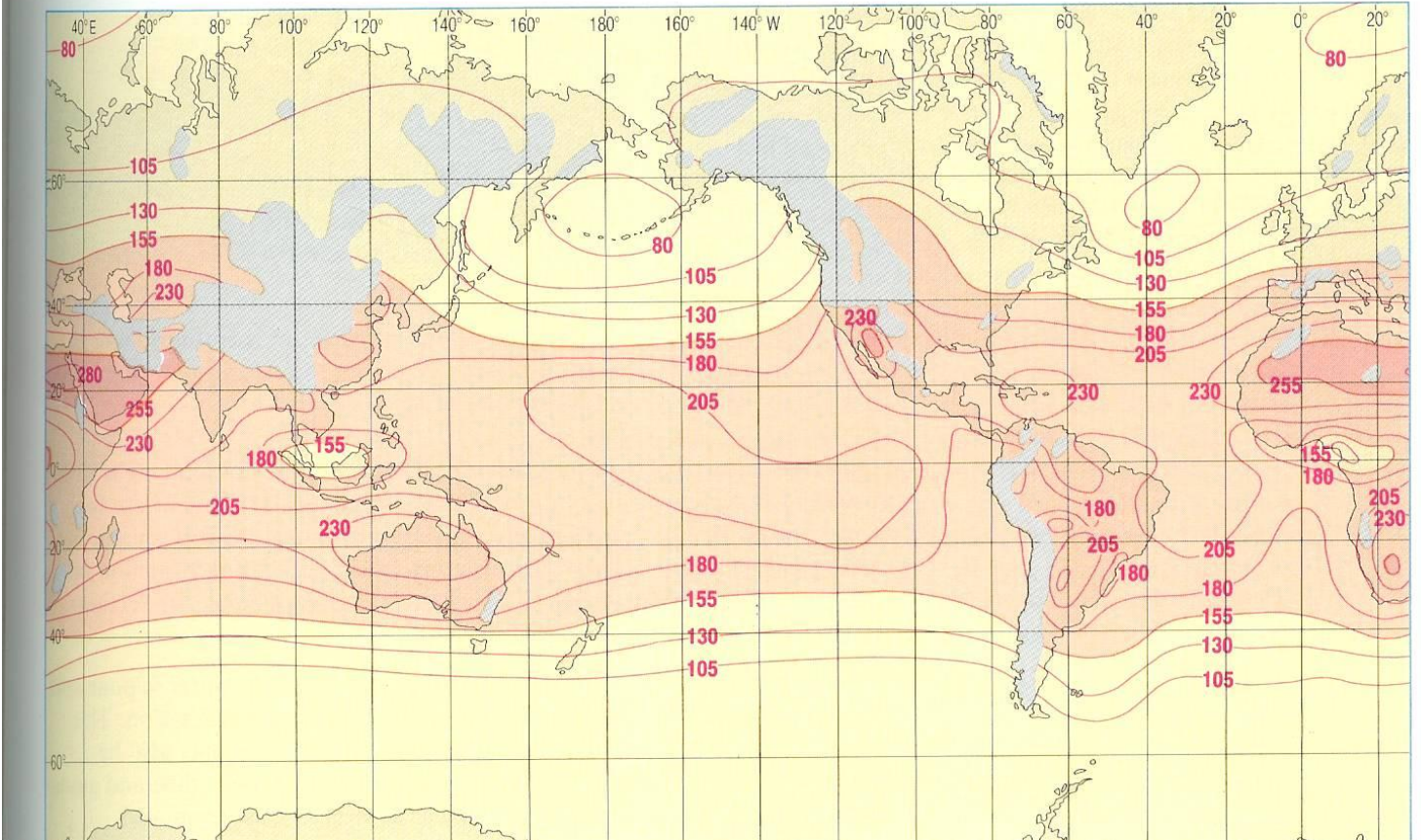
Q_v (termo advectivo) - perda/ganho de calor por uma massa de água devido a correntes (normalmente horizontais) de maneira a que Q_v seja medido através de uma área vertical de $1 m^2$. A transferência de propriedades pelas correntes é chamada Advecção;

O balanço de calor para um dado corpo de água é dado pela expressão:

$$Q_T = Q_s + Q_b + Q_h + Q_e + Q_v \quad \text{Para o oceano mundial } Q_T = \emptyset$$

Figure 6.1 The amount of solar radiation received at the surface of the Earth, in W m^{-2} , averaged over the course of a year.

Figure 6.1 shows how the amount of solar radiation received annually varies over the Earth's surface. Intuitively, one might expect that the contours would be parallel to lines of latitude. This is clearly not the case.



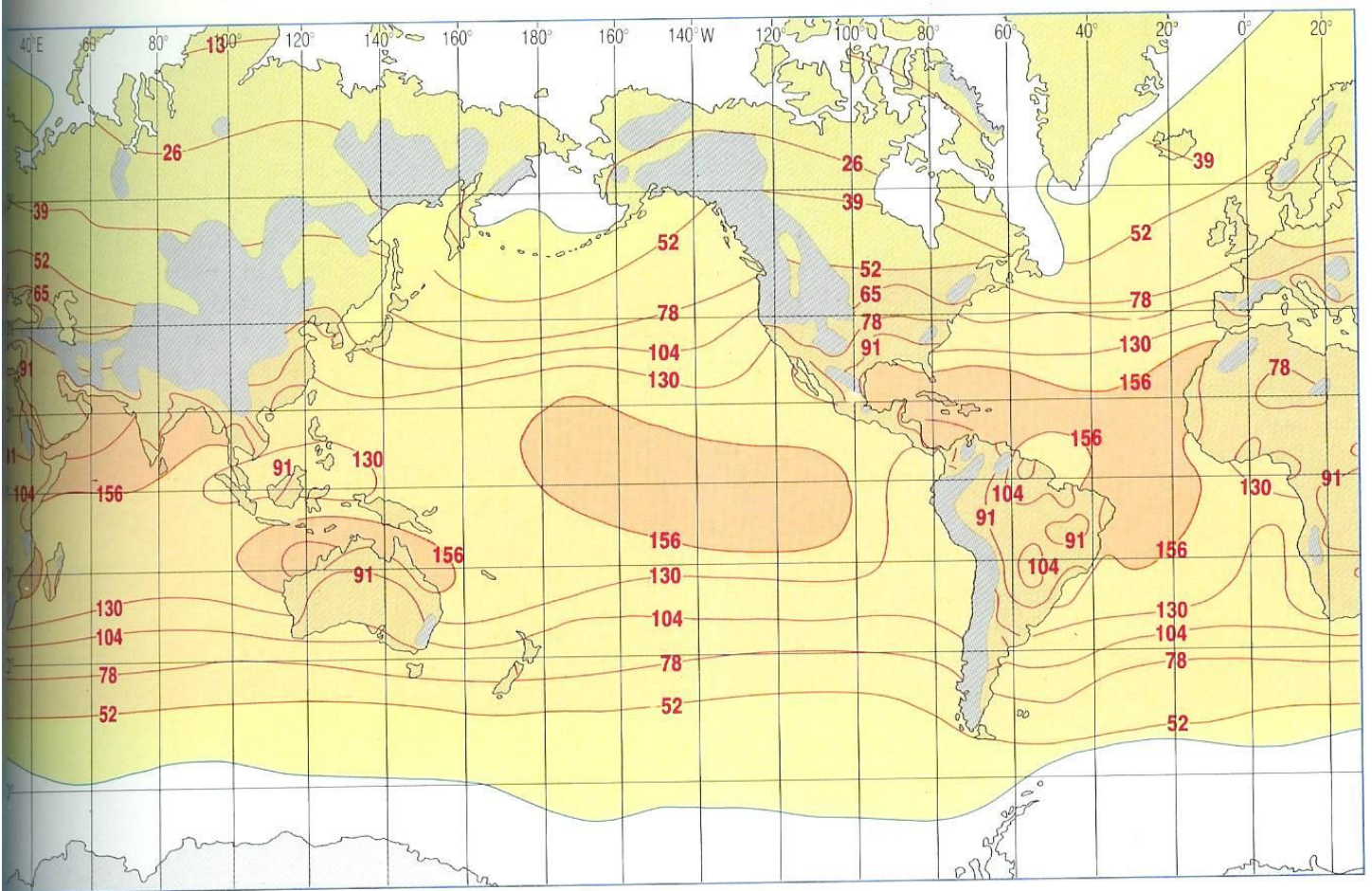


Figure 6.3 The radiation balance ($Q_s - Q_o$) at the Earth's surface, in $W m^{-2}$, averaged over the course of a year. Values have been converted from non-SI units; and contours have been omitted over high ground. The white area shows the approximate center limit of sea-ice cover.

We mentioned in Section 1.1 that the Earth as a whole not only receives short-wave radiation from the Sun, but also *re-emits* long-wavelength radiation. This is because *all* bodies with a temperature above absolute zero emit radiation: the higher the temperature of the body concerned, the greater the total amount of radiant energy emitted, and the more the radiation spectrum is shifted towards shorter wavelengths*. Thus, the surfaces of the oceans and continents not only absorb and reflect the

Valores Típicos (W/m ²)	Média mundial	Variação média anual	Variação média mensal
Q _s [+]	+150	[+80 ; +200]	[0 ; +300]
Q _b [-]	-50	pequena	pequena
Q _e [-]	-90	[-160 ; -50]	[-240 ; +20]
Q _h [-]	-10	[-40 ; 0]	[-50 ; +5]
[+] Ganho de calor pela água [-] Perda de calor pela água			

Q_s varia muito do verão para o inverno nas latitudes altas mas menos nas latitudes baixas.

Q_h varia com o tempo (condições atmosféricas) e o lugar, tendo valores máximos no Atlântico Noroeste e Pacífico Norte, mas é geralmente o termo mais pequeno da equação. **Pode representar um pequeno ganho sazonal nas regiões onde há upwelling.**

Q_e é o 2º mais importante termo na equação de balanço de energia e também apresenta grandes variações com perdas que atingem os -240W/m² no Atlântico Noroeste no inverno.

Q_b é o único termo que não varia muito com o local e a estação do ano (É proporcional a T⁴ °Kelvin).

↪ Distribuição Geográfica dos vários termos do balanço de energia calorífica:

Oceano Pacífico

Q_s varia de +70 a +220 W/m² (ganho) com uma dependência forte em relação à latitude. Valores baixos no Pacífico Norte estão relacionados com a cobertura nebulosa que aí se verifica.

Q_b é relativamente uniforme com uma variação de -40 a -65 W/m² (perda). Valores baixos no Norte têm a ver com a grande cobertura nebulosa aí existente. Q_b é maior no inverno devido à baixa humidade do ar.

Q_e varia de -25 a -150 W/m². Os valores de Q_e dependem da **pressão de vapor de água saturada acima da superfície da água (e_s) e da pressão do vapor de água existente a 10 m de altitude (e_a).** Nos trópicos (e_s - e_a) é elevado e há a presença constante dos ventos alísios que favorece a evaporação, donde os valores de Q_e são

elevados. Valores ainda mais elevados do que estes são os encontrados por cima da Corrente de Kuroshio ao largo do Japão, no inverno. Isto deve-se ao facto da Corrente Norte Equatorial que flui para oeste virar para Norte no longo da fronteira oeste do Pacífico e transportar água quente com uma pressão de vapor de água relativamente elevada para latitudes mais elevadas onde a temperatura e a pressão de vapor são mais baixas. Isto origina um gradiente de humidade bastante forte que provoca um forte fluxo de vapor de água que sobe do oceano para a atmosfera. Os valores máximos de Q_e verificam-se no inverno, pois enquanto a temperatura de água não decresce muito, a temperatura do ar baixa consideravelmente e o gradiente ($e_s - e_a$) é máximo nesta altura.

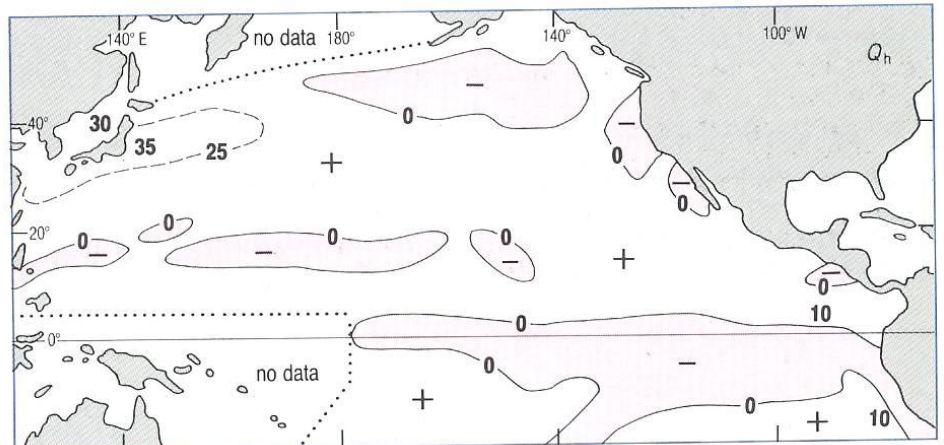
Os valores mais baixos de Q_e ocorrem sobre as áreas de "upwelling" (água fria) ao longo da costa oeste do continente Americano (lado oriental do oceano).

Q_h varia de -10 a $+40$ W/m^2 é normalmente pequeno por cima da maior parte do oceano e negativo em largas áreas. É fortemente negativo na zona noroeste do Japão.

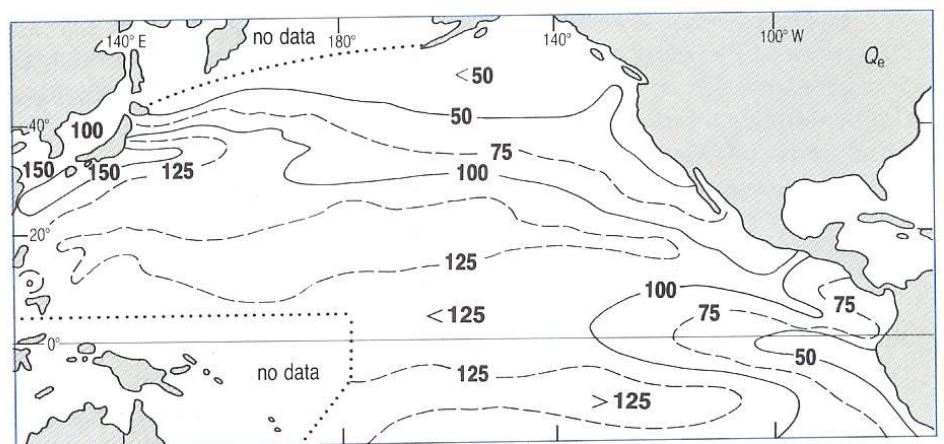
Q_h depende do gradiente de temperaturas acima da superfície e a 10 m de altitude ($t_s - t_a$). Este gradiente é normalmente pequeno excepto no Pacífico noroeste no inverno devido à Corrente de Kuroshio.

A soma destes quatro fluxos através da interface oceano-atmosfera ($Q_e + Q_b + Q_h + Q_e = Q_{sfc}$) apresenta ganhos elevados ($+100$ W/m^2) nas baixas latitudes, particularmente na parte oriental do Pacífico, a sul do Equador, devido aos altos valores de Q_s e baixos de Q_e . A soma apresenta perdas elevadas (-100 W/m^2) no Pacífico noroeste devido aos valores negativos de Q_b , Q_e e Q_h no inverno.

Esta distribuição de Q_{sfc} dá uma média de 12×10^{14} W de ganho no Pacífico norte através da superfície. Como a temperatura média do oceano não apresenta sinais de aumento ao longo dos anos, a Conservação de Calor indica que tem de haver um mecanismo para balançar este ganho. Isto tem de se verificar através do termo Q_v , e portanto deverá haver uma saída de água quente da camada superficial do oceano. Terá também forçosamente de existir uma entrada de água fria subsuperficial. O volume de água calculado que terá que sair é da ordem dos 8 Sv (8×10^6 m^3/s) e a velocidade vertical da água subsuperficial que substituirá esta água é da ordem dos 1 cm^3/dia em média em todo o Pacífico norte. A localização da saída de água é incerta. Calor também pode sair da superfície nas altas latitudes onde a água, no Pacífico norte, mergulha para profundidades intermédias.



(a)



(b)

Figure 6.6 The annual mean values (in Wm^{-2}) for (a) Q_h and (b) Q_e for the Pacific Ocean. Negative values (in pink) indicate a gain of heat by the sea; positive values indicate a loss from the sea.

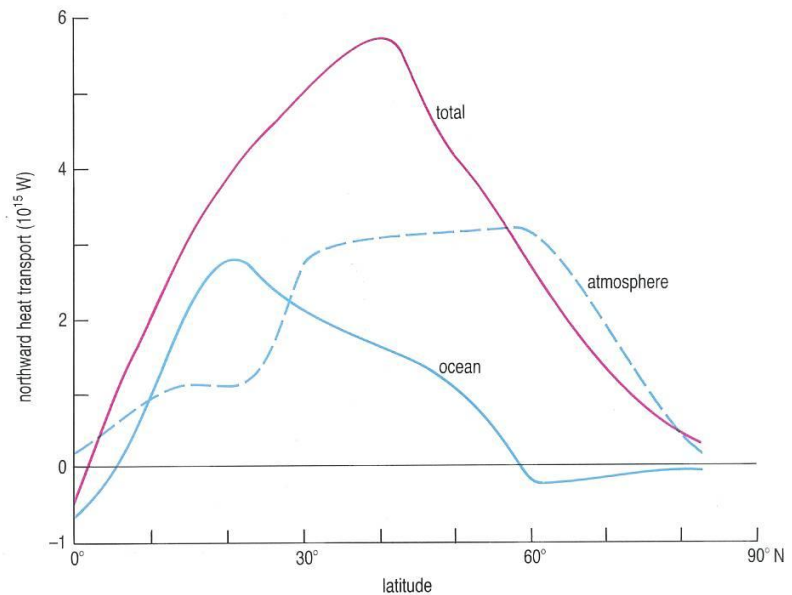
Oceano Atlântico

A distribuição geral do balanço de energia no Atlântico norte é semelhante à descrita para o Pacífico norte. No Atlântico sul, embora a informação conhecida seja reduzida, a distribuição geral é idêntica à do Pacífico.

↳ Questões em aberto

A importância crescente dos estudos sobre o Clima e dos efeitos do oceano sobre este, estão a provocar o aparecimento de estudos sobre os fluxos advectivos de calor nos oceanos.

Figure 1.5 Estimates of the contributions to poleward heat transport by the ocean (solid blue curve) and the atmosphere (dashed blue curve), for the Northern Hemisphere. The curve for total heat transfer (red) is the sum of the two blue curves. The estimates were made by considering the difference between the radiation budget at the top of the atmosphere and the heat fluxes thought to be carried by the atmosphere.



Um resultado surpreendente é a sugestão de o fluxo de calor nas latitudes médias do Atlântico sul ser em direcção ao Equador em vez de ser dirigido para sul. Isto contradiz as ideias convencionais que requerem que o Atlântico sul transporte calor da zona quente equatorial em direcção ao pólo.

Como a advecção que transporta calor no oceano também transporta as características de salinidade dessa água, os fluxos de calor e sal são muitas vezes estudados em conjunto de modo a ser possível determinar qual o volume de água que provoca essa advecção. A grande disparidade dos resultados destes estudos mostra a imperfeição dos nossos conhecimentos dos processos advectivos e a falta de dados fiáveis para uma correcta estimacção destes fluxos.

As previsões atmosféricas, actualmente, só são possíveis para um prazo de alguns dias. A atmosfera é caracterizada por mudanças de escala temporal curta. Sabendo que a maior parte da energia que provoca os movimentos atmosféricos vem do mar (como calor latente de evaporação), há a esperança que as flutuações climáticas de período maior, chamadas de mudança de clima, estejam de algum modo relacionadas com a "memória térmica" do oceano, que é mais longa (temporalmente) e com a sua interacção com a atmosfera.