

UNIDADE 4. TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA NO SISTEMA ATMOSFERA-OCEANO

Conteúdo

4.1 POR QUE A ATMOSFERA E O OCEANO SE MOVEM CONTINUAMENTE?	2
4.2 BALANÇO DE CALOR DO OCEANO E ATMOSFERA.....	4
4.3 BALANÇO DE CALOR NA SUPERFÍCIE	5
4.4 CONVECÇÃO TERMOHALINA.....	8

4.1 POR QUE A ATMOSFERA E O OCEANO SE MOVEM CONTINUAMENTE?

Os processos de troca que ocorrem na interface oceano-atmosfera são de fundamental importância na geração e manutenção de todas as circulações atmosféricas e oceânicas.

Como foi mostrado na Unidade 2, o sistema oceano-atmosfera está sujeito a radiação solar, que incidida diferencialmente sobre a Terra, gera movimentos contínuos de ambos os fluidos. Esses movimentos, por sua vez, também são afetados pela rotação da Terra.

É a energia radiante solar que fornece a energia para aquecer a superfície do oceano. Parte da radiação solar incidente ocorre na parte visível do espectro. Em média, apenas 70% da radiação solar que atinge a Terra penetra na atmosfera (30% são logo refletidos pela atmosfera). Destes, apenas 30% chegam diretamente (radiação solar direta) à superfície da Terra, embora outros 20% atinjam a superfície sob a forma de radiação solar difusa. A energia radiante solar é de novo filtrada pelas águas superficiais do oceano. Nos primeiros 10 cm de água, mesmo pura, virtualmente toda a radiação infravermelha absorvida é convertida em energia interna (energia calorífica...). No primeiro metro cerca de 60% da radiação solar é absorvida e cerca de 80% é absorvida nos 10 metros iniciais. Só cerca de 1% se mantém a 140 metros de profundidade nas águas mais transparentes do oceano subtropical. Contudo, a penetração da radiação depende da transparência da água, que por sua vez depende da quantidade de matéria em suspensão. Os extremos do espectro do visível (violeta e vermelho) penetram apenas cerca de 4 metros com 50% de atenuação. O verde e o azul são os que mais penetram com 50% de atenuação (até próximo de 40 m em água transparente). Por isso o oceano parece entre o azul e o verde (Figura 1).

A intensidade da radiação solar recebida na Terra decresce para os pólos porque:

- nas altas latitudes a mesma radiação é espalhada por uma área maior;
- nas altas latitudes atravessa uma maior espessura da atmosfera (a “espessura aparente” é maior);
- a refletividade do gelo é muito grande;
- maior quantidade de radiação é refletida nas altas latitudes porque a radiação solar incide com ângulos muito pequenos.

Assim, as regiões equatoriais são muito mais aquecidas pelo Sol que as regiões polares.

O vento em superfície transfere energia para o oceano através do atrito, gerando ondas de gravidade de superfície e correntes marítimas (transferência de momento). Além disso, a

UNIDADE 4: Transferência de energia no sistema atmosfera-oceano
 energia solar causa variações nos campos de temperatura (transferência de calor) e salinidade (transferência de energia por evaporação, precipitação, congelamento e degelo) no oceano, alterando sua densidade.

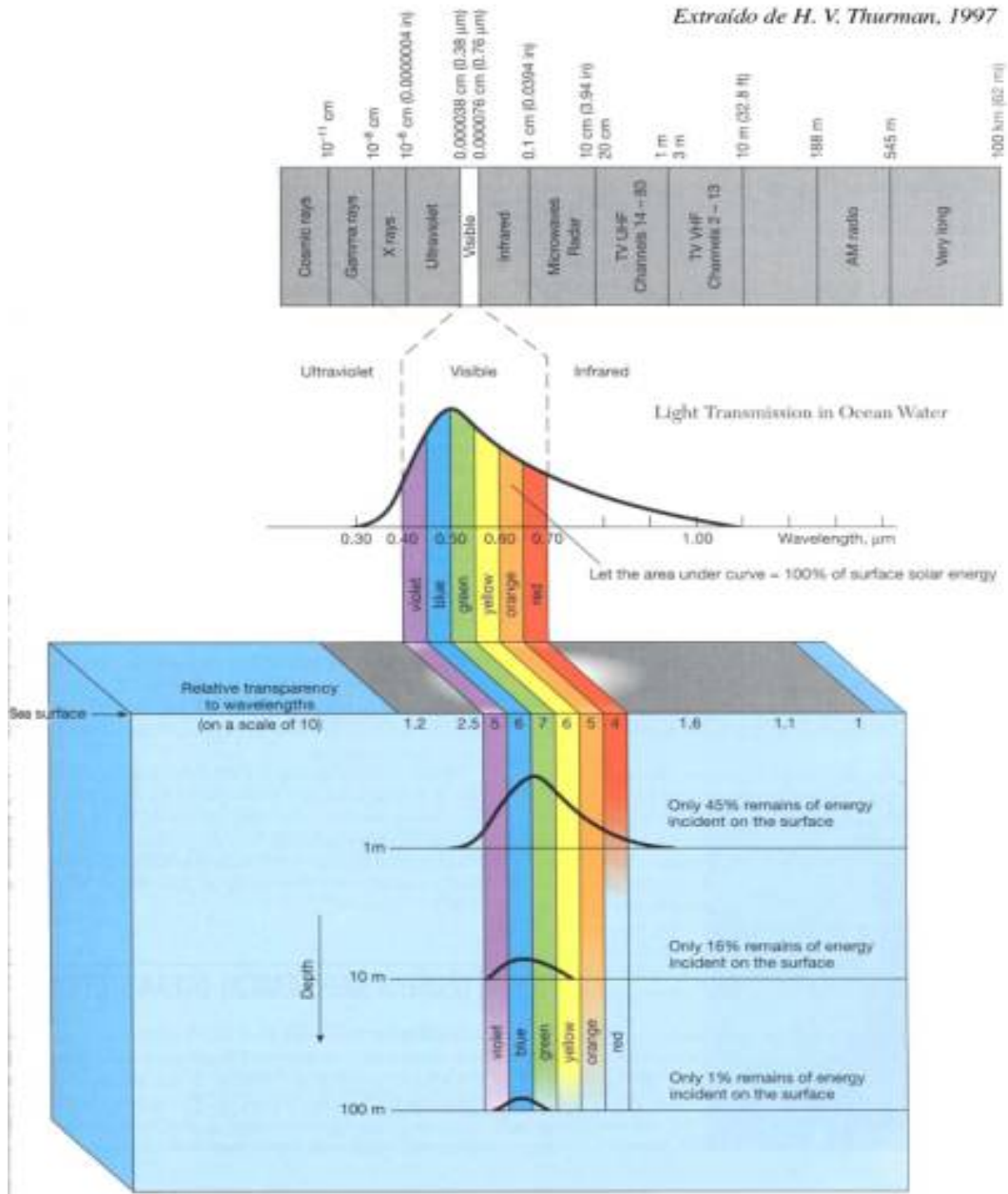


Figura 1. Penetração da energia solar na água do mar.

4.2 BALANÇO DE CALOR DO OCEANO E ATMOSFERA

A Terra emite tanta energia radiante, sob a forma de calor, como aquela que recebe, pois caso contrário a sua temperatura não se teria mantido constante ao longo dos tempos. Apesar do balanço positivo de radiação nas baixas latitudes, e negativo nas altas latitudes (Figura 2), não há evidência que as baixas latitudes estejam a aquecer e as altas latitudes estejam a resfriar. Deve então existir um mecanismo de transferência de energia interna, sob a forma de fluxos de calor, entre as baixas e as altas latitudes. Esses mecanismos são o sistema de ventos da atmosfera e as correntes oceânicas. Acredita-se que a contribuição dos oceanos para esse transporte de calor para os pólos é maior nas regiões tropicais enquanto que a atmosfera contribui mais nas regiões das latitudes mais altas (Figura 3).

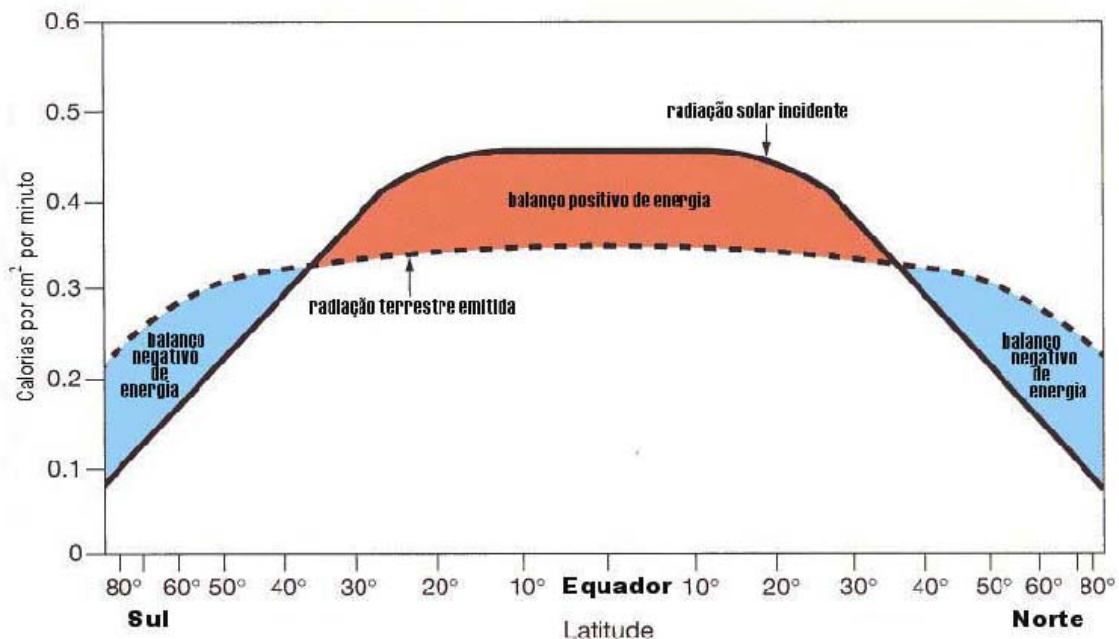


Figura 2. O balanço entre a radiação solar incidente e a radiação emitida para o espaço nas baixas latitudes equilibra o mesmo balanço nas altas latitudes, criando o balanço energético da Terra.

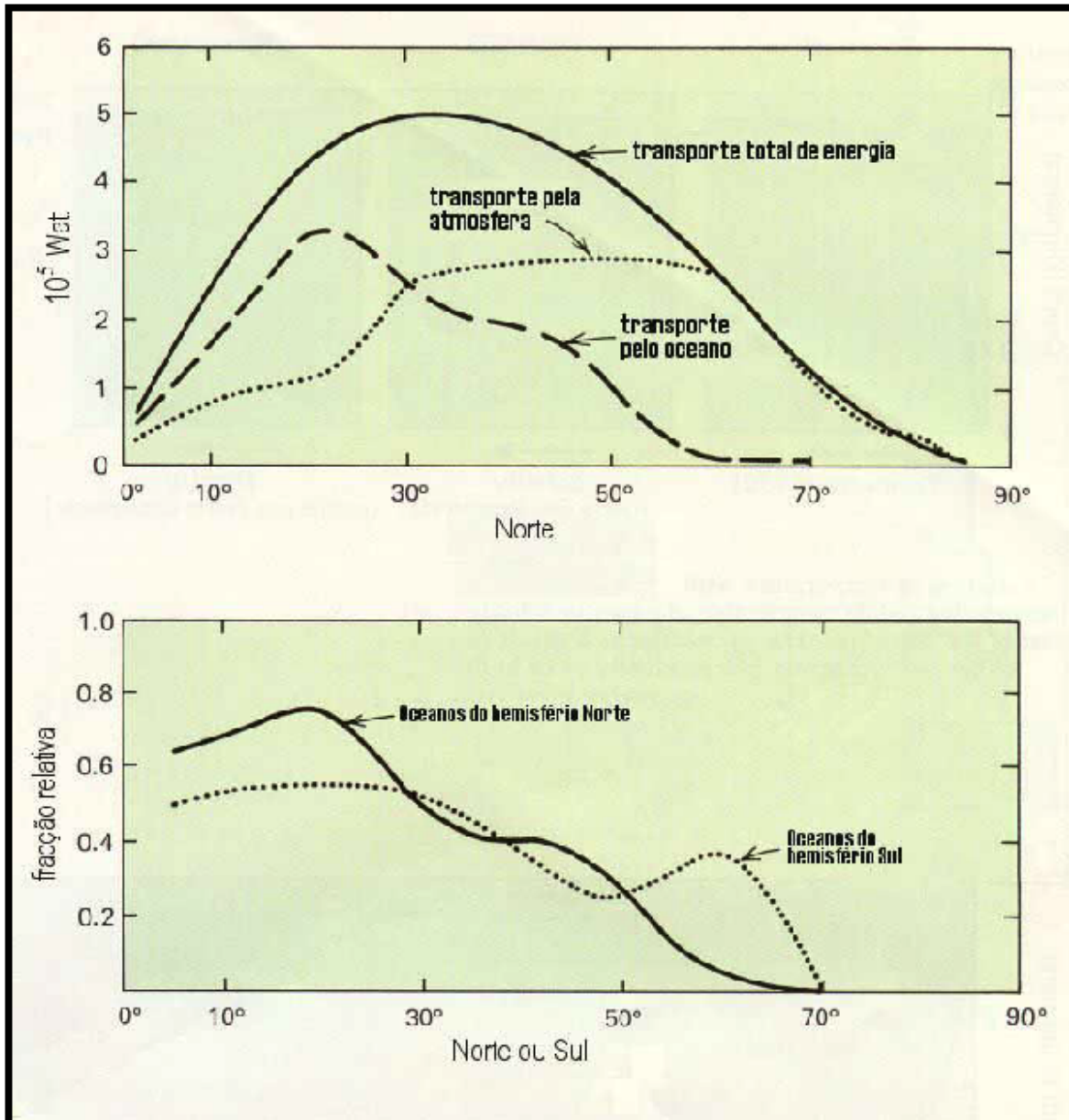


Figura 3. Em Cima: As correntes oceânicas transportam mais da metade da energia total transportada perto do Equador. Nas latitudes mais altas o transporte atmosférico excede o transporte oceânico. Em baixo: Comparação entre a energia transportada pelos oceanos no HN e HS.

4.3 BALANÇO DE CALOR NA SUPERFÍCIE

O fluxo de calor líquido na superfície horizontal pode ser expresso por:

$$Q_T = Q_S (1 - \alpha) - Q_N - Q_E - Q_H \quad (1)$$

onde: Q_S é a radiação de onda curta incidente, α é o albedo superficial, Q_N é a radiação de onda longa emitida, Q_E é o fluxo de calor latente perdido pela superfície devido à evaporação e Q_H é o fluxo de calor sensível.

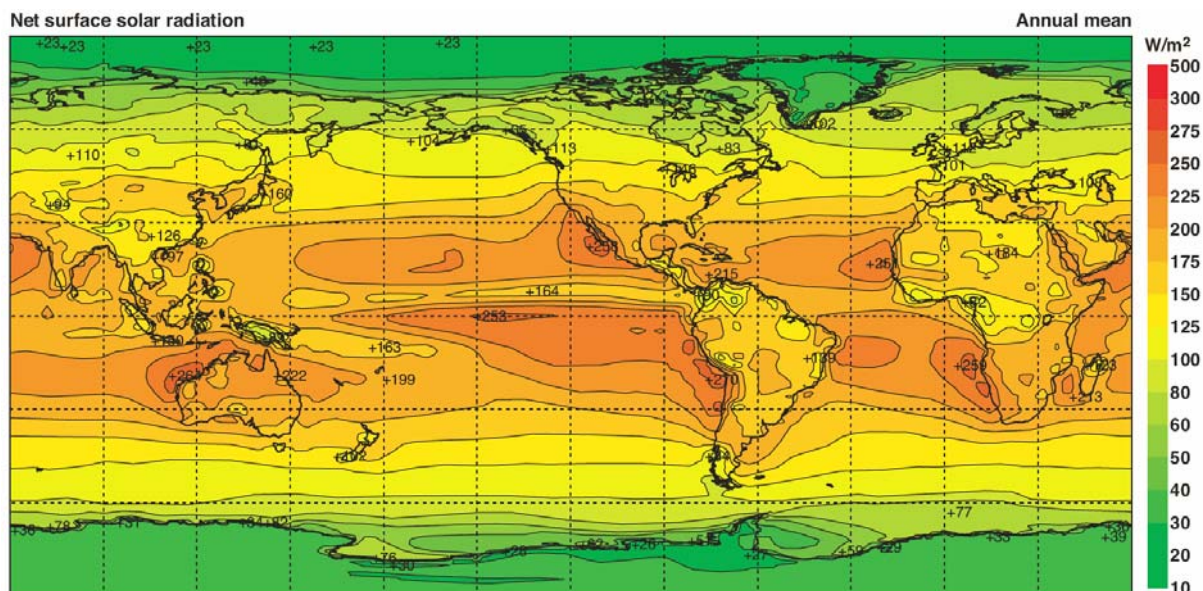
UNIDADE 4: Transferência de energia no sistema atmosfera-oceano

Ao analisar a equação acima sobre o continente, pode-se afirmar que em um ciclo anual, Q_T é praticamente zero pois o calor ganho no verão é perdido para a atmosfera durante o inverno.

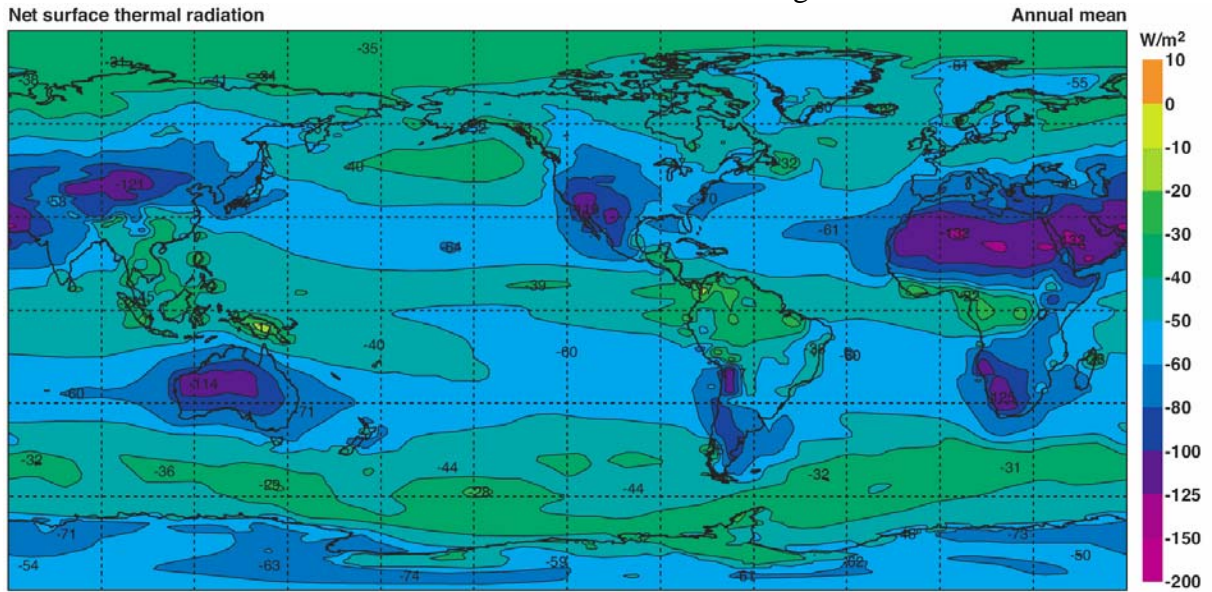
Já sobre o oceano, em um ciclo anual, há um ganho de calor entre 20°N e 20°S e perda nas latitudes mais altas. Tais perdas e ganhos são compensados pela transferência de calor da região tropical para as latitudes mais altas via correntes oceânicas.

Vale ressaltar que Q_T sobre o oceano é maior que sobre o continente devido tanto ao fato do albedo oceânico ser menor, como o fato da temperatura do oceano tropical ser menor que a do continente, perdendo menos radiação de onda longa. Outro fato interessante é que $Q_E > Q_H$ no oceano, enquanto $Q_E \sim Q_H$ no continente.

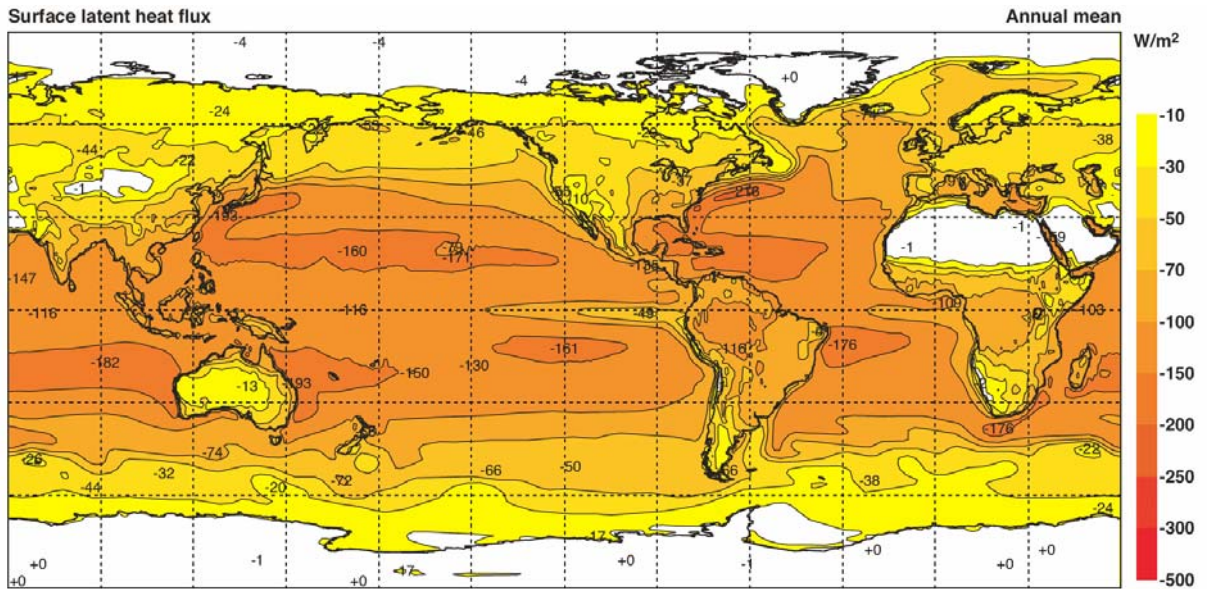
Os mapas mostrados abaixo, referentes a distribuição regional dos fluxos para o oceano, dão indícios aos processos que produzem os fluxos (Figura 4). As nuvens regulam a quantidade de luz solar que alcança a superfície do mar (Figura 4a). O fluxo de calor líquido infravermelho (Figura 4b) é maior nas regiões com menos nuvens, tais como o centro dos oceanos e o Pacífico central leste. O fluxo infravermelho líquido aparece negativo em todas as regiões. Os fluxos de calor latente (Figura 4c) são dominados pela evaporação na região dos alísios. Os fluxos do calor sensível (Figura 4d) são dominados pelo ar frio nas altas latitudes (mas ainda geram dúvidas). O ganho líquido de calor (Figura 4e) é maior na região equatorial e a perda de calor líquida é maior ao sul da Ásia e próximo a América do Norte.



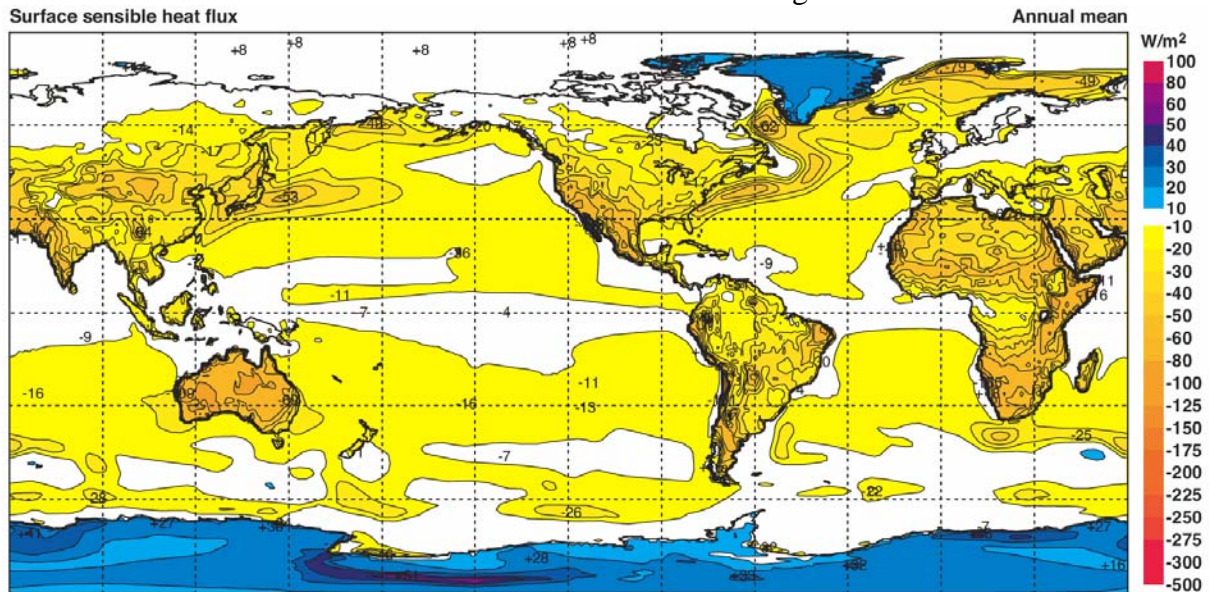
(a)



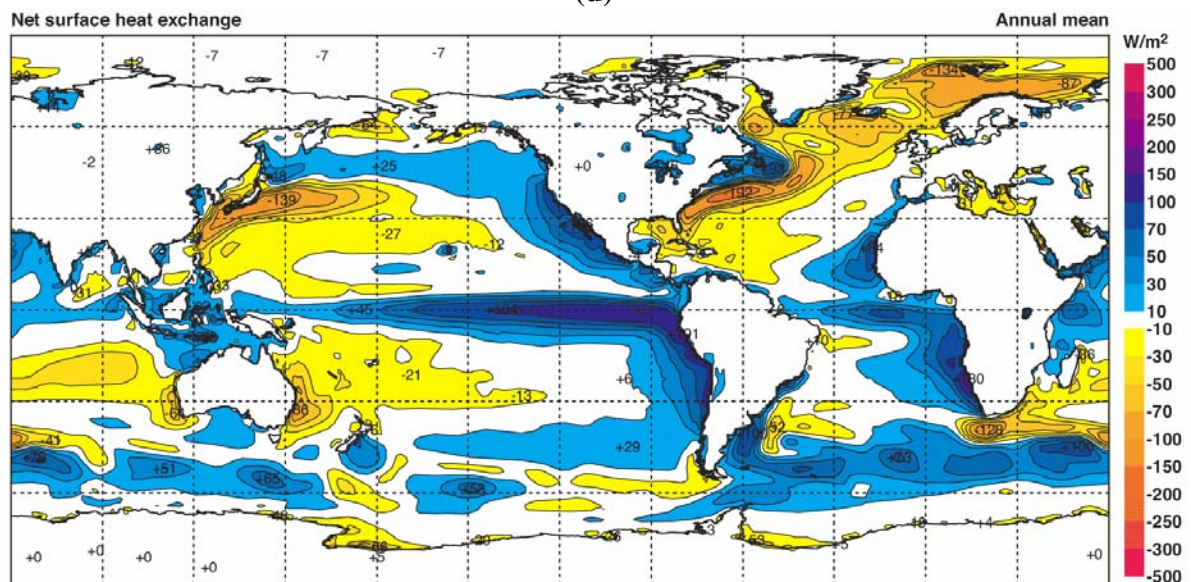
(b)



(c)



(d)



(e)

Figura 4. (a) Radiação de onda curta incidente (Q_S); (b) Radiação de onda longa emitida (Q_N); (c) Média anual do fluxo de calor latente (Q_E); (d) Média anual do fluxo de calor sensível (Q_H); (e) Média anual do fluxo de calor (Q_T). Todas as figuras se referem a superfície do mar e foram calculadas a partir de 40 anos de dados de reanálise do ECMWF (W/m^2).

4.4 CONVECÇÃO TERMOHALINA

A convecção termohalina é originada devido ao resfriamento da água superficial marinha por processos tais como evaporação, a transmissão vertical do fluxo de calor sensível (da superfície do oceano para a atmosfera), a formação de gelo e a perda de calor por radiação de ondas longas da superfície do Oceano.

A circulação de águas profundas forma um enorme “Cinturão Oceânico” (do inglês “Conveyor Belt”), que move todo o oceano (Figura 5). As correntes superficiais e profundas são as grandes responsáveis pela distribuição de calor nos oceanos e, conseqüentemente, em todo o planeta.



Figura 2: Representação da grande circulação oceânica, com a cor clara representando temperaturas mais elevadas na superfície das águas, enquanto a cor escura representa a circulação profunda, com temperaturas mais baixas.