



FISB24

Os balanços de massa, sal e calor
e o campo de ventos

Mauro Cirano

ICE (°F)

40

50

60

70

80

90



Sumário

- Conservação de volume e massa
- Conservação de sal
- Exemplos dos princípios de conservação
- Conservação da energia: balanço de calor
- Distribuição geográfica e variações temporais dos termos do balanço de calor
- Transporte meridional de calor
- Fluxos de fluabilidade
- As forçantes do vento



Introdução

- Os princípios da conservação, tais como a conservação da energia, da massa e de momentum, entre outros, são importantes em todas as ciências uma vez que permitem, através de princípios simples, um amplo entendimento dos resultados e de suas aplicações



Conservação do volume e da massa

- O princípio da **conservação do volume** baseia-se no fato de que a compressibilidade da água do mar é pequena
 - Se uma parcela de água está fluindo para dentro de um compartimento fechado a uma certa taxa, ela deve fluir para fora deste compartimento com esta mesma taxa, ou o nível de água deste compartimento irá aumentar
 - Os compartimentos nos oceanos (baías, fiordes, etc.) não são necessariamente fechados, mas se em uma baía o nível de água (removendo-se o efeito das marés e ondas) permanece constante, então isto seria análogo a um compartimento fechado
 - A conservação do volume em uma região fechada pode ser representada da seguinte forma:

Conservação do volume e da massa

- V_i é o transporte de volume que está entrando no sistema
- V_o é o transporte de volume que está saindo
- R é o aporte fluvial
- P é a precipitação
- E é a evaporação
- F é o aporte líquido de água

* Como os valores de V_i , V_o e R são expressos em m^3/s , os valores de E e P tem que ser multiplicados pela área (A).

** Para simplificar, consideraremos E e P constantes ao longo do domínio

$$V_i + R + AP = V_o + AE$$

$$V_o - V_i = (R + AP) - AE \equiv F.$$

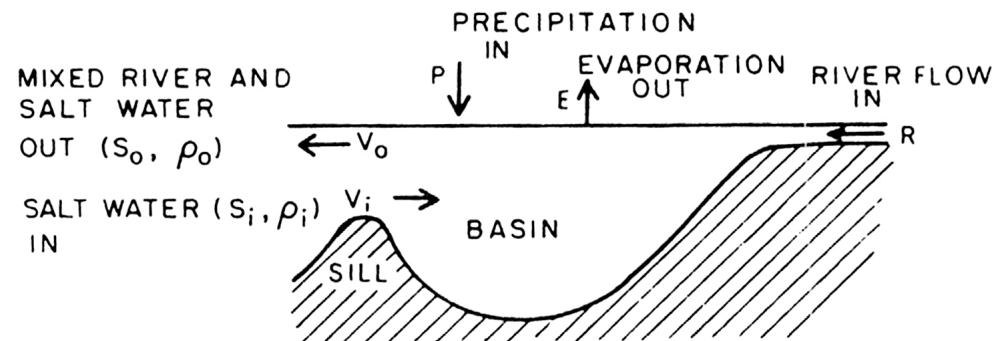
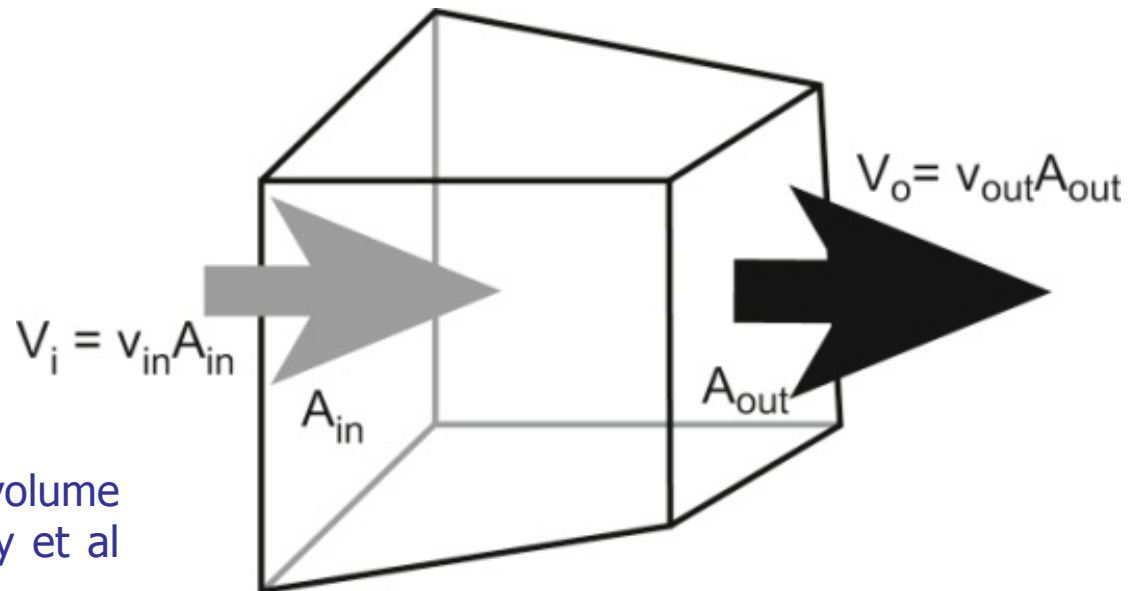


Diagrama esquemático da entrada e saída de fluxos para a conservação de volume. Extraído de Talley et al (2011).

Conservação do volume e da massa

- Se quisermos ser mais precisos, a conservação do volume poderia incluir também a densidade e então teríamos a **conservação da massa**
- O princípio de conservação do volume demonstrado para uma região costeira pode ser estendido para qualquer região do oceano e se o volume estiver no interior do oceano temos:

$$V_o - V_i = 0$$



Continuidade de massa para um volume pequeno de fluido. Extraído de Talley et al (2011).



Radiação, fluxo e difusão

- Antes de avançarmos nos princípios da conservação é importante destacar que no oceano existem 3 maneiras de alterar fisicamente as coisas que são: radiação, advecção e difusão
- **Radiação** está associada ao movimento das ondas eletromagnéticas (luz e calor)
- A luz penetra na camada superficial do oceano (zona eufótica) e é nesta camada é que se dá o aquecimento pela energia solar
- Em contrapartida, o oceano também emite radiação infra-vermelha para a atmosfera
- **Advecção** é como o movimento de uma parcela de fluido “carrega” as propriedades (e.g. calor e sal). Um conceito fundamental na advecção é a velocidade
- Quando isto está associado a escala vertical, usa-se o termo **convecção**



Radiação, fluxo e difusão

- Quando o campo de velocidade está associado a uma dada área utilizamos o conceito de **transporte**, que pode incluir: transporte de volume (m^3/s), transporte de sal (kg/s), transporte de calor (J/s ou W) ou o transporte de um dada substância dissolvida ou mesmo um contaminante
- Conceitos vinculados ao transporte incluem: **divergência** (sai mais do que entra) e **convergência** (sai menos do que entra)
- O **fluxo** está diretamente associado ao transporte, uma vez que representa o transporte por área. Um exemplo é o fluxo de calor (W/m^2)
- A **difusão**, por sua vez, representa a terceira forma que uma propriedade pode ser alterada em um fluido e acontece em escalas espaciais muito pequenas
- A **lei de Fick** para a difusão diz que o fluxo difusivo é proporcional ao seu gradiente de concentração. Ou seja, a difusão irá mover a propriedade ao longo do gradiente da propriedade, atuando da maior para a menor concentração



Conservação de sal

- O princípio da **conservação de sal** é baseado na hipótese de que a massa total de sais dissolvidos no oceano é constante
 - Os rios contribuem com um total de 3×10^{12} kg de sal por ano
 - O total de sais no oceano é de 5×10^{17} kg
- A conservação do sal é geralmente aplicada para corpos de água que são menores do que os oceanos globais, como por exemplo o Mar Mediterrâneo
 - A salinidade entretanto, pode variar quando o balanço de água doce altera a diluição, principalmente através das taxas de evaporação e precipitação
 - Enquanto a salinidade média do oceano não varia de uma forma mensurável, a salinidade em uma região pode aumentar enquanto em outra ela diminui, em função da redistribuição da água doce



Conservação de sal

- O princípio da conservação de sal pode ser expresso através da **equação do transporte da sal**

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

- S_i e ρ_i representam a salinidade e a densidade da água do mar que entra no sistema
- S_o e ρ_o representam a salinidade e a densidade da água do mar que sai do sistema
- Se considerarmos que as variações de densidade são muito pequenas na água do mar, podemos simplificar esta equação para:

$$V_i \bullet S_i = V_o \bullet S_o$$



Conservação de sal

- A combinação das equações do transporte de sal e de volume resultam nas **relações de Knudsen**, que são uteis para o cálculo do transporte de volume quando o aporte de água líquida (F) e a salinidade são conhecidos

$$V_i = F \bullet S_o / (S_i - S_o) \qquad V_o = F \bullet S_i / (S_i - S_o)$$

- Se, por outro lado, os transportes e a salinidade são conhecidos esta equação pode ser transformada para o **transporte de água doce**

$$F = V_i \bullet (S_i / S_o - 1) \qquad F = V_o \bullet (1 - S_o / S_i)$$



Exemplos dos princípios de conservação

- O Mar Mediterrâneo é um exemplo de **balanço negativo de água doce**
 - Aporte fluvial + precipitação < evaporação
 - F é negativo
 - Como o sal se conserva, a salinidade aumenta
 - Água mais salgadas são mais densas e afundam
 - Esta água mais densa sai do mar Mediterrâneo pelas camadas de fundo através do Estreito de Gibraltar, injetando águas mais salgadas no Oceano Atlântico Norte
 - Esta saída de água salgada é compensada pela entrada de água menos salgada na superfície

Exemplos dos princípios de conservação

- Medidas diretas na camada superficial resultam em um transporte médio de $V_i = 0,72 \text{ Sv}$ ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)
- O valor estimado de $F = -0,04 \text{ Sv}$
- O valor estimado de $V_o = 0,68 \text{ Sv}$
- O valor de V_i combinado com o volume do compartimento resulta em uma taxa de preenchimento de 165 anos
- A salinidade no fundo do Mar Mediterrâneo está entre 38-39, mas ao sair pelo estreito ela é inferior em função da mistura

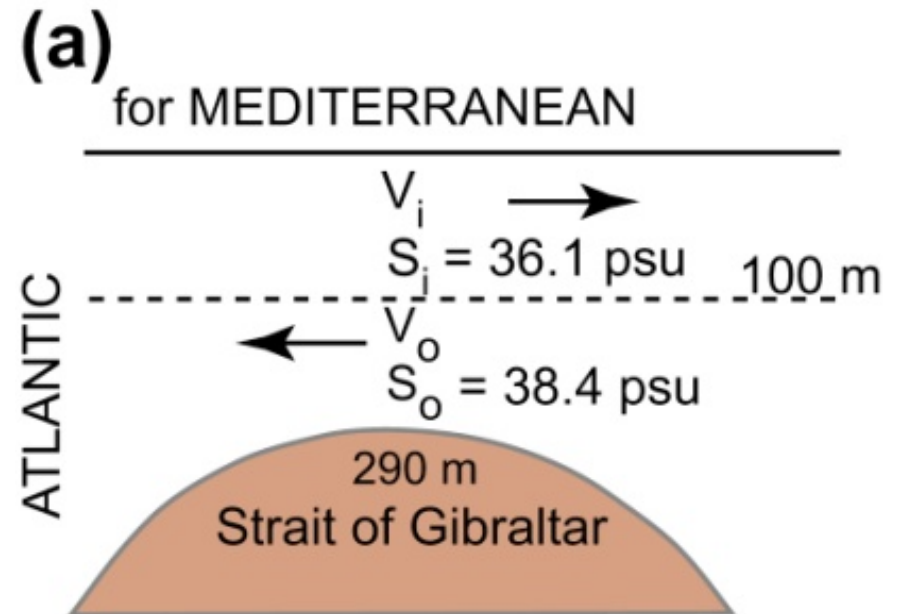


Diagrama esquemático das características de entrada e saída para (a) o Mar Mediterrâneo (balanço negativo de água; evaporação líquida). Extraído de Talley et al (2011).



Exemplos dos princípios de conservação

- O Mar Negro é um exemplo de **balanço positivo de água doce**
 - Aporte fluvial + precipitação > evaporação
 - F é positivo
 - Neste caso, a saída de água ocorre pela camada superior e a entrada pela camada inferior
 - No entanto, aqui V_i , V_o e F tem a mesma ordem de magnitude

Exemplos dos princípios de conservação

- $V_i = 9,5 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$
- O valor estimado de $F = 9,5 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$
- O valor estimado de $V_o = 19 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$
- O valor de V_i combinado com o volume do compartimento resulta em uma taxa de preenchimento de 1000 - 2000 anos

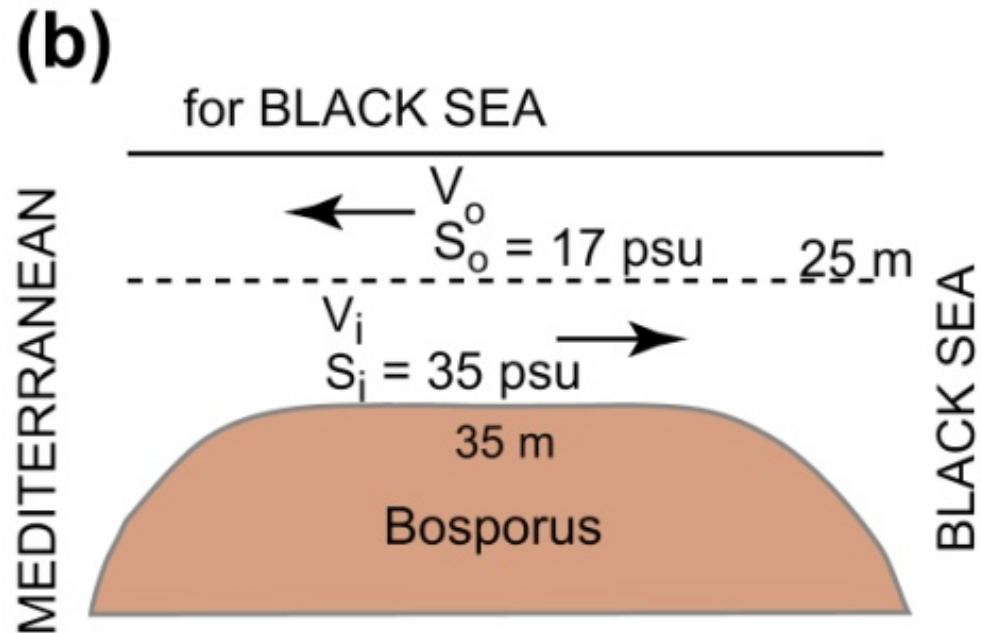


Diagrama esquemático das características de entrada e saída para b) Mar Negro (balanço positivo de água; precipitação/aporte fluvial líquido). Extraído de Talley et al (2011).



Exemplos dos princípios de conservação

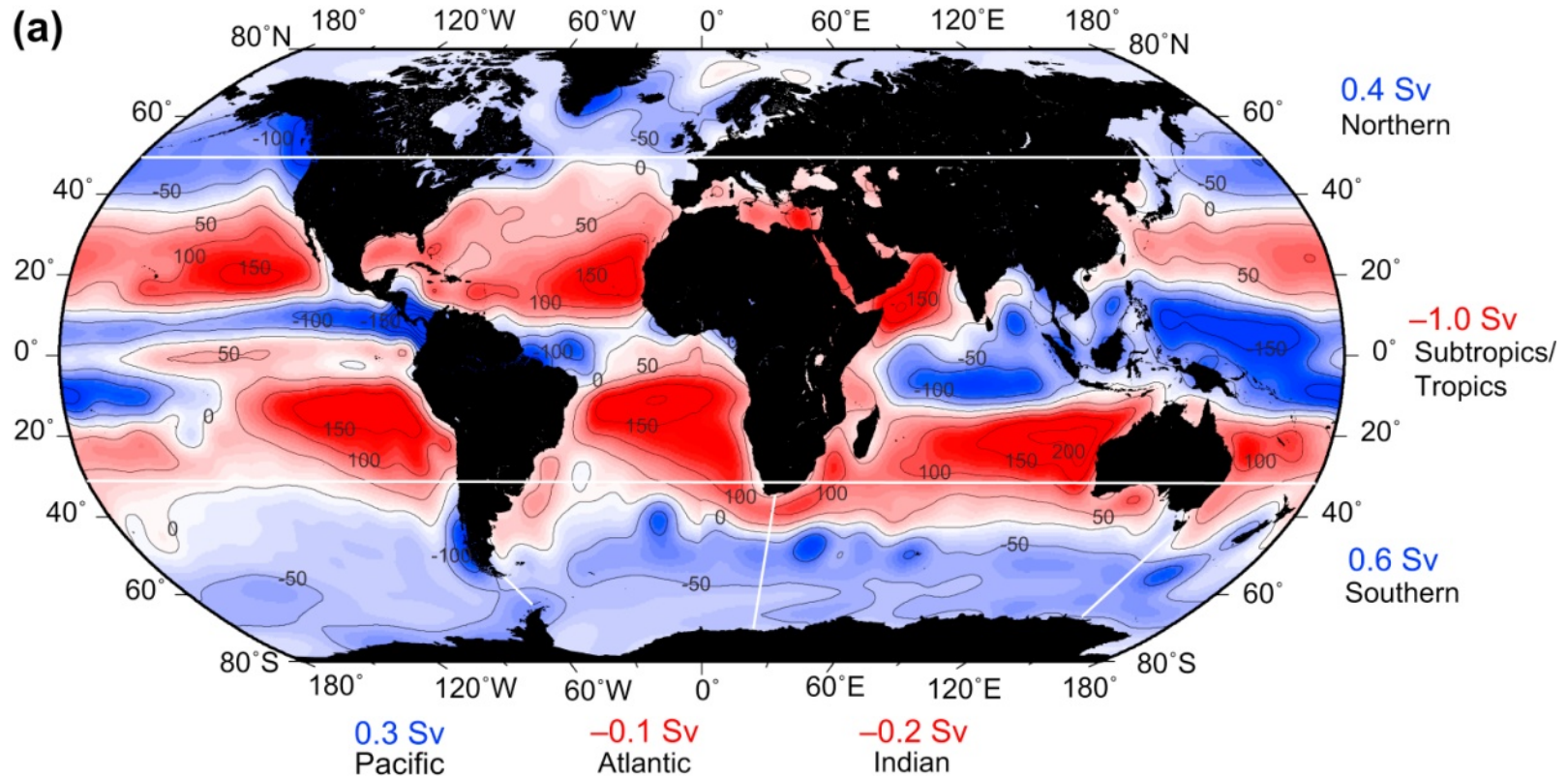
- Quando o Mar Mediterrâneo (MS) é comparado com o Mar Negro (BS), as seguintes diferenças podem ser observadas:
 - Enquanto as águas do MS tem valores de oxigênio acima de 4 ml/l, as águas do BS (abaixo de 200 m) são anóxicas
 - O MS é bem ventilado e tem um boa renovação das águas, enquanto o BS é praticamente estagnado em profundidade maiores de 95 m
 - A razão física para a melhor ventilação no MS está relacionada a formação de água profunda por evaporação e esfriamento durante o inverno
 - No BS, a precipitação e o aporte fluvial diminuem a salinidade e conseqüentemente a densidade de tal forma que mesmo durante invernos rigorosos, o esfriamento não é capaz de aumentar a densidade das águas para que elas possam afundar



Exemplos dos princípios de conservação

- Os transportes de sal e água doce no oceano aberto
 - Estes conceitos são importantes para os balanços globais de água, uma vez que apesar de existirem regiões que apresentam mais evaporação do que outras, como um todo, a distribuição de salinidade nos oceanos está na maioria dos casos em um estado estacionário
 - A evaporação, precipitação e o aporte fluvial afetam apenas o conteúdo de água doce, não afetando o quantidade total de sais, uma vez que este permanece sempre no oceano
 - Entretanto, este fluxos de água doce afetam a salinidade, sendo que as regiões de maior evaporação líquida se concentram no sudeste das regiões subtropicais. Já as regiões de precipitação líquida se concentram nos trópicos e nas regiões subpolares

Exemplos dos princípios de conservação



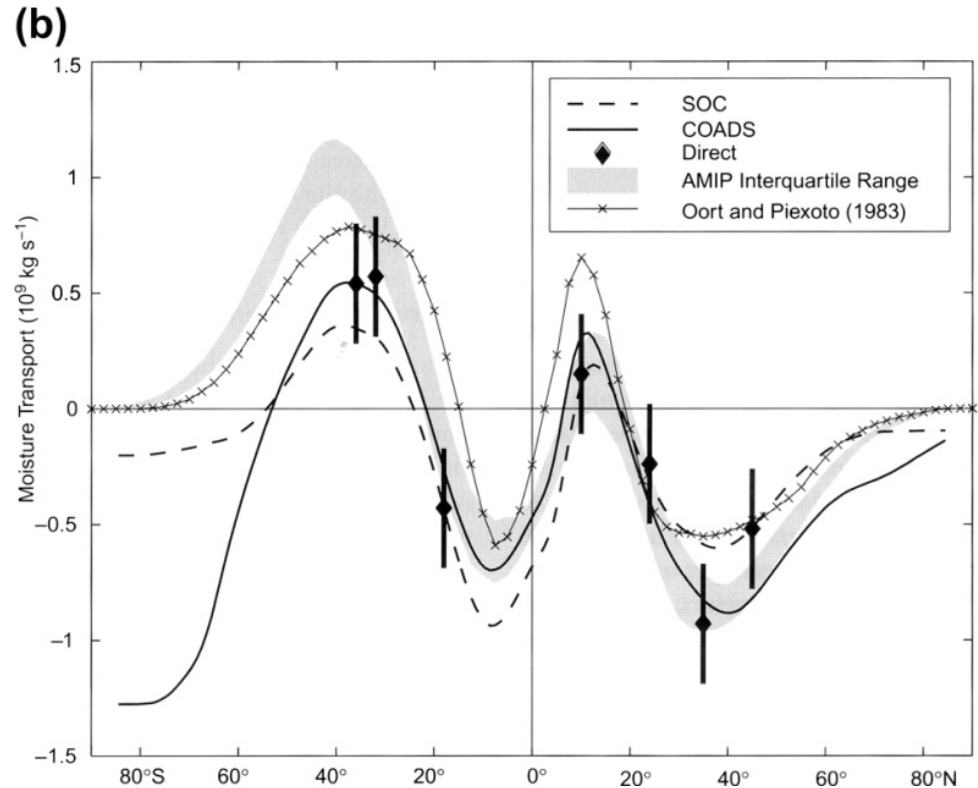
Evaporação e precipitação líquida (E-P) (cm/ano) baseada em uma média climatológica anual para o período entre 1979 a 2005 com base em dados do National Center for Environmental Prediction. A precipitação líquida é negativa (azul) e a evaporação líquida é positiva (vermelha). A divergência do transporte de água doce é apresentada em Sverdrups. Extraído de Talley et al (2011).

Exemplos dos princípios de conservação

- Se considerarmos que a distribuição da salinidade no oceano está em estado estacionário, temos que a água doce tem que ser transportada dentro dos oceanos das regiões de precipitação líquida para evaporação líquida para que este balanço seja nulo
 - Entre os Oceanos ($0,3 \text{ Sv} - 0,1 \text{ Sv} - 0,2 \text{ Sv} = 0$)
 - Entre as faixas zonais ($0,4 \text{ Sv} - 1 \text{ Sv} + 0,6 \text{ Sv} = 0$)
- Um balanço similar tem que ocorrer na atmosfera, sendo que o ar úmido é transportado de regiões de alta evaporação para regiões de alta precipitação
- Finalmente, se considerarmos a mesma área geográfica os transportes de água doce tem que ser os mesmos para o oceano e para a atmosfera

Exemplos dos princípios de conservação

- O transporte meridional de água doce representa o excesso de água doce que é transportado pelas correntes de uma região para a outra
 - Quando este valor aumenta em direção ao norte, água doce está sendo adicionada ao oceano
 - Quando este valor diminui em direção ao norte, água doce está sendo removida do oceano (40°S – 10°S e 10°N – 40°N)



Transporte meridional de massa de água doce. Valores positivos são para norte. Os dados são baseados em campos da velocidade e da salinidade no oceano e análises atmosféricas. Extraído de Talley et al (2011).



Conservação da energia: balanço de calor

- As variações espaciais e temporais da temperatura nos oceanos são indicativos da transferência de calor pelas correntes, pela absorção da energia solar, por perda por evaporação e outras formas
- Estas variações são dependentes da taxa líquida do fluxo de calor que entra ou sai de um corpo de água e isto é quantificado através do **balanço de calor**
- A taxa do fluxo de calor é expressa por **Q** (W/m²)



Os termos do balanço de calor

- As componentes do balanço de calor incluem
 - Q_s = taxa de entrada de radiação solar através da superfície do mar (onda curta)
 - Q_b = taxa líquida de perda de calor pelo oceano na forma de radiação de onda longa para a atmosfera e espaço (radiação que retorna)
 - Q_h = taxa de perda/ganho de calor através da superfície do oceano por condução (fluxo de calor sensível)
 - Q_e = taxa de perda/ganho de calor por evaporação/condensação (fluxo de calor latente)
 - Q_v = taxa de perda/ganho de calor por um corpo de água devido as correntes (termo advectivo)

$$Q_T = Q_s + Q_b + Q_h + Q_e + Q_v$$



Os termos do balanço de calor

- Quando o termo Q_T é positivo, isto significa que existe um ganho de calor para o oceano, enquanto que um valor negativo para Q_T representa uma perda de calor do oceano para a atmosfera. Os componentes deste balanço podem ter o seguintes sinais
 - Q_s é sempre positivo
 - Q_b é quase sempre negativo
 - Q_h pode ser positivo ou negativo, dependendo do sinal da diferença de temperatura entre a atmosfera e o oceano
 - Q_e é quase sempre negativo
 - Q_v pode ser positivo ou negativo, dependendo do sinal da diferença de temperatura entre a água que está entrando e saindo

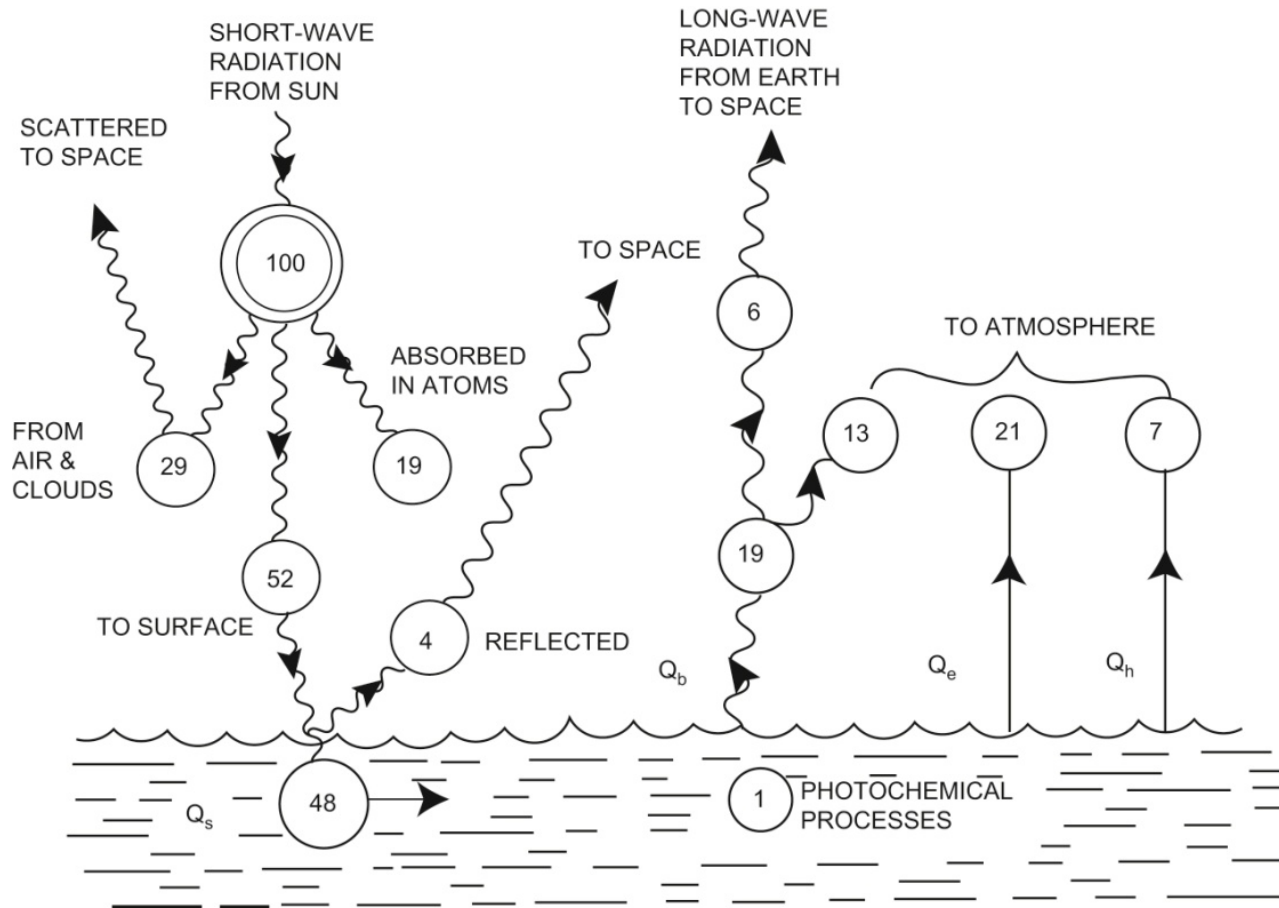
$$Q_T = Q_s + Q_b + Q_h + Q_e + Q_v$$



Os termos do balanço de calor

- Um aspecto importante no balanço de calor é o fato de que a ausência de variação temporal na temperatura não implica em uma ausência de troca de calor na interface
 - Se a entrada de calor for igual a saída de calor, este corpo permanecerá com a mesma temperatura
- Quando o balanço de calor é analisado globalmente o termo Q_v desaparece
- De forma análoga, quando esta análise é feita para um longo período, as variações sazonais também desaparecem e Q_T passa a ser nulo

Os termos do balanço de calor



Distribuição de 100 unidades de radiação incidente de ondas curtas do sol para a atmosfera terrestre e sua superfície baseado em médias globais de longa duração. Extraído de Talley et al (2011).



Os termos do balanço de calor

- No contexto global, as componentes do fluxo de calor são calculadas através de aproximações empíricas denominadas de "**bulk formulae**"
 - Esta formulação leva em consideração a temperatura (oceano e atmosfera), a velocidade do vento, a umidade, a cobertura de nuvem, a refletividade da superfície, etc.
 - Infelizmente existe um erro associado a este cálculo e a expectativa futura é que ele seja reduzido para valores inferiores a 10 W/m^2
- Uma forma alternativa de medição destes fluxos é através de observações precisas e individualizadas de cada uma das componentes do fluxo de calor
 - Entretanto, tais observações são bastante complexas e não podem ser realizadas amplamente de uma forma rotineira
 - Experimentos locais podem ser utilizados para melhorar a parametrização dos cálculos associados as bulk formulae



Radiação de onda curta e longa: elementos da teoria de radiação

- Existem alguns aspectos com relação a radiação eletromagnética que devem ser revistos
- A **lei de Stefan** que diz que todo corpo radia energia a uma taxa proporcional a quarta potência da sua temperatura absoluta
 - Esta energia é na forma de radiação eletromagnética e ocorre em uma faixa de comprimentos de onda
- A concentração de energia não é a mesma em todos os comprimentos de onda e tem um pico em um dado comprimento de onda que é função da **Lei de Wien**
 - Como esta relação é função do inverso da temperatura, temos que corpos com altas temperaturas radiam energia em comprimentos de onda preferencialmente menores e vice-versa



Radiação de onda curta e longa: elementos da teoria de radiação

- Vamos considerar o caso do Sol e da superfície dos oceanos
 - Sol ($T=6000$ K) → comprimento preferencial $0,5 \mu\text{m}$ → 50% da energia na parte visível do espectro ($0,35$ a $0,7 \mu\text{m}$) → radiação de **onda curta**
 - Superfície do oceano ($T=290$ K) → comprimento preferencial $10 \mu\text{m}$ → 90% da energia do espectro entre 3 a $80 \mu\text{m}$) → radiação de **onda longa**



Radiação de onda curta

- A radiação de onda curta (Q_s) pode ser obtida pela formula de bulk, que é geralmente definida como:

$$Q_s = (1 - \alpha)Q_c(1 - 0.62C + 0.0019\theta_N)$$

- Q_c é a radiação solar recebida a céu claro (medida acima da atmosfera)
- C é a média mensal da fração de cobertura de nuvens
- α é o albedo (fração de radiação que é refletida)
- θ_N é a elevação do sol em graus ao meio dia

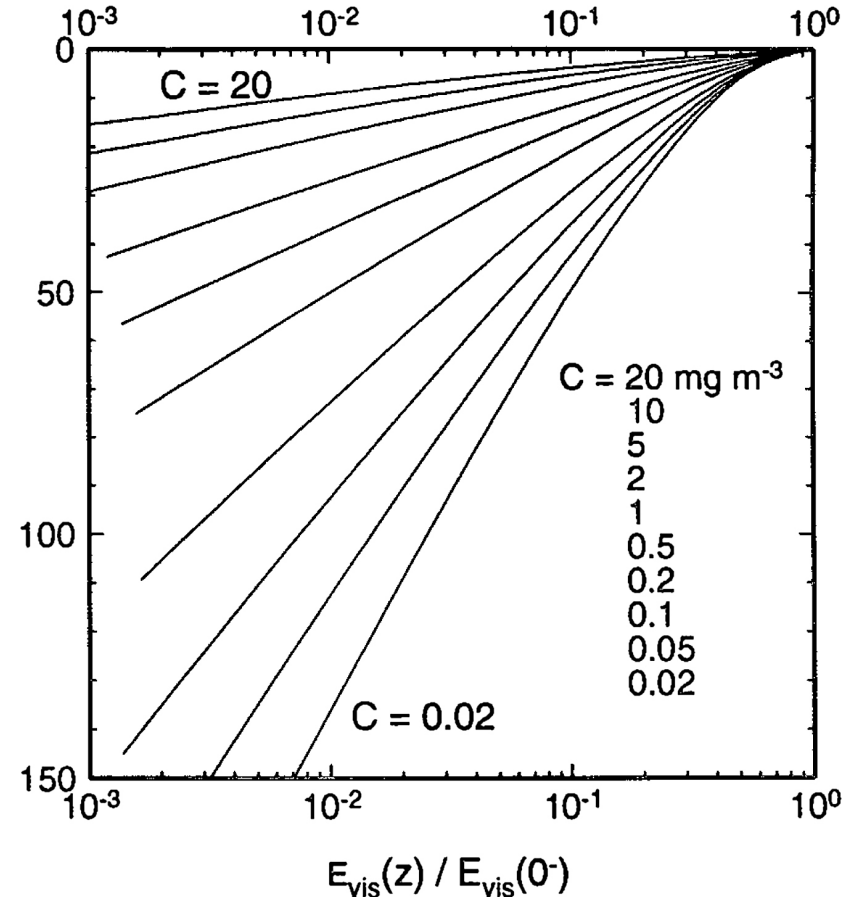


Radiação de onda curta

- Dentre os fatores que afetam a radiação de onda curta, temos:
 - O **albedo**, que depende das propriedades da superfície refletora. O albedo da água oceânica está entre 10-12%, mas pode ser maior ou menor em função da quantidade de material em suspensão e do estado do mar. Já no caso do gelo o albedo do gelo multianual é de cerca de 70%. No caso da superfície terrestre o albedo depende da vegetação é varia entre 0,5 a 30%
 - **Cobertura de nuvem**, a qual representa um dos grandes erros na estimativas do balanço de calor
 - **Elevação do sol**, uma vez que existe uma dependência i) da área superficial a ser atingida por um feixe de luz solar e ii) do caminho do feixe a ser percorrido na atmosfera. Quando este ângulo é de 90° o caminho percorrido é o menor possível e a absorção pela atmosfera é mínima

Radiação de onda curta

- A profundidade de penetração da absorção da luz depende do comprimento de onda e das propriedades óticas da água
- Quando existe uma maior absorção próximo a superfície, a temperatura aumenta mais rápido do que em uma situação onde a água é mais clara



Absorção de radiação de onda curta em função da profundidade (m) e da concentração de clorofila, C (mg m^{-3}). O eixo horizontal é a razão entre a radiação em uma profundidade z e aquela na superfície do mar. Note que o eixo x está em uma escala logarítmica. Extraído de Talley et al (2011).



Radiação de onda longa

- A radiação de onda longa (Q_b) é a quantidade de energia perdida ou ganha pelo oceano como onda longa (infra-vermelho). Esta radiação que retorna é a diferença entre a energia radiada de volta pela superfície do mar e a radiação de onda longa recebida pelo oceano da atmosfera
- Como tanto o oceano como a atmosfera irradiam como um “corpo negro”, a radiação emitida pelo oceano é geralmente maior do que aquela proveniente da atmosfera e desta forma o oceano geralmente perde energia para a atmosfera
- Ao contrário da radiação de onda curta, a superfície do oceano e quase opaca a radiação de onda longa e a radiação que chega da atmosfera é absorvida nos primeiros milímetros da superfície oceânica



Radiação de onda longa

- A radiação de onda longa (Q_b) pode ser obtida pela formula de bulk, que é geralmente definida como:

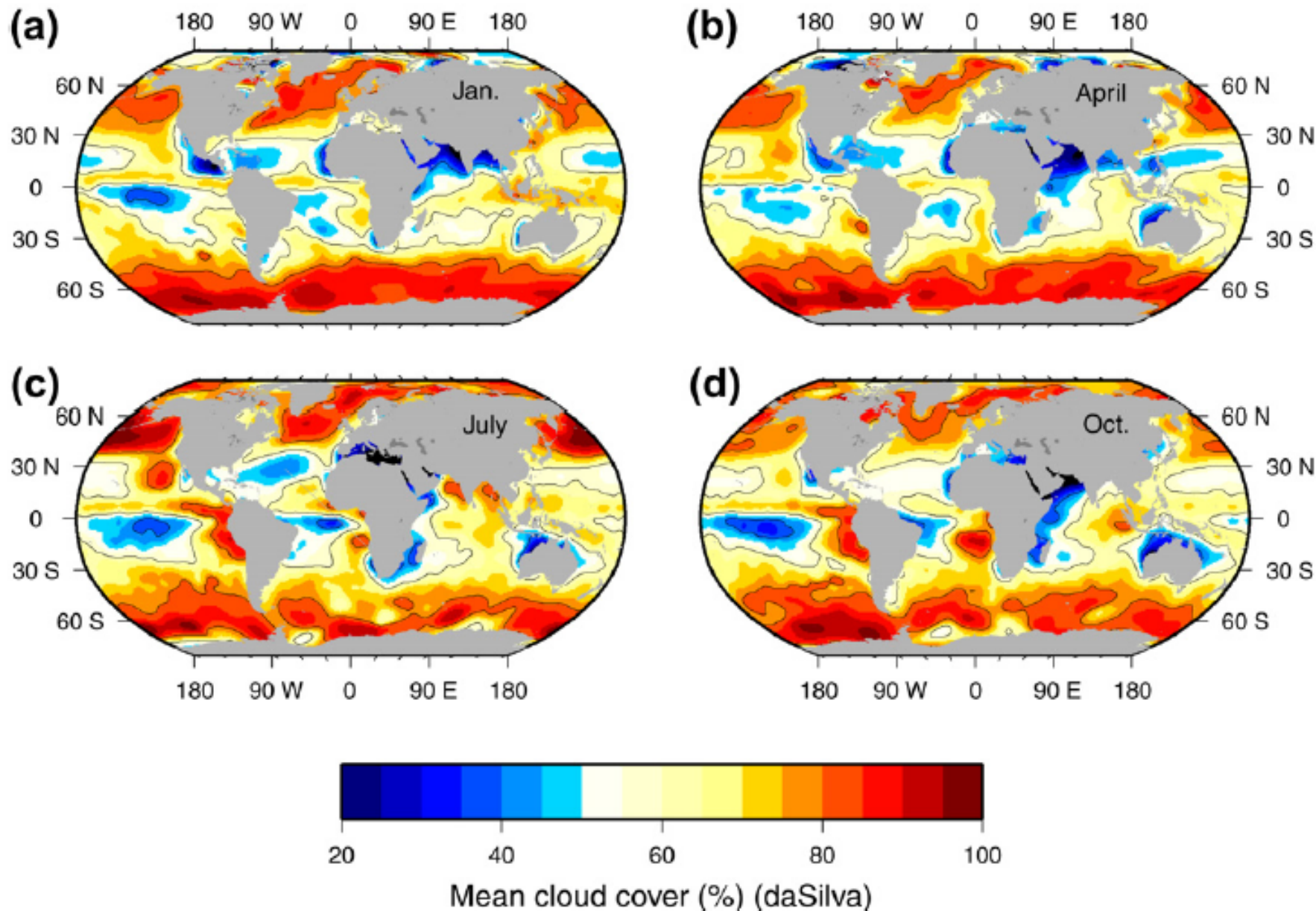
$$Q_b = \varepsilon\sigma_{SB}T_w^4(0.39 - 0.05e^{1/2})(1 - kC^2) + 4\varepsilon\sigma_{SB}T_w^3(T_w - T_A).$$

- ε é a emitância da superfície do mar (0,98)
- σ_{SB} é a constante de Stefan-Boltzmann
- e é a pressão de vapor d'água
- k coeficiente de cobertura de nuvem (que aumenta com a latitude)
- C é a média mensal da fração de cobertura de nuvens
- T_w é a temperatura da superfície do mar em Kelvin
- T_A é a temperatura do ar em Kelvin



Radiação de onda longa

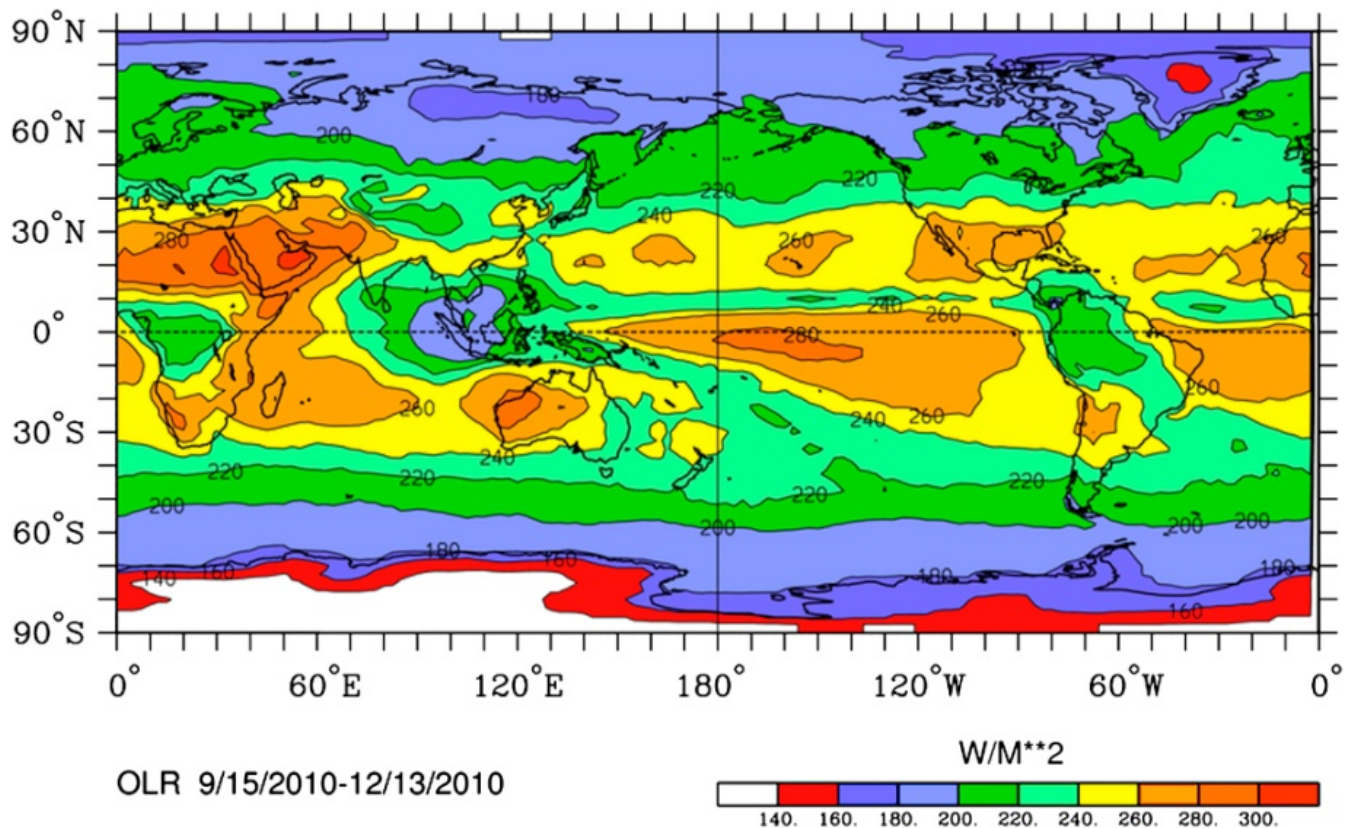
- Dentre os fatores que afetam a radiação de onda longa, temos:
 - **Pressão de vapor de água na atmosfera**, que radia energia de onda longa para o oceano, reduzindo assim a quantidade de radiação que vem do oceano
 - **Nuvens**, que reduz a radiação de onda longa do oceano para a atmosfera
 - **A diferença de temperatura entre a superfície do oceano e a atmosfera**, que representa um feedback atmosférico para a radiação de onda longa emitida pela superfície do oceano devido a umidade atmosférica



Cobertura de nuvem (%) para (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro. Dados baseados na climatologia de da Silva et al (1994). Extraído de Talley et al (2011).

Radiação de onda longa

- É importante destacar que parte da radiação de onda longa é perdida do topo da atmosfera para o espaço



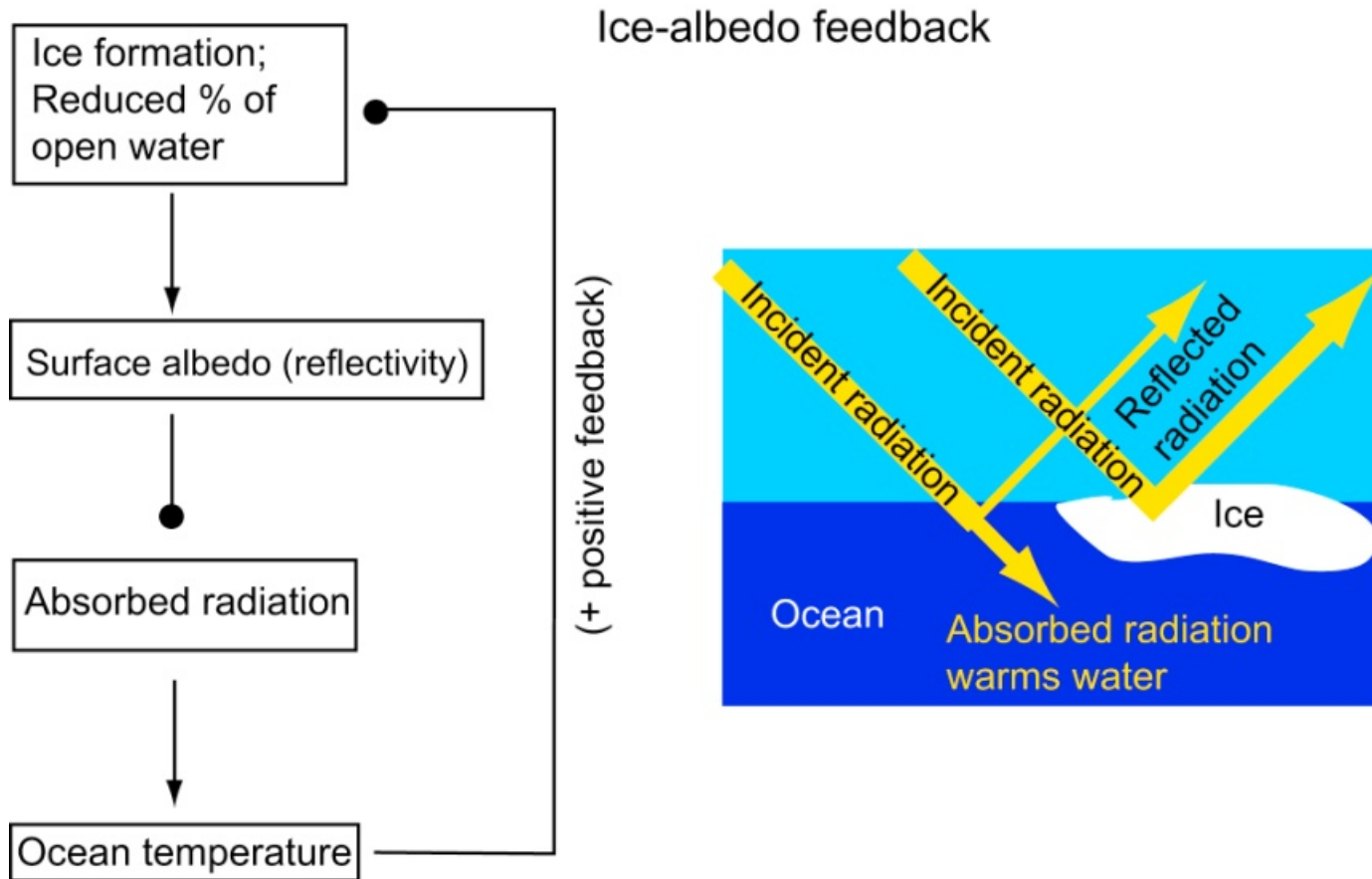
Radiação de onda longa que escapa para o espaço para o período entre 15 de Setembro e 13 de dezembro de 2010. Fonte NOAA ESRL (2010). Extraído de Talley et al (2011).



Efeitos do gelo e cobertura de neve no balanço de radiação

- Quando a superfície do oceano fica coberta por uma camada de gelo, e especialmente se a neve cobre o gelo, existe uma marcada mudança no balanço de calor
 - A Cobertura de gelo reduz as trocas de calor entre o oceano e a atmosfera. Por exemplo, uma camada de gelo de 1 m de espessura praticamente isola o oceano
 - No entanto, o gelo marinho está sempre se movendo e sempre existem espaços de contato entre o oceano e a atmosfera
 - Um outro aspecto importante está relacionado ao albedo, pois o gelo é altamente reflectivo
 - Um dos efeitos do gelo está relacionado ao chamado **feedback gelo-albedo**, onde o gelo diminui a radiação incidente (Q_s), mas como Q_b é similar tanto no gelo como na água, quando existe derretimento do gelo, ocorre uma maior absorção de radiação incidente, o que aquece a água e causa mais derretimento

Efeitos do gelo e cobertura de neve no balanço de radiação



Feedback gelo-albedo. No diagrama do feedback as setas (círculos fechados) indicam que um aumento em um parâmetro resulta em um aumento (decréscimo) em um segundo parâmetro. O resultado final é um feedback positivo, no qual um aumento da cobertura de gelo resulta em resfriamento que então aumenta a cobertura do gelo ainda mais. Extraído de Talley et al (2011).



Fluxo de calor evaporativo ou latente

- A evaporação requer um aporte de calor de uma fonte externa ou do líquido que ainda existe. A formula empírica para o fluxo de calor devido a evaporação (Q_e) pode ser obtida pela formula de bulk, que é geralmente definida como:

$$Q_e = F_e \bullet L = \rho C_e u(q_s - q_a)L$$

- F_e é a taxa de evaporação da água
- L é o calor latente de evaporação
- ρ é a densidade do ar
- C_e é o coeficiente de transferência de calor latente
- u é a velocidade do vento a 10 m de altura
- q_s e q_a são a umidade específica saturada e a umidade específica



Fluxo de calor evaporativo ou latente

- Na grande maioria dos casos, Q_e é direcionado para a atmosfera e existe perda de calor por parte do oceano
- Somente em regiões onde a temperatura do ar é maior do que a temperatura do oceano e a umidade é suficiente para causar condensação do vapor de água do ar para o oceano é que este fluxo é direcionado para o oceano (e.g. Áreas costeiras no norte da Califórnia). Nestas regiões, o nevoeiro observado é causado pelo esfriamento da atmosfera



Fluxo de calor por condução ou sensível

- Este processo está relacionado à diferença vertical da temperatura no ar acima do oceano
- Se a temperatura do ar diminui em direção a atmosfera, o oceano perde calor
- Se a temperatura do ar aumenta, o oceano ganha calor

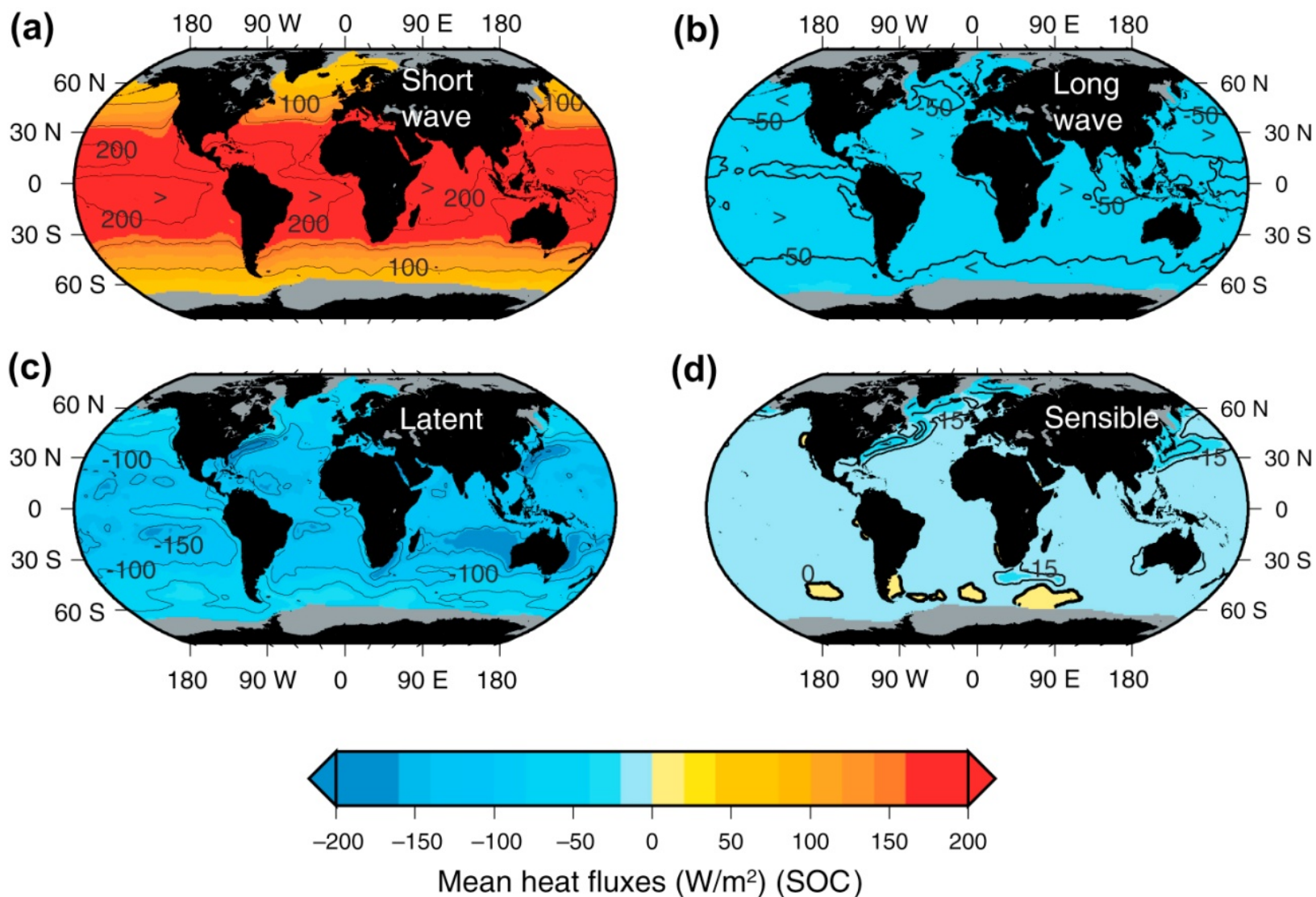
$$Q_h = \rho c_p C_h u (T_s - (T_a + \gamma z))$$

- ρ é a densidade do ar
- c_p é o calor específico da água
- C_h é o coeficiente de transferência de calor sensível
- u é a velocidade do vento a 10 m de altura
- T_s é a temperatura da água e T_a é temperatura do ar a uma altura z
- γ é a taxa de mudança adiabática do ar



Distribuição geográfica dos termos do balanço de calor

- Quando analisamos a distribuição de calor, podemos observar que o calor é adicionado aos oceanos através da radiação de onda curta, enquanto as demais componentes do fluxo de calor retiram calor do oceano
- Q_s depende basicamente da latitude e variações zonais são função da cobertura de nuvem
- Q_b não tem uma ampla faixa de variação, pois ela é dependente da temperatura absoluta
- Q_e representa a maior perda de calor em todas as latitudes, sendo maior nas regiões subtropicais de nuvens baixas, onde o ar descendente é seco
- Q_h é geralmente a menor das componentes. Ele é um pouco maior na parte oeste dos Oceanos Pacífico e Atlântico, onde o ar frio do continente flui sobre as águas quentes das correntes de contorno oeste

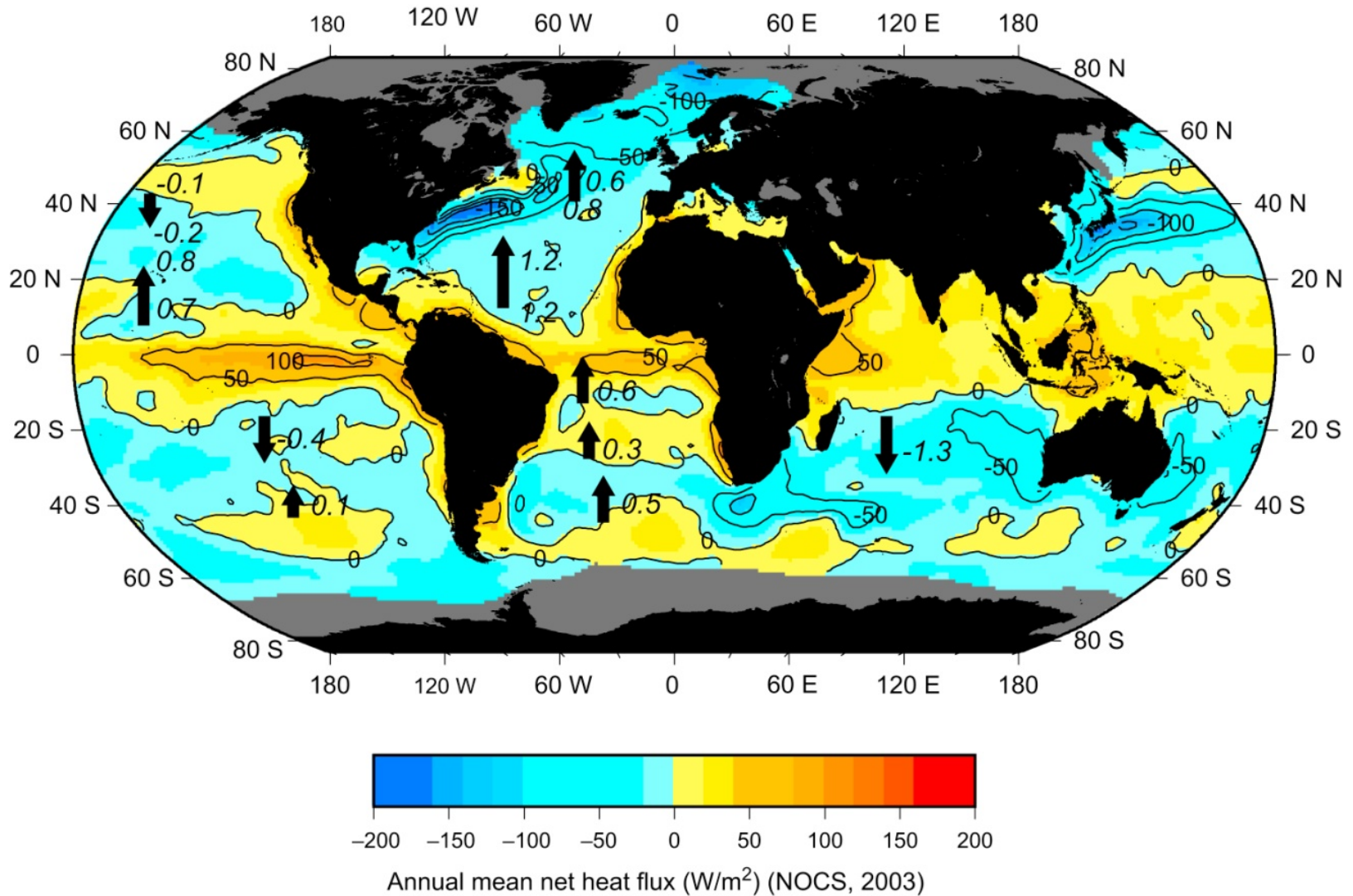


Média anual dos fluxos de calor (W/m^2). (a) Fluxo de calor de onda curta Q_s . (b) Fluxo de calor de onda longa (radiação que retorna) Q_b . (c) Fluxo de calor evaporativo (latente) Q_e . (d) Fluxo de calor sensível Q_h . Valores positivos (amarelo e vermelho): calor ganho pelo oceano. Valores negativos (azul): calor perdido pelo oceano. Os intervalos de contorno são distintos, 50 W/m^2 em (a) e (c), 25 W/m^2 em (b) e 15 W/m^2 em (d). Dados da climatologia do National Oceanography Centre, Southampton (NOCS). Extraído de Talley et al (2011).

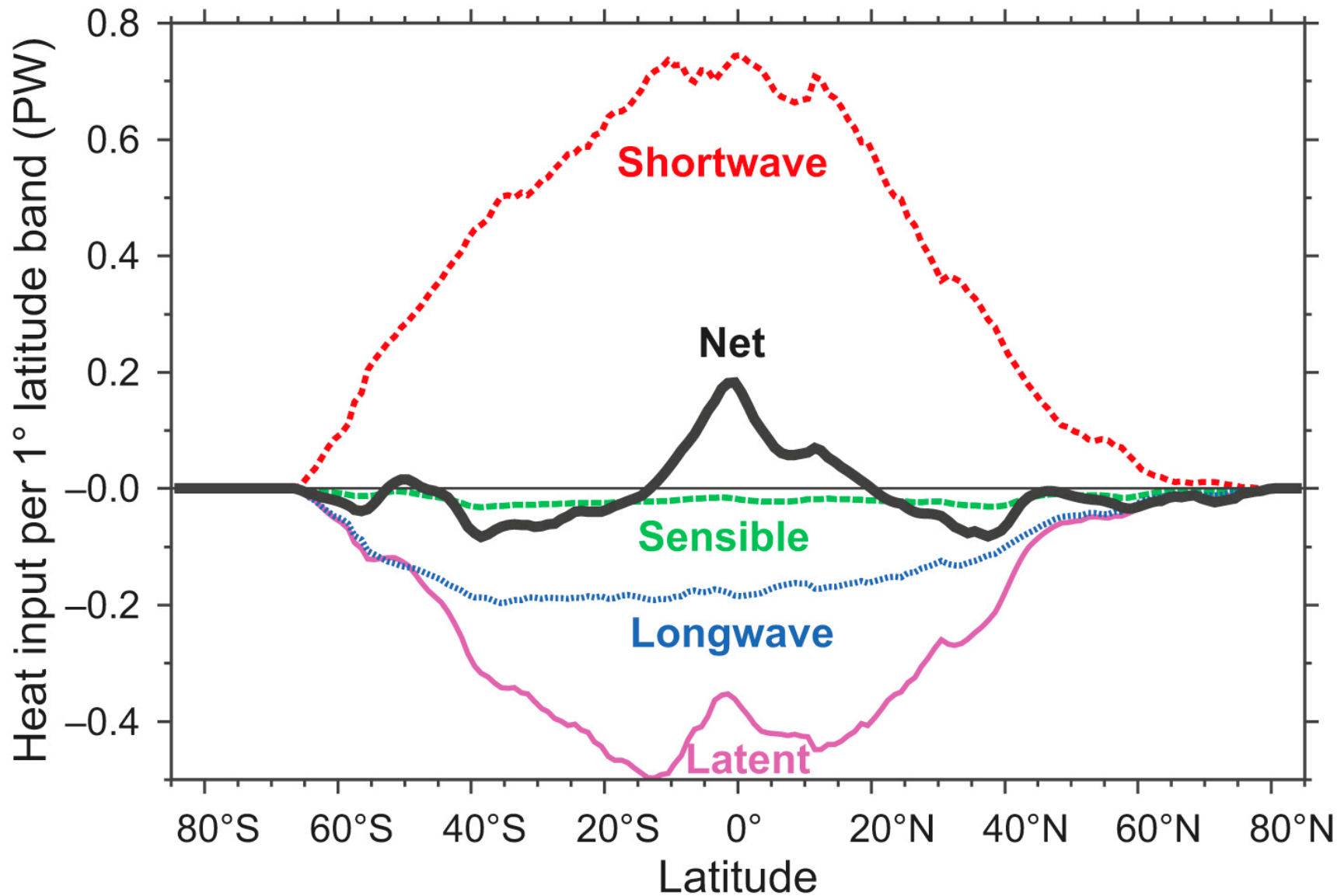


Distribuição geográfica dos termos do balanço de calor

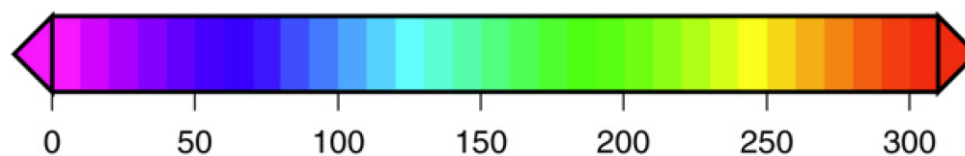
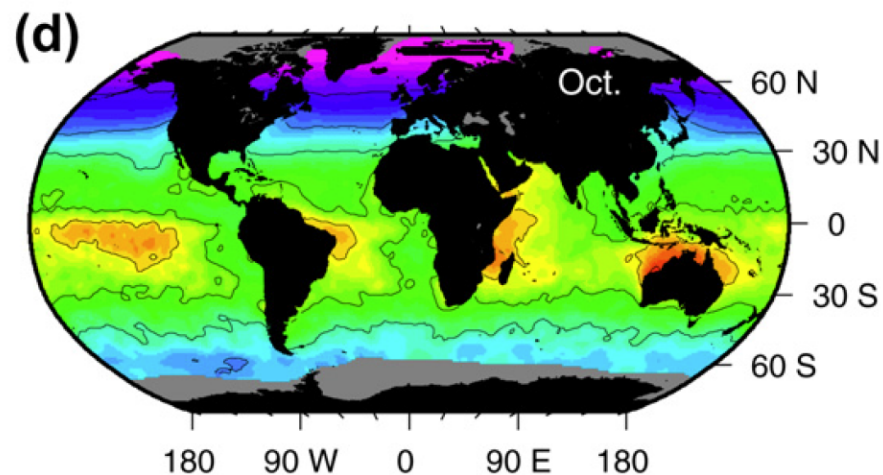
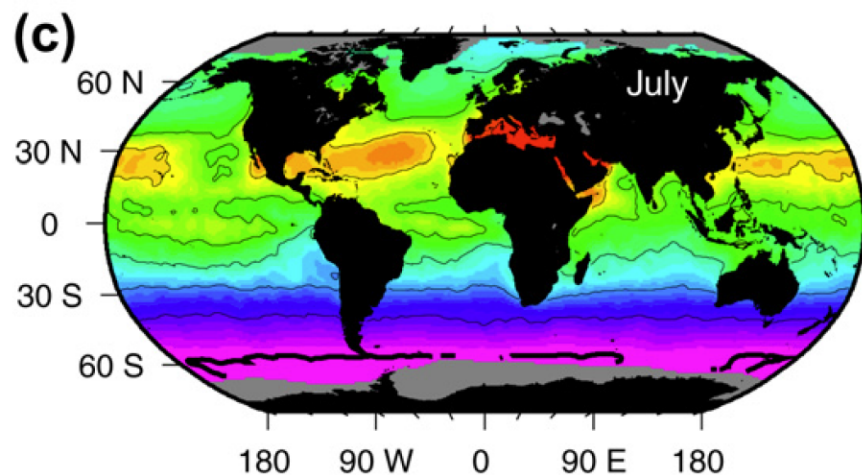
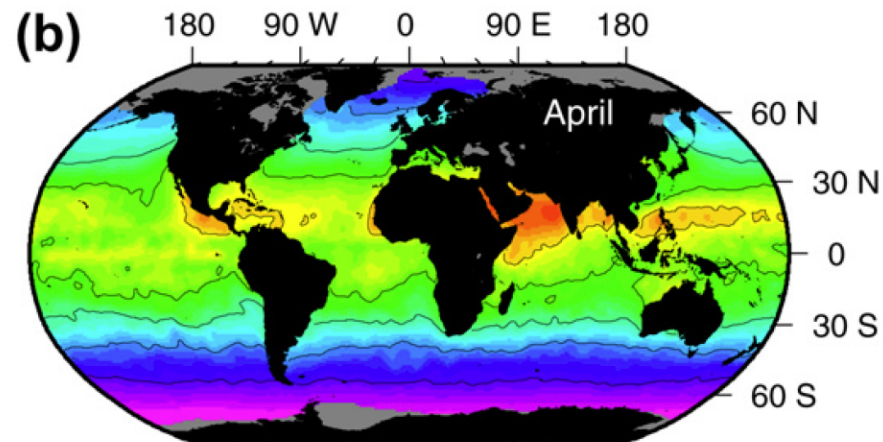
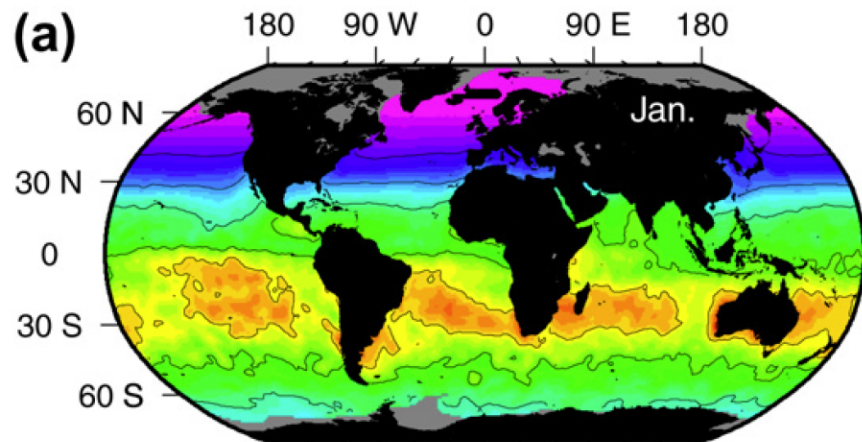
- Quando avaliamos o fluxo de calor total, podemos observar que o oceano ganha calor nos trópicos e perde calor nas altas latitudes
 - A maioria do calor é ganha na região equatorial, principalmente no lado leste do Oceano Pacífico
 - Regiões com ganho de calor se espalham também ao longo das bordas leste dos oceanos, onde ocorrem ressurgências
 - As maiores perdas, por sua vez, ocorrem nas Correntes do Golfo e do Kuroshio no HN. No HS, as Correntes do Brasil, Corrente Leste Australiana e Corrente das Agulhas também são marcadas por perdas de calor, assim como a Corrente de Leeuwin (uma corrente anômala)



Média anual do fluxo de calor líquido (W/m^2). Valores positivos: calor ganho pelo oceano. Valores negativos: calor perdido pelo oceano. Dados da climatologia do National Oceanography Centre, Southampton (NOCS). Os números e setas superpostos são o transporte meridional de calor (PW) calculado de médias da velocidade oceanica e temperatura, com base em Bryden e Imawaki (2001) e Talley (2003). Valores positivos são para o norte. Extraído de Talley et al (2011).

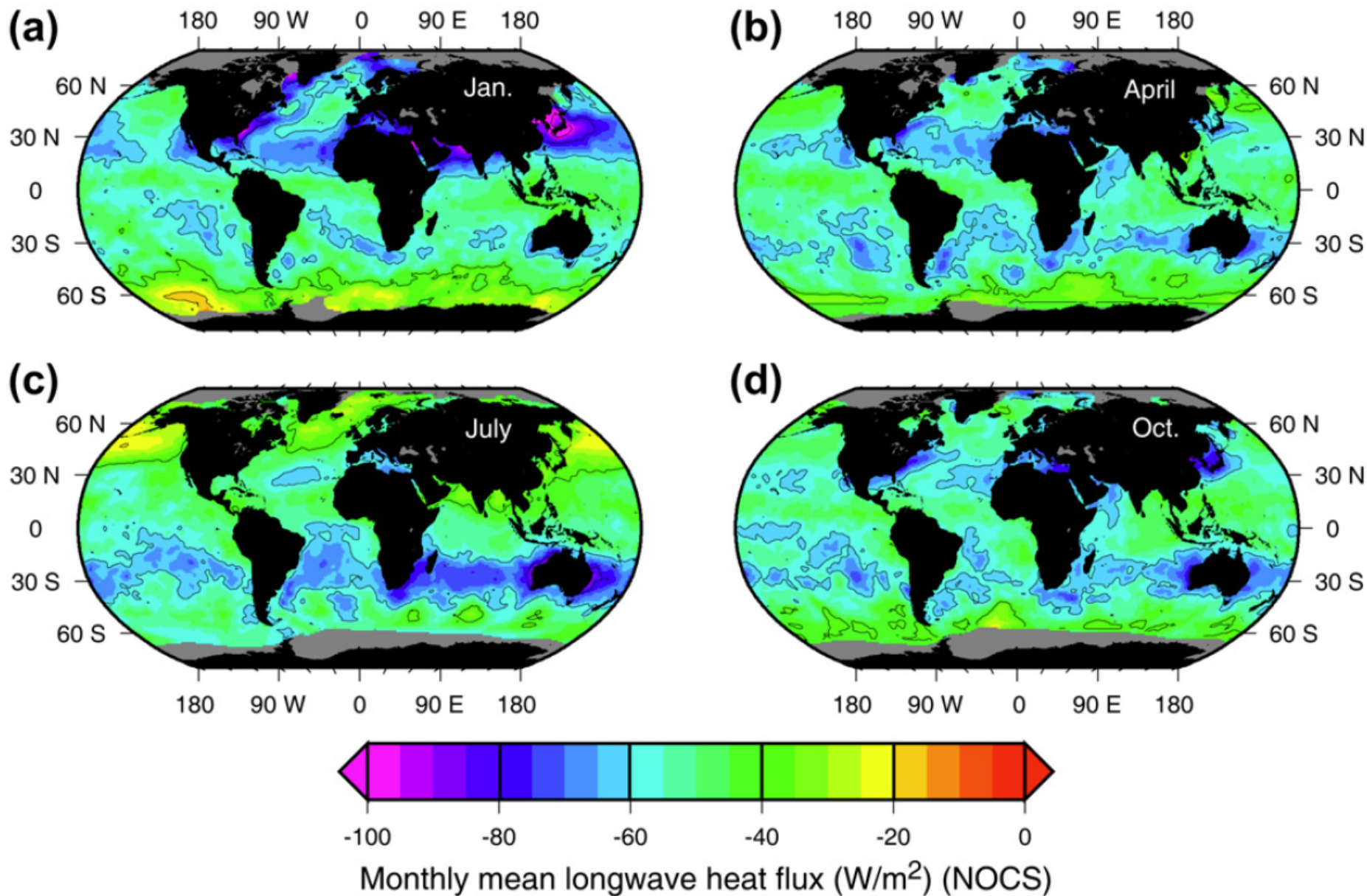


Entrada de calor através da superfície do oceano (onde 1 PW = 10^{15} W) com base nos oceanos globais e para faixas de 1° de latitude e para todos os componentes do balanço de calor. Dados da climatologia do NOCS. Extraído de Talley et al (2011).

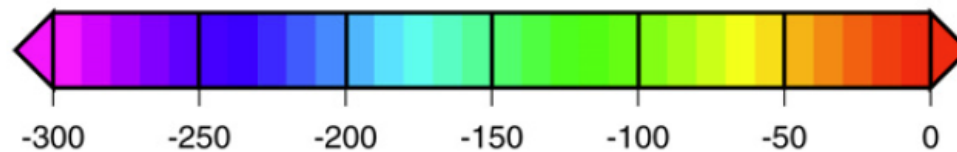
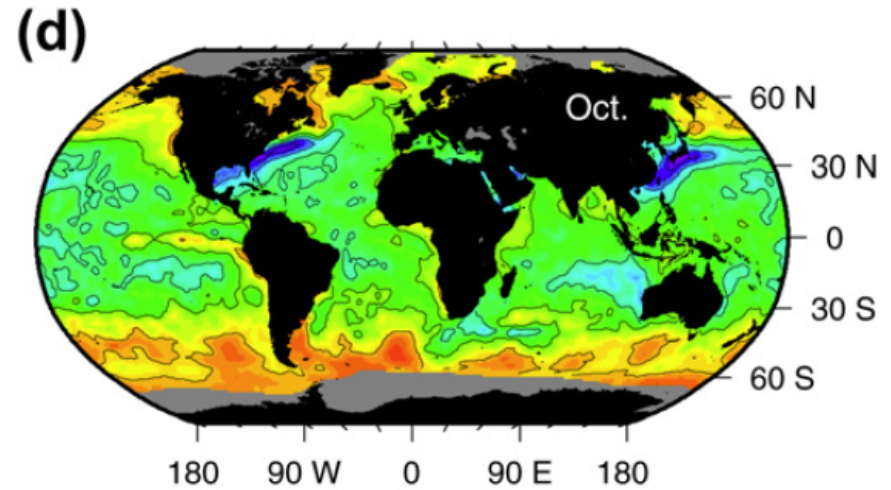
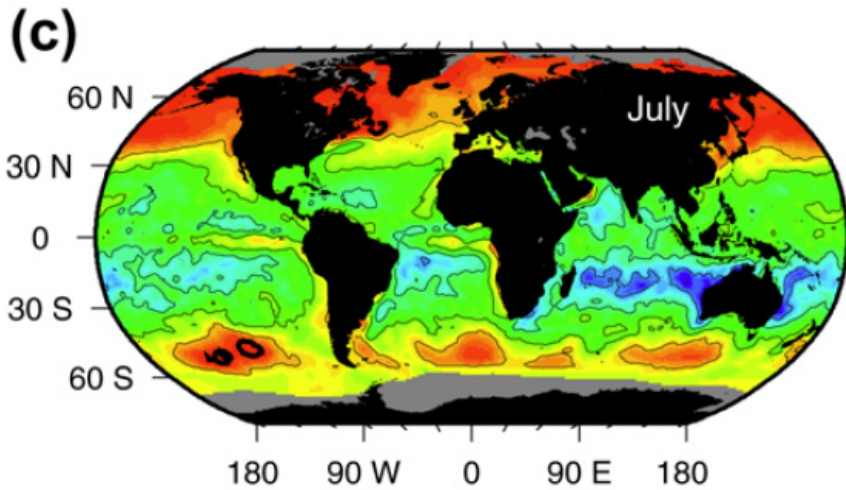
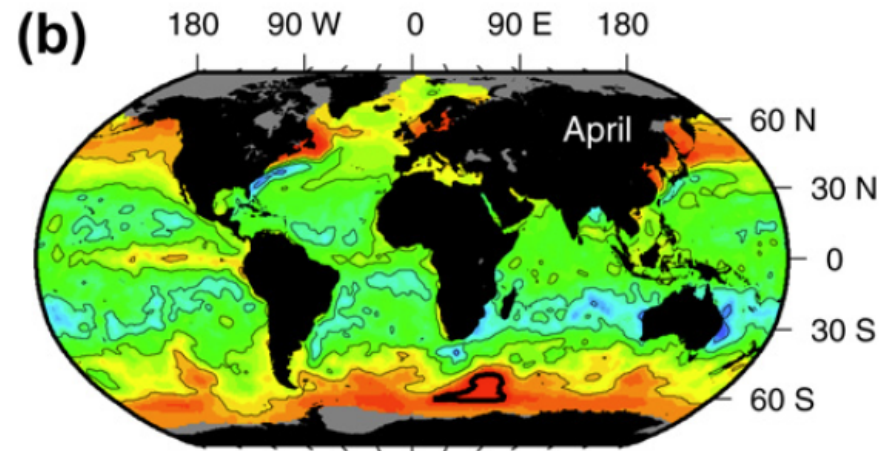
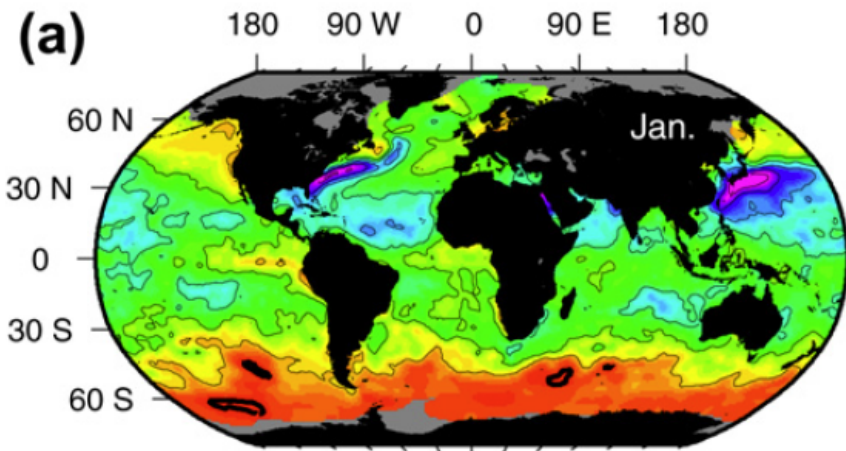


Monthly mean shortwave heat flux (W/m^2) (NOCS)

Médias mensais do fluxo de radiação de onda curta (W/m^2) para (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro. Dados da climatologia do National Oceanography Centre, Southampton (NOCS). Extraído de Talley et al (2011).

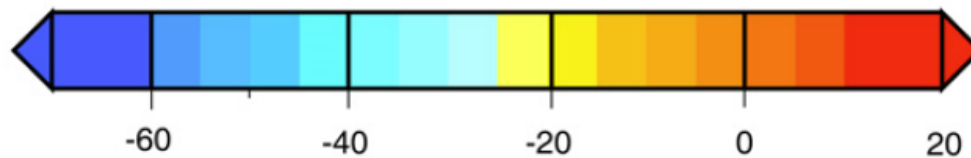
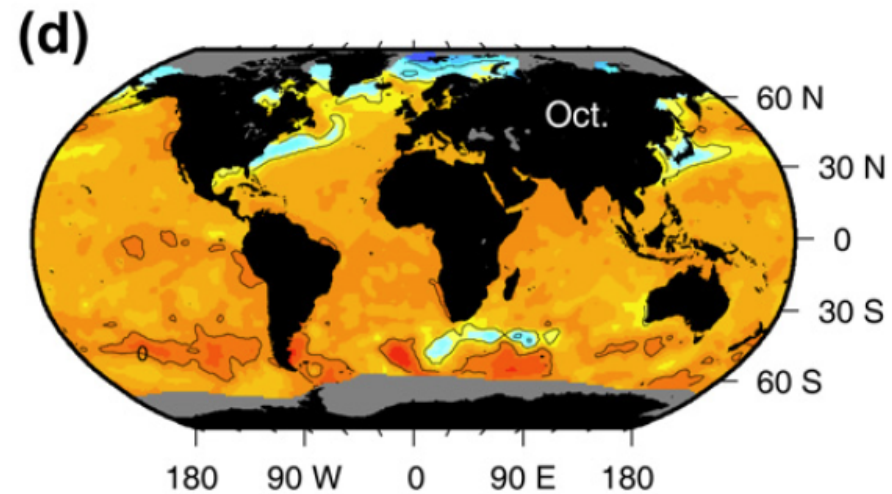
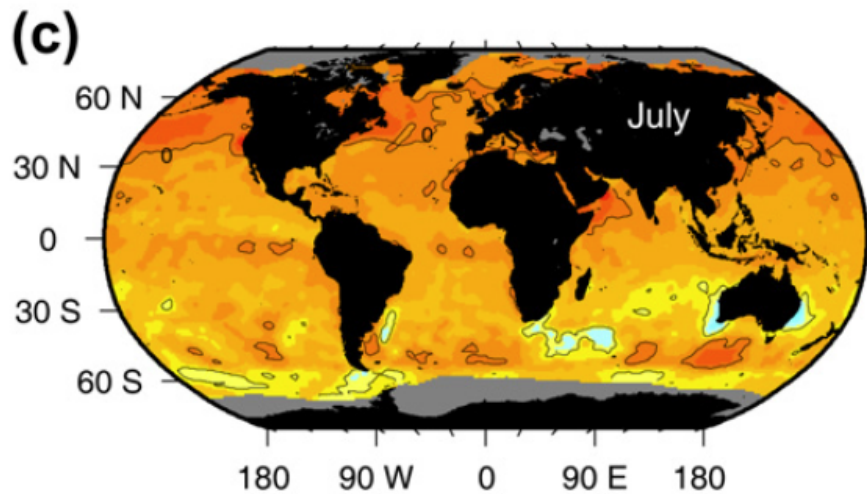
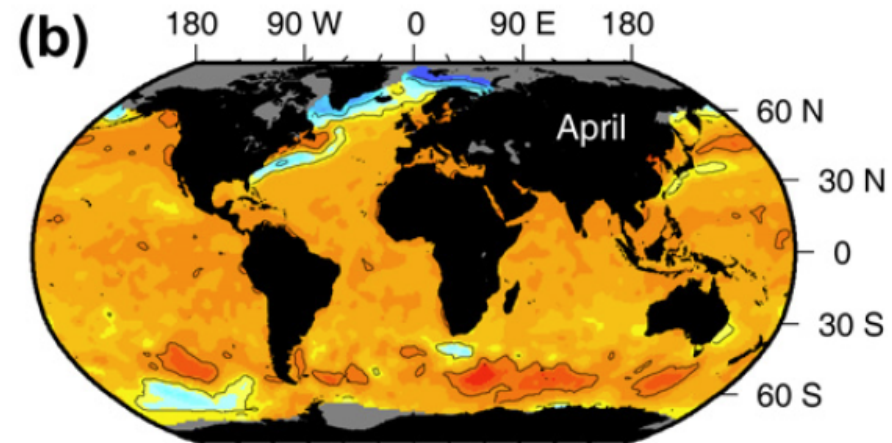
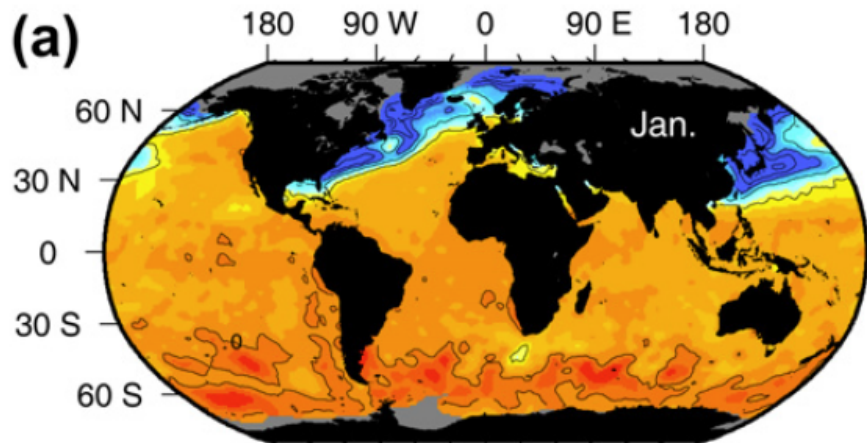


Médias mensais do fluxo de calor de onda longa (W/m^2) para (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro. Dados da climatologia do National Oceanography Centre, Southampton (NOCS). Extraído de Talley et al (2011).



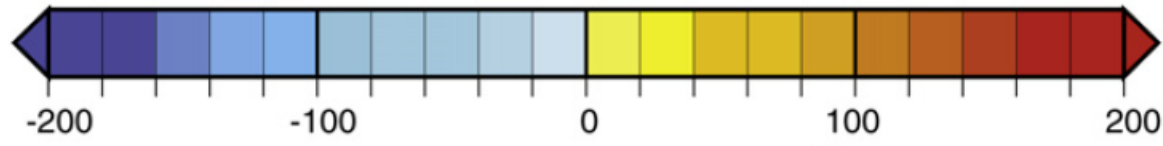
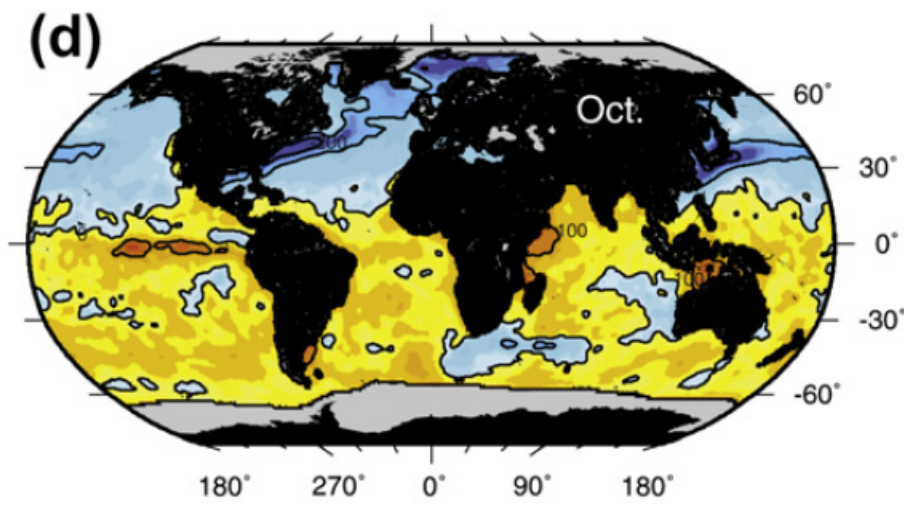
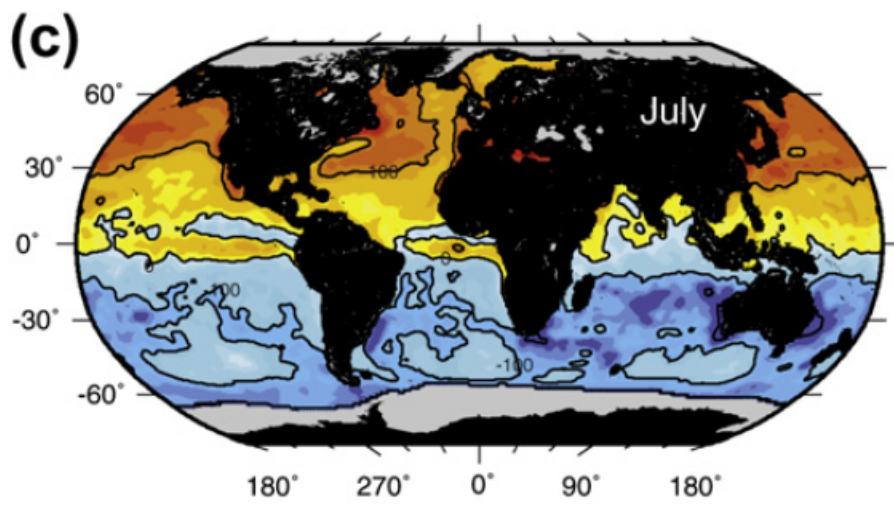
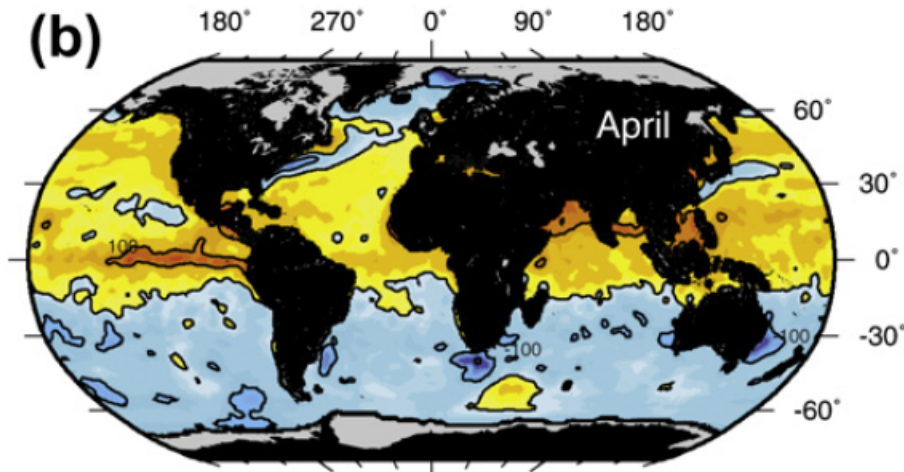
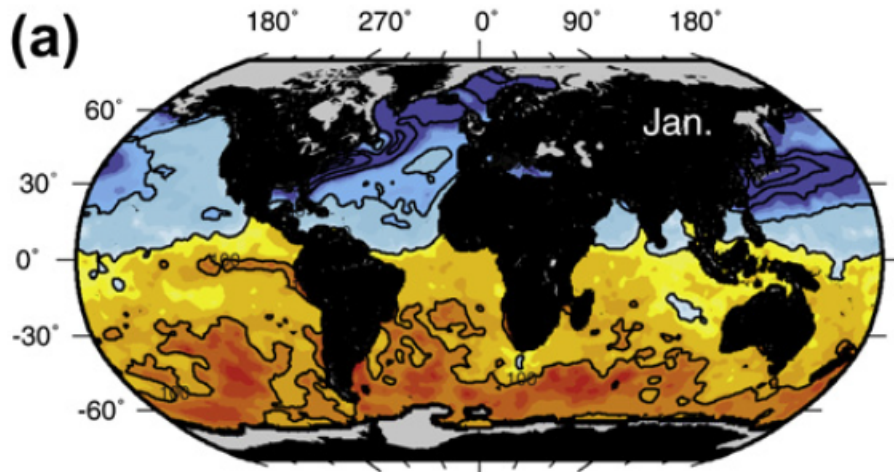
Monthly mean latent heat flux (W/m^2) (NOCS)

Médias mensais do fluxo de calor latente (W/m^2) para (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro. Dados da climatologia do National Oceanography Centre, Southampton (NOCS). Extraído de Talley et al (2011).



Monthly mean sensible heat flux (W/m^2) (NOCS)

Médias mensais do fluxo de calor sensível (W/m^2) para (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro. Dados da climatologia do National Oceanography Centre, Southampton (NOCS). Extraído de Talley et al (2011).



Monthly mean net heat flux (W/m^2) (NOCS)

Médias mensais do fluxo de calor líquido (W/m^2) para (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro. Dados da climatologia do National Oceanography Centre, Southampton (NOCS). Extraído de Talley et al (2011).

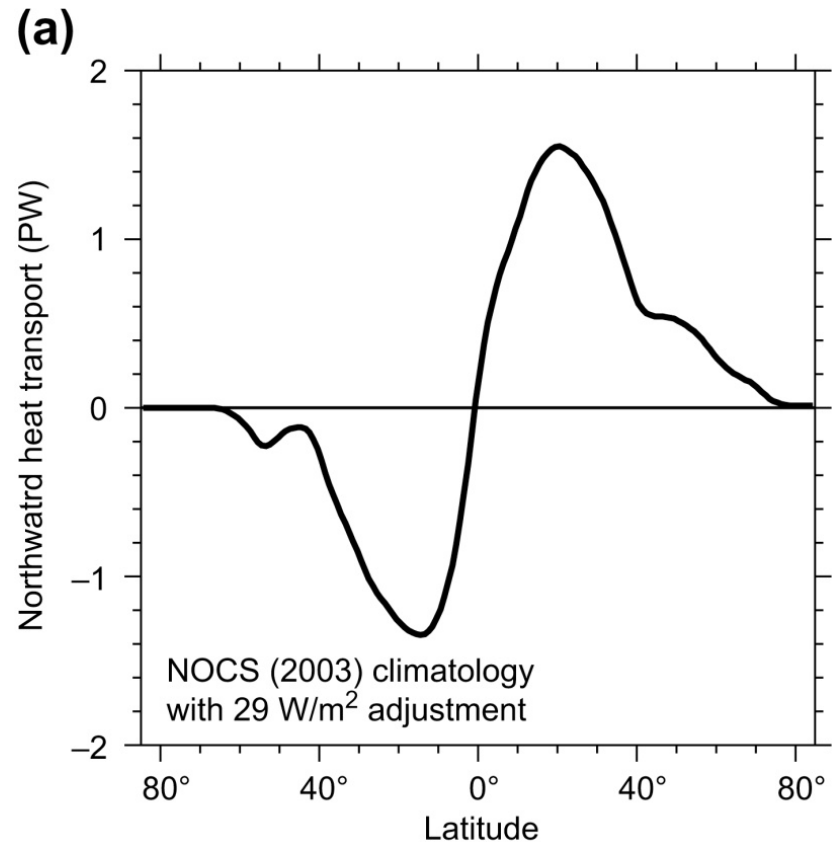


Transporte meridional de calor

- Se considerarmos médias zonais e ao longo de um ciclo anual, o oceano ganha calor nos trópicos e perde calor em altas latitudes
 - Baixas latitudes: ganhos em Q_s são maiores do que as perdas em Q_b
 - Altas latitudes: perdas em Q_b são maiores do que os ganhos em Q_s . Associado a isto, as perdas em Q_e também são maiores
- Como o oceano como um todo não está esquentando ou esfriando (desconsiderando-se as taxas associadas a mudanças climáticas), é preciso que ocorra um fluxo líquido de calor em direção aos polos
 - Este transporte ocorre tanto no oceano como na atmosfera, sendo que a água (ar) quente é transportada(o) do equador para os polos e a água (ar) fria(o) é transportada(o) dos polos para o equador
 - A atmosfera transporta mais calor do que os oceanos, mas o papel dos oceanos é muito importante em latitudes baixas e médias

Transporte meridional de calor

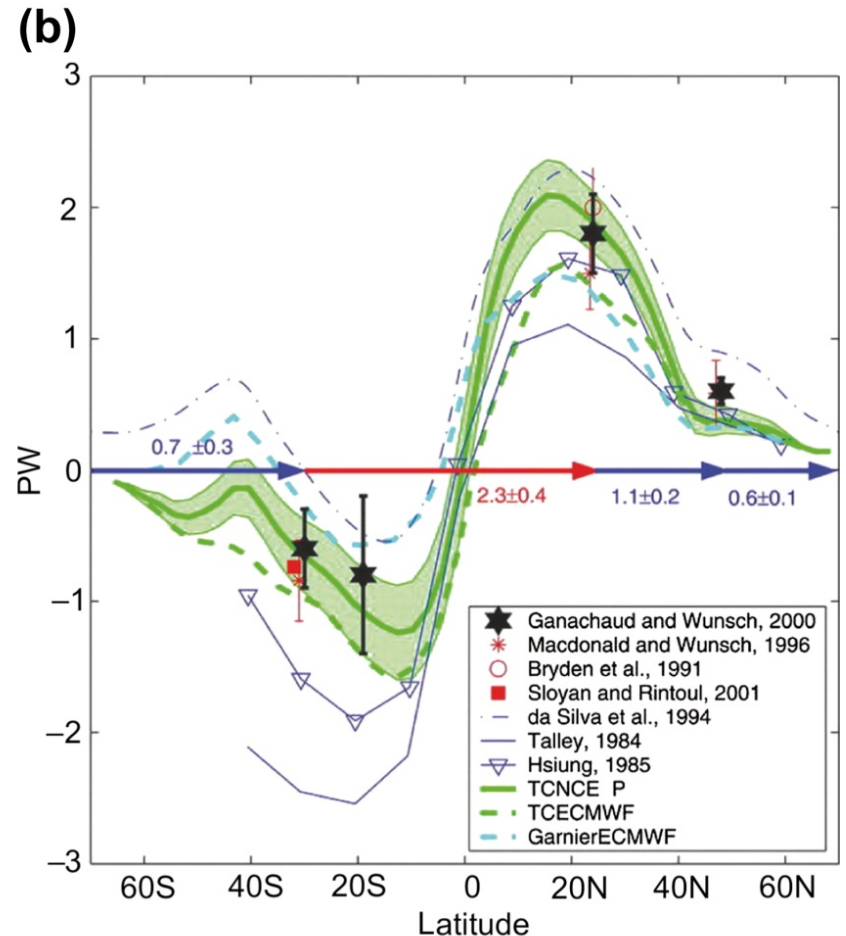
- O transporte meridional de calor pelas correntes nos oceanos pode ser calculado de forma direta ou indireta
- Os oceanos representam cerca de 20-30% de toda a energia global transportada



Transporte de calor para os polos (W) para os oceanos globais (média anual). (a) **Estimativas indiretas** somadas com base nos fluxos de calor líquidos na interface oceano-atmosfera. Dados da climatologia do National Oceanography Centre, Southampton (NOCS) ajustados para para um fluxo líquido nulo com relação à média anual. Extraído de Talley et al (2011).

Transporte meridional de calor

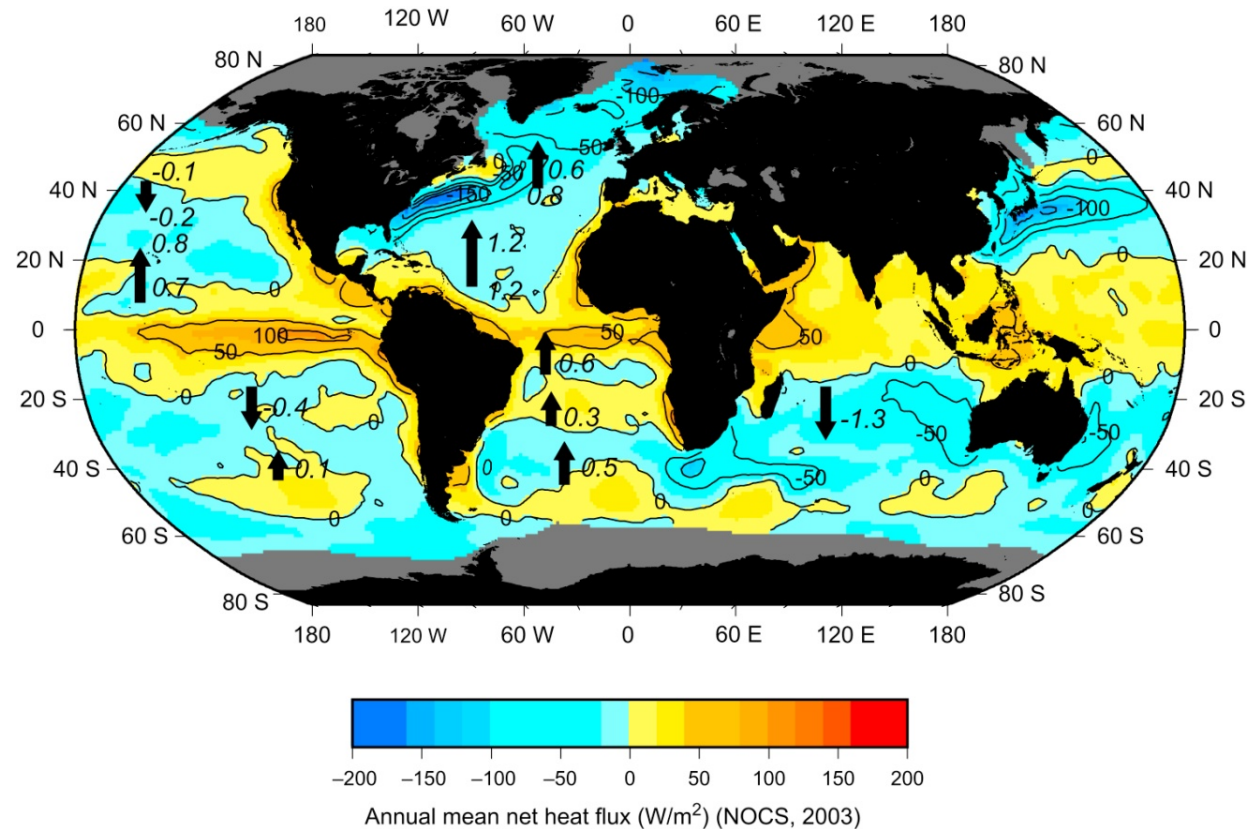
- O transporte meridional de calor pelas correntes nos oceanos pode ser calculado de forma direta ou indireta
- Os oceanos representam cerca de 20-30% de toda a energia global transportada



Transporte de calor para os polos (W) para os oceanos globais (média anual). (b) Resumo das várias **estimativas diretas** (pontos com barras de erro) e indiretas. As estimativas diretas são baseadas em medidas de velocidade e temperatura. A faixa de estimativas demonstra a incerteza dos cálculos do transporte de calor. Extraído de Talley et al (2011).

Transporte meridional de calor

- O transporte de calor no Oceano Atlântico é sempre para o norte, para compensar a grande perda de calor que ocorre para parte subpolar o Oceano Atlântico Norte e Mares Nórdicos



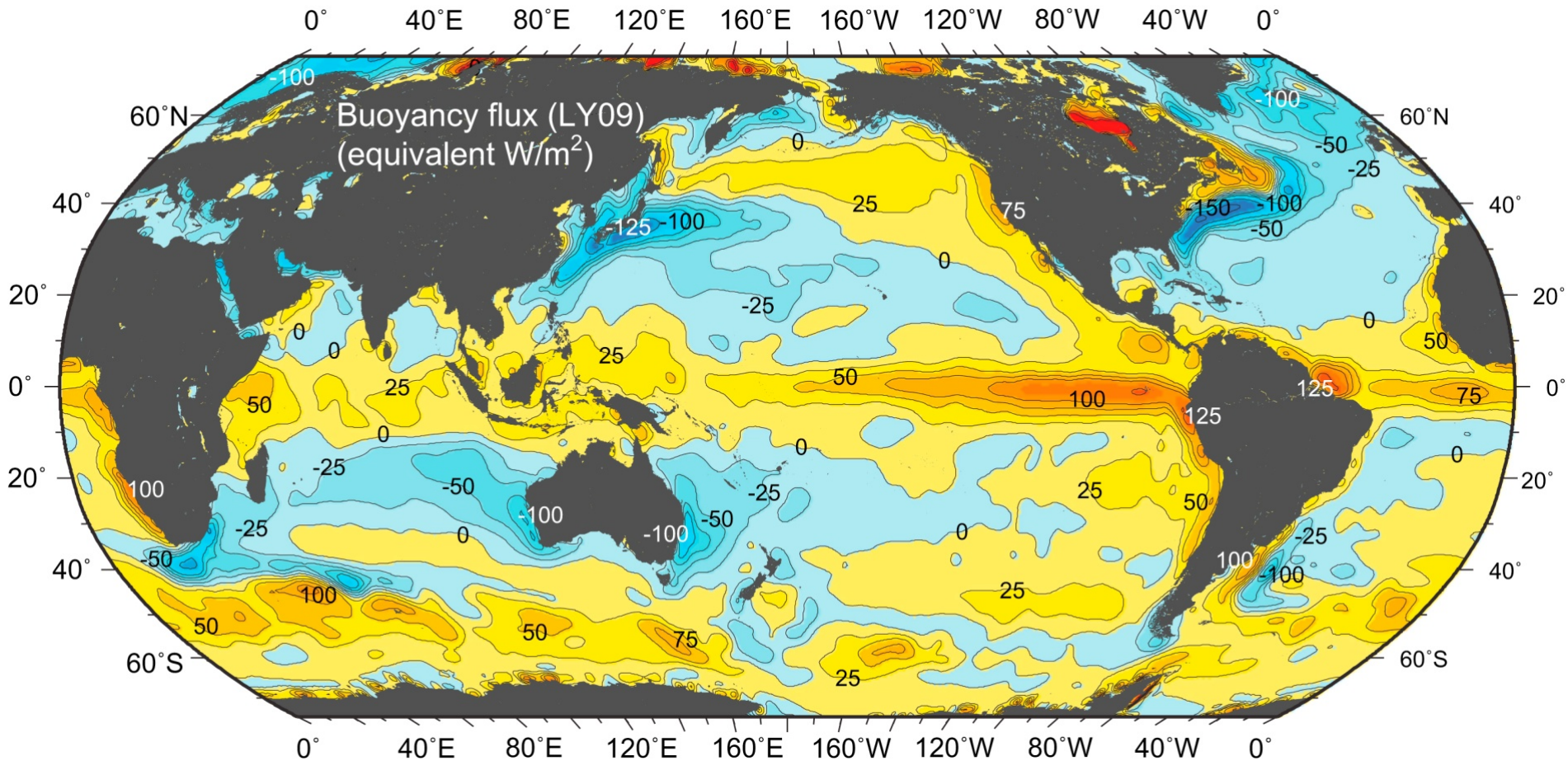
Média anual do fluxo de calor líquido (W/m²). Valores positivos: calor ganho pelo oceano. Valores negativos: calor perdido pelo oceano. Dados da climatologia do National Oceanography Centre, Southampton (NOCS). Os números e setas superpostos são o transporte meridional de calor (PW) calculado de médias da velocidade oceânica e temperatura, com base em Bryden e Imawaki (2001) e Talley (2003). Valores positivos são para o norte. Extraído de Talley et al (2011).



Fluxos de fluabilidade

- A forçante associada a fluabilidade atua para alterar a densidade da água do mar. As forçantes são associadas aos fluxos líquidos de calor e água doce (evaporação, precipitação e aporte fluvial)
 - A perda de fluabilidade (ganho de densidade) é mais vigorosa nos giros subtropicais associados às Correntes de Contorno Oeste, onde a perda de calor é intensa
 - Uma outra região de perda de fluabilidade está associada a parte subpolar do Oceano Atlântico Norte e Mares Nórdicos
 - Ganho de fluabilidade são maiores nos trópicos nas bordas leste e nas regiões de ressurgência, associados a ascensão de águas frias, onde existe ganho de calor pelo oceano
 - No caso do Oceano Atlântico, um ganho de fluabilidade também está associado ao aporte fluvial de rios com vazão significativa
 - As perdas de calor associadas à região de formação de gelo são geralmente localizadas e não aparecem em mapas globais

Fluxos de flutuabilidade



Fluxos anuais de flutuabilidade oceano-atmosfera convertidos para o equivalente de fluxo de calor (W/m^2) Valores positivos indicam que o oceano está ficando menos denso. O intervalo de contorno é de $25 W/m^2$. Extraído de Talley et al (2011).

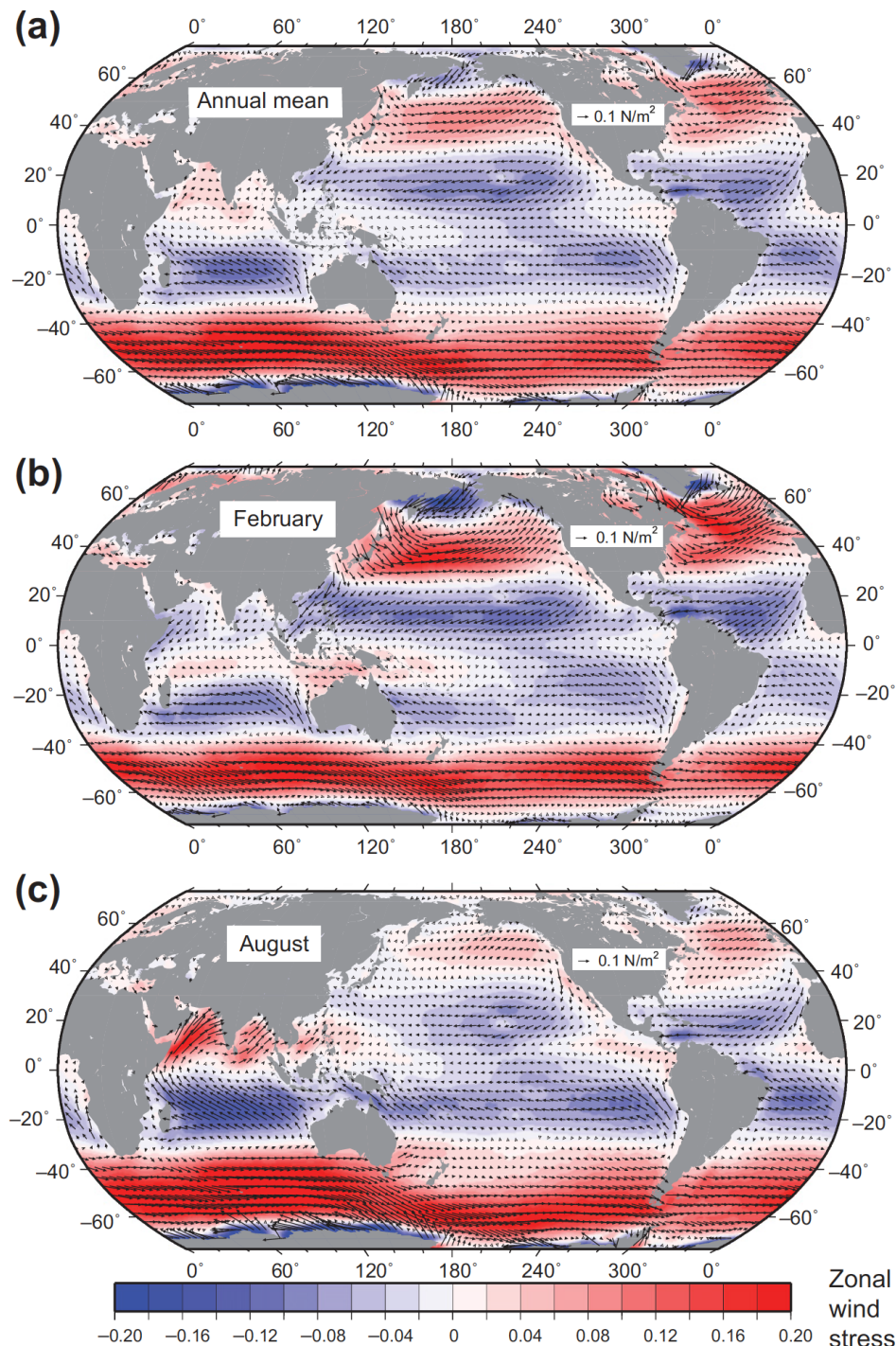


As forçantes do vento

- A tensão superficial do vento é o principal mecanismo para forçar a circulação oceânica, através de uma camada superficial onde ocorre o atrito e através da convergência e divergência de massa nesta camada
- As convergências e divergências estão diretamente relacionadas ao rotacional do vento
- Além do padrão médio de circulação, as variações sazonais do vento também são importantes, principalmente em regiões associadas ao sistema de monções

- Os padrões gerais de circulação média incluem:
 - Ventos alísios de leste nos trópicos
 - Ventos de oeste em latitudes mais polares do que 30°
 - Nos verões de ambos hemisférios, ocorre um sistema de monções com ventos soprando do oceano para o continente
 - O oposto ocorre no inverno

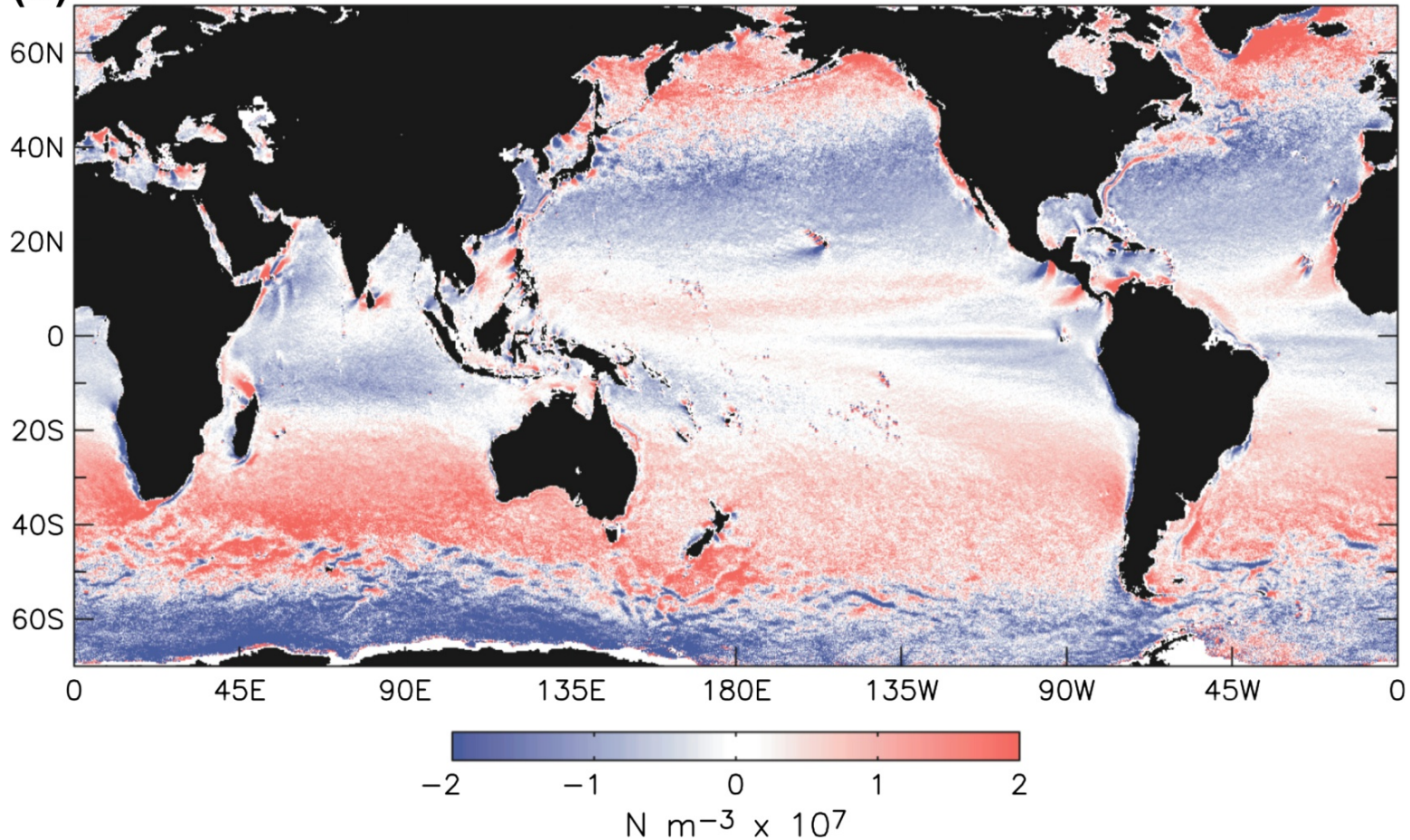
Tensão média do vento (setas) e componente zonal da tensão (cores) (N/m^2). (a) médias anuais, (b) fevereiro e (c) agosto com base em dados de reanálise do NCEP. Extraído de Talley et al (2011).



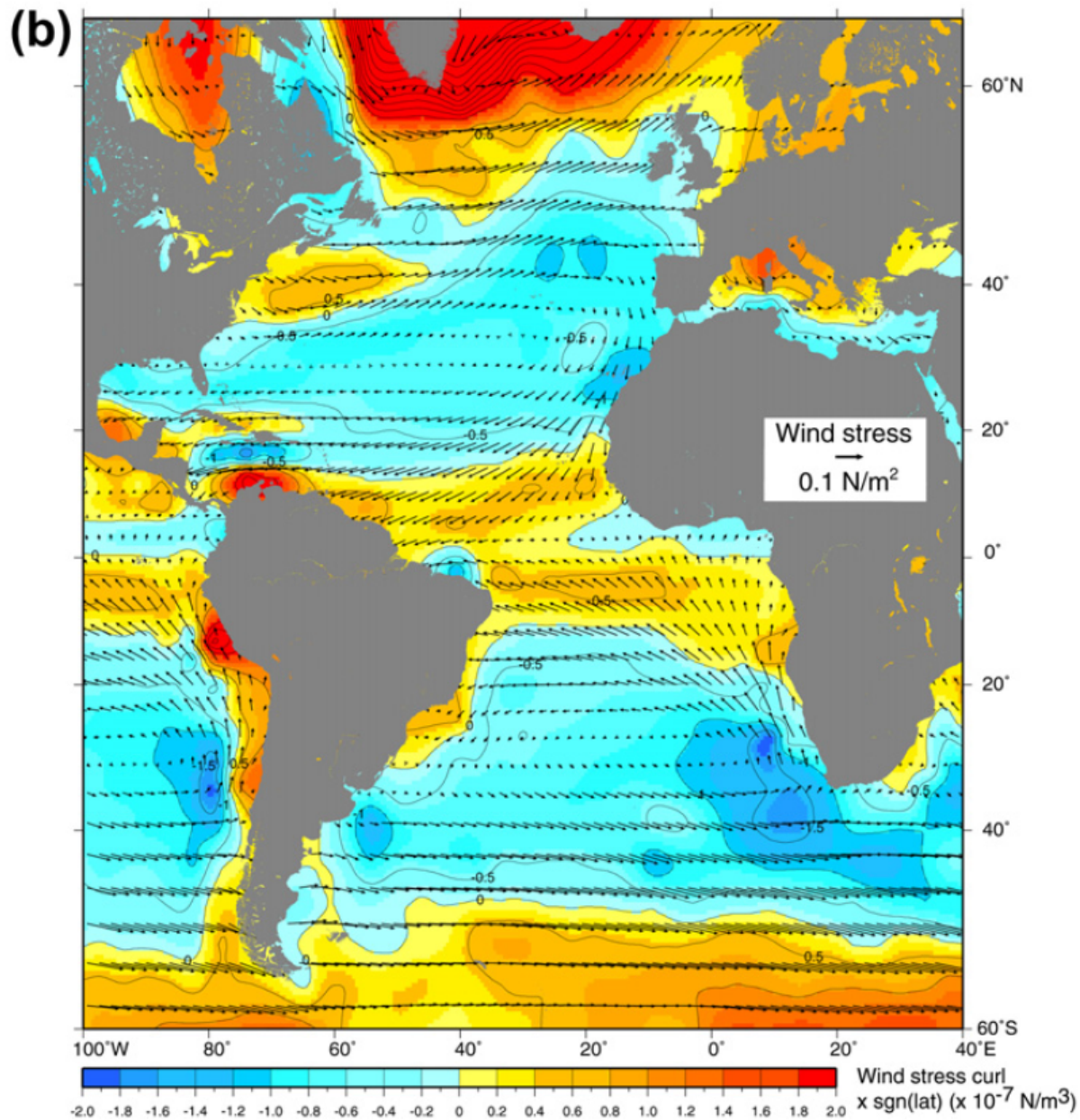
As forçantes do vento

(d)

Wind Stress Curl

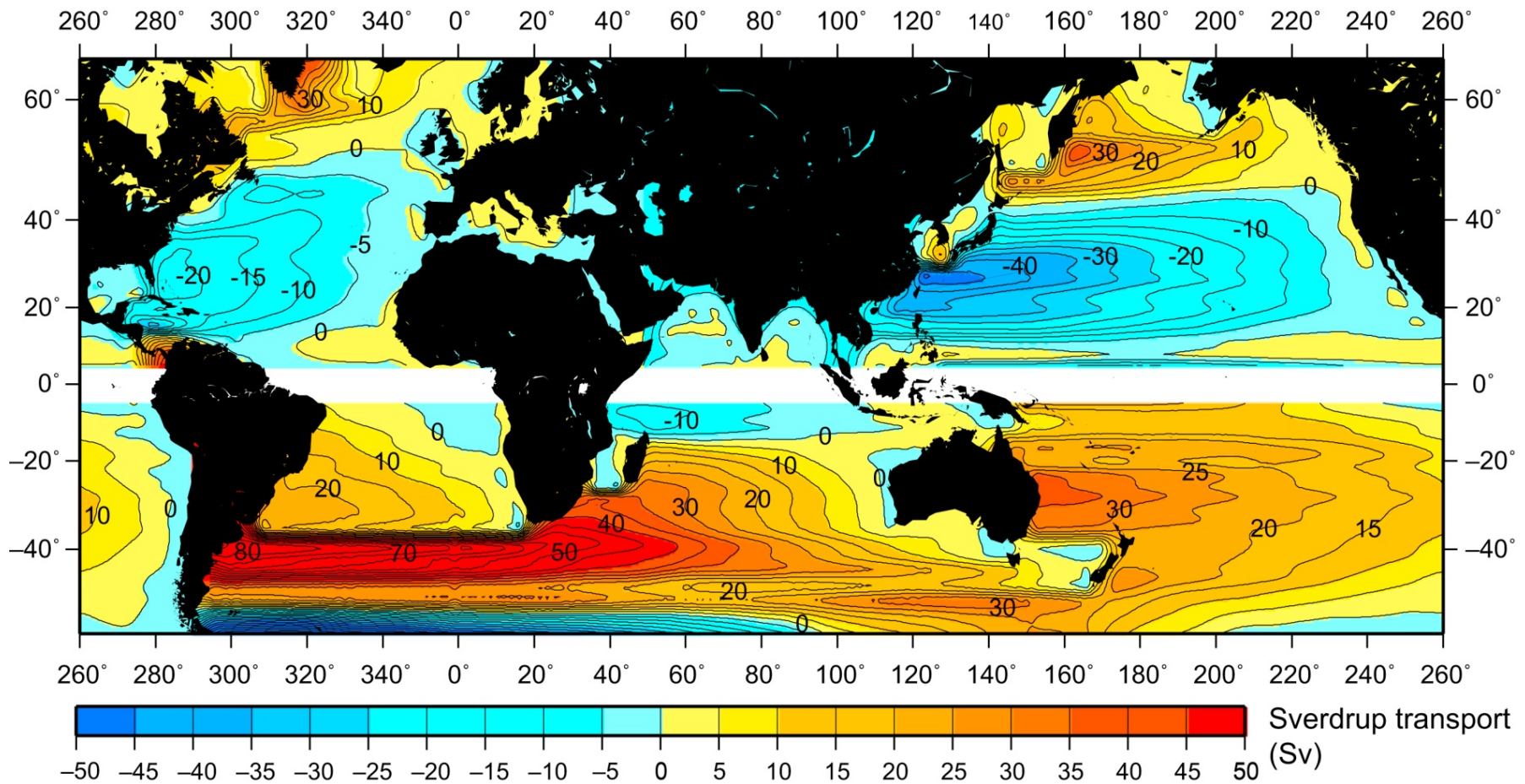


Rotacional médio do vento baseado baseado em ventos do Quikscat com uma resolução de 25 km e para o período entre 1999-2003. Valores negativos no HN e positivos no HS representam bombeamento de Ekman. Extraído de Talley et al (2011).



Média anual da tensão do vento no Oceano Atlântico (N/m²) (vetores) e rotacional do vento (x 10⁻⁷ N/m³) (cores). Multiplicado por -1 no HS. Dados de reanálise do NCEP para o período entre 1968-1996. Extraído de Talley et al (2011).

As forçantes do vento



Transporte de Sverdrup (Sv), onde azul significa sentido horário e positivo significa sentido anti-horário. Os dados de tensão do vento são provenientes da reanálise do NCEP entre 1968-1996. Extraído de Talley et al (2011). Regiões onde ocorrem convergências (divergência), tem transporte direcionado para o equador (polos)



Referências Bibliográficas

Talley et al (2011). *Mass, Salt, and Heat Budgets and Wind Forcing*. In *Descriptive Physical Oceanography: an introduction*, pp. 111-145.

Talley et al (2011). *Mass, Salt, and Heat Budgets and Wind Forcing*. In *Supplementary Materials of Chapter S5*, pp. 1-10.