



Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Laboratório de Interação Ar-Mar
Grupo de Micrometeorologia

RELATÓRIO DE ATIVIDADES

Abril/Outubro - 2010

Projeto de Pesquisa de Mestrado

Camada limite oceânica do Atlântico equatorial: experimentos numéricos

Fabio Luis Alves da Fonseca
Orientadora: Prof^ª. Dra. Jacyra Soares

ÍNDICE

1. RESUMO	1
2. INTRODUÇÃO	2
3. MODELO DE INTERFACE AR-MAR – FLUXOS ATMOSFÉRICOS	6
3.1 Fluxos de momento e calor.....	7
3.2 Temperatura da superfície do mar e da camada de mistura oceânica	7
3.3 Parametrização do fluxo de gases na interface ar-mar	8
3.4 Fluxo de CO ₂	10
4. RESULTADOS PRELIMINARES.....	12
4.1 Acoplamento do modelo GOTM ao modelo de transferência de gás NOAA/COARE.....	12
4.2 Processamento dos dados e software de apoio	13
4.3 Dados utilizados	13
4.4 Validação qualitativa	14
4.5 Balanço de calor, meteorologia e camada limite oceânica em 10°S 10°W.....	16
4.6 Velocidade de transferência para o CO ₂ em 10°S 10°W	18
5. CONCLUSÕES PRELIMINARES	19
6. ETAPAS FUTURAS	19
7. BIBLIOGRAFIA.....	19
8. ATIVIDADES ACADÊMICAS	21
8.1 Cronograma de execução.....	21

1. RESUMO

A versão k - ϵ com fechamento de segunda ordem de um modelo oceânico de turbulência unidimensional, o *General Ocean Turbulence Model* (GOTM), é usada para estudar a interação entre as ondas curtas não lineares e os processos turbulentos na camada limite oceânica (CLO), no oceano Atlântico equatorial. A interação entre as ondas de alta frequência e os processos turbulentos no oceano ainda não é totalmente entendida, entretanto experimentos numéricos têm-se mostrado capazes de reproduzir os mecanismos físicos mais relevantes deste tipo de interações. No relatório de atividades anterior, como de acordo com o cronograma descrito pelo projeto de mestrado, foi efetuada uma descrição geral das características físicas do oceano atlântico equatorial com foco especial no papel das ondas de gravidade interna na mistura turbulenta na região. Em específico, apresentou-se que instabilidades do tipo Kelvin-Helmholtz são preponderantes para o aparecimento da mistura turbulenta abaixo da camada de mistura. Também se verificou que as parametrizações de ondas internas do modelo GOTM não influenciam de maneira incisiva este fenômeno, pois são fisicamente muito simples – nas simulações, as ondas internas de alta frequência e as instabilidades de Kelvin-Helmholtz são introduzidas pelo método de assimilação de dados realizado por meio da relaxação usando as observações in-situ realizadas pelas bóias do projeto PIRATA. Além dos processos turbulentos e suas interações entre as ondas, há outros processos físicos na camada superior oceânica, como, por exemplo, a transferência de energia, momento e massa entre a interface oceano-atmosfera (e.g. Calor e gases do efeito estufa). Dentro do contexto atual, onde se investiga o papel dos gases do efeito estufa nas mudanças climáticas, é de suma importância tratar o transporte destas variáveis na interface oceano-atmosfera. Neste relatório será apresentado o acoplamento de um modelo de transferência de CO₂ ao GOTM.

2. INTRODUÇÃO

Cerca de um terço do carbono de origem antropogênica lançado na atmosfera, resultado da queima de combustíveis fósseis e alterações de uso do solo são absorvidos pelos oceanos, e uma fração similar é absorvida pela biosfera terrestre. Desta fração, cerca da metade é mantida na atmosfera, onde o dióxido de carbono (CO_2) é um gás que contribui para o efeito estufa.

A maioria do carbono presente no oceano é de origem inorgânica (98%), predominantemente na forma de bicarbonato (87%), e está localizada em águas profundas ou intermediárias. Dos cerca de 2% disponível em forma orgânica, a maioria é composta de carbono orgânico dissolvido (Libes, 2009).

Antes do período industrial, o oceano era uma fonte de CO_2 para a atmosfera, já atualmente, o oceano é, de maneira geral, um sorvedouro líquido de CO_2 . Esta inversão no papel oceânico se deu por conta da injeção de CO_2 de origem antropogênica no planeta (Libes, 2009). Do carbono de origem orgânica, 95% da remoção se dá pelas margens continentais, via processos geoquímicos. Já a localidade da remoção do carbono de origem inorgânica não é ainda conhecida (Hedges J. and R. Keil, 1995).

A atmosfera terrestre contém, relativamente, uma quantidade pequena de carbono, sendo a maior concentração deste elemento na forma de CO_2 e metano (CH_4). Sabe-se também que há uma variação sazonal na concentração de CO_2 , oscilando conforme a estação do ano. As concentrações são menores no verão, refletindo a absorção do gás pelas plantas. Já no inverno, o crescimento das plantas decai e, com ele, há decréscimo da remoção. Como se percebe pela Figura 2.1, a variação sazonal se dá com a latitude, sendo que as maiores amplitudes são vistas nas regiões onde há grandes alterações na produção de energia devido ao clima (em específico, ocorre principalmente no hemisfério norte, em latitudes médias).

É importante frisar que, apesar das emissões de origem antropogênica terem aumentado linearmente, a variação interanual dos níveis de CO_2 na atmosfera não têm sido lineares. Pela Figura 2.2, vê-se que a maior parte da variação interanual é devido à forçantes climáticas na biosfera, com uma contribuição menor da variação interanual do fluxo de gases na interface oceano-atmosfera. Estas forçantes climáticas estão ligadas a episódios de El Niño, onde anomalias climáticas alteram o ciclo hidrológico e o balanço de energia na atmosfera. Ainda pela Figura 2.2, é possível perceber que os picos de CO_2 estão em fase com os eventos de El Niño – tendo alta correlação negativa com o índice *Southern Oscillation Index* (uma medida de intensidade do evento El Niño).

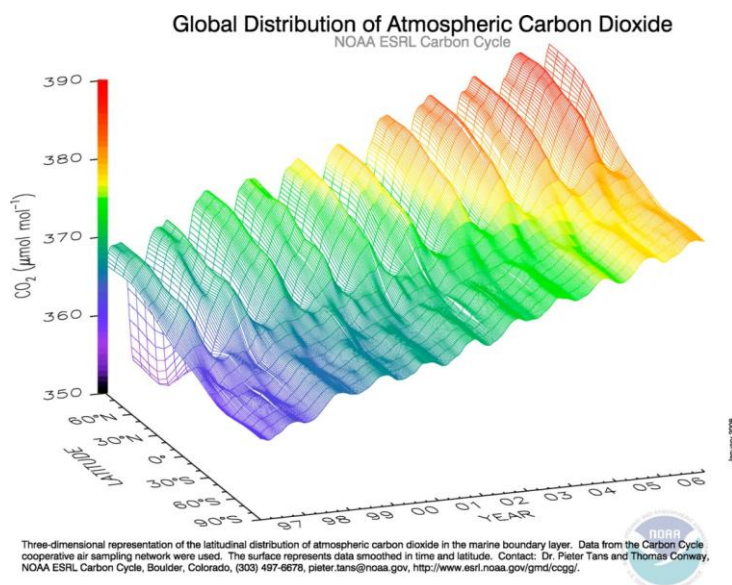


Figura 2.1: Tendência latitudinal, sazonal e intra-anual das médias mensais para a concentração de dióxido de carbono na atmosfera em fração de mole para o ar seco. Fonte: www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends.

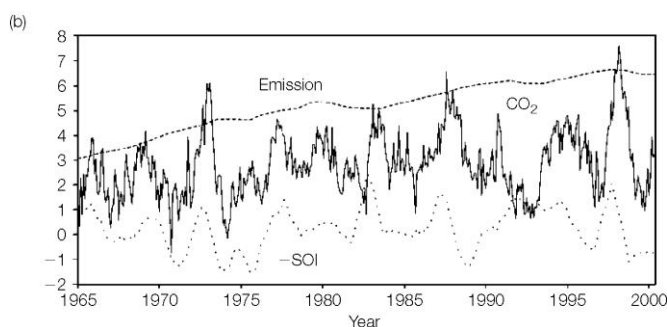


Figura 2.2: Emissão mensal de CO_2 de 1965 à 2000 (com ciclo sazonal removido) de origem antropogênica (linha tracejada), taxa de crescimento de CO_2 na atmosfera (linha sólida) em Mauna Loa, Hawaii, medido em Pg C/ano e o negativo do *Southern Oscillation Index* (linha pontilhada). Fonte: www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends

Existem três grandes “injetores” de carbono no oceano: um devido à solubilidade dos gases, um devido às trocas biológicas e um devido ao fluxo de CO_2 na interface ar-mar.

Sabe-se que os gases têm sua solubilidade aumentada a baixas temperaturas. Como consequência disto, o CO_2 é mais solúvel em águas geladas dos pólos do que nas quentes do equador. No caso dos pólos, a água mais fria e mais densa chega a afundar até abaixo da termoclina, injetando CO_2 em níveis mais profundos. Sabine *et al.* (2004) mostram (Figura 2.3) que o CO_2 de origem antropogênica tem sido transportado à profundidades bastante inferiores às da termoclina. Este sistema de injeção depende dos processos físico-químicos ligados à circulação da água, por isto o nome *Injeção de carbono devido à troca gasosa*.

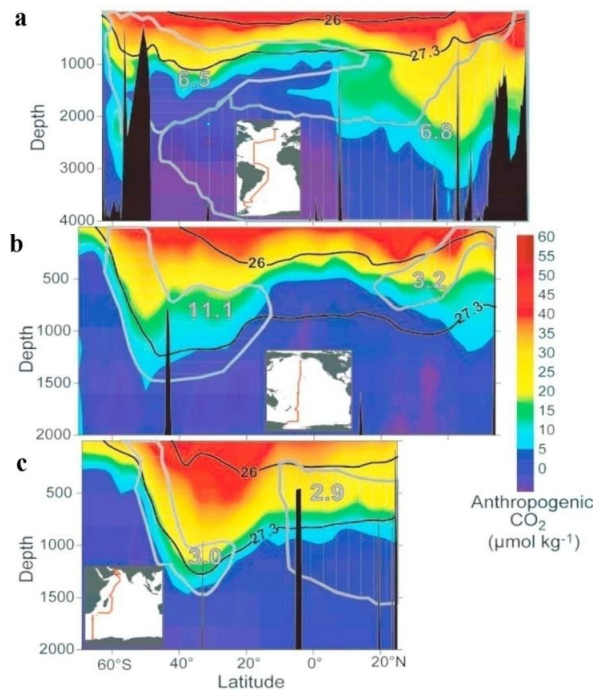


Figura 2.3: Penetração de dióxido de carbono de origem antropogênica na coluna d'água oceânica. (a) Oceano Atlântico; (b) Oceano Pacífico; (c) Oceano Índico. As linhas pretas são isopicnais, as cinzas são divisões entre águas intermediárias e profundas, sendo os números que as acompanham o valor de CO_2 antropogênico que encerram (Pg C). **Obs.:** A penetração de carbono de origem antropogênica chega a ser 2 vezes mais profunda no Atlântico norte do que nos outros oceanos. Fonte: Libes (2004).

A injeção de carbono por vias biológicas se dá pela submersão de partes biogênicas, i.e. restos de particulados de carbono inorgânico (*particulated inorganic carbon*) e orgânico (*particulated organic carbon*) na coluna d'água. O processo de injeção se dá em 2 vias: em um primeiro momento há submersão das partículas a partir da superfície oceânica. Ao submergir, parte destas partículas é remineralizada e outra parte é efetivamente retirada de qualquer posterior interação com a atmosfera. Em outro momento, as partículas que não foram processadas na etapa 1 são soterradas por sedimentos e, assim, são retiradas do ciclo do carbono por períodos de cerca de milhares de anos (Libes, 2009).

A concentração de CO_2 (medida pela pressão parcial do CO_2 , $p\text{CO}_2$) na superfície oceânica possui variação geográfica e sazonal, com valores entre 150 à 550 μatm . Já na atmosfera, sua concentração atual é de cerca de 380 ppm (Libes, 2009). Estes valores tornam a superfície oceânica altamente supersaturada em relação ao $p\text{CO}_2$ em alguns lugares e altamente subsaturada em outros. Deste desequilíbrio surgem os fluxos de CO_2 entre a interface ar-mar.

A maneira tradicional de se calcular este fluxo é utilizar a primeira lei de Fick, onde o fluxo de CO_2 é calculado a partir do gradiente de $p\text{CO}_2$ encontrado entre a superfície do oceano e a atmosfera

Takahashi *et al.* (2002) a partir de um banco de dados contendo aproximadamente 50 anos de observações coletados *in situ* (de 1956 à 2000), em todo o globo, foi capaz de calcular a média mensal e anual do fluxo de CO₂ para anos sem o fenômeno El Niño.

Na Figura 2.3, pode se verificar que as regiões equatoriais funcionam como fontes de CO₂ à atmosfera, mas, no geral, o oceano se comporta como um sorvedouro. Ele é capaz de retirar CO₂ à taxa de 2 Pg C/y (Peta grama de unidades de carbono/ano), o que é um valor bem mais alto àquele encontrado nos oceanos pré-revolução industrial - cerca de 0.6Pg C/y - (Takahashi *et al.*, 2002).

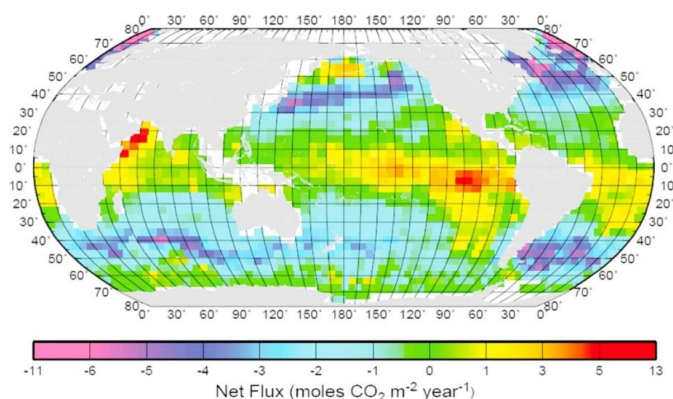


Figura 2.4: Média anual do fluxo líquido de CO₂ na interface oceano atmosfera em moles CO₂ m⁻² ano⁻¹ para o ano de referência de 1995. Fontes de CO₂ são mostradas em vermelho e amarelo, sorvedouros em azul e roxo. Fonte: Takahashi *et al.* (2002).

O desequilíbrio gasoso que ocorre no planeta se deve às correntes geostróficas nos oceanos, pois elas carregam águas mais quentes em direção aos pólos. Por conta desse transporte de águas de diferentes temperaturas, a composição química da água é modificada, ocorrendo a retirada/entrada de CO₂ na coluna d'água. Portanto, as correntes oceânicas funcionam como gatilho para os processos que ocasionarão os fluxos de CO₂. O oceano Atlântico norte é o principal sorvedouro de CO₂ de origem antropogênica no globo. A combinação dos efeitos de formação de águas, corrente geostrófica, ressurgência e de ventos de alta velocidade faz com que as águas com baixo nível de CO₂ do Atlântico norte recebam o excedente encontrado na atmosfera. O Atlântico sul aparenta ter um pequeno papel como sorvedouro de CO₂, com a direção do fluxo de pCO₂ correlacionada diretamente ao à intensidade dos jatos de leste circumpolares. A ressurgência oceânica decorrente dos ventos contrabalança a forte injeção de CO₂ de origem biológica que existe no oceano Sul.

As regiões oceânicas que funcionam como fontes de CO₂ para a atmosfera são aquelas onde a ressurgência, associada ao escoamento de retorno da circulação meridional, traz à superfície águas ricas em CO₂. Estas, mais alcalinas e frias, se aquecem ao encontrar a camada de mistura. Uma vez mais quentes, a solubilidade da mistura de carbonato de cálcio (CaCO₃) diminui e o resultado final é a liberação de CO₂ na camada limite oceânica. Assim, o CO₂ de origem oceânica toma o lugar que estaria disponível para o gás de origem atmosférica adentrar o oceano. A continuidade deste processo faz o sinal do fluxo se inverter com o passar do tempo.

Os fluxos de pCO₂ também podem variar de maneira sazonal. Estes efeitos são observados principalmente em regiões sujeitas a grandes variações de temperatura/produção de massas d'água e processos bioquímicos. Ainda por Takahashi *et al.* (2002), vê-se que os padrões espaciais e temporais de remoção de CO₂ no oceano batem com aqueles onde há produção líquida de CO₂ (Figuras 2.3 e 2.4), atingindo valores mais altos nas zonas de águas subpolares e de ressurgência costeira.

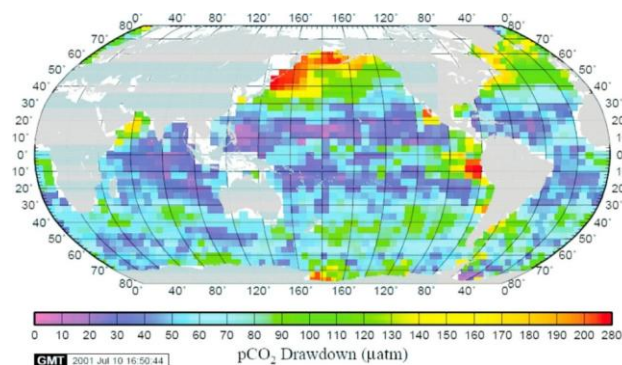


Figura 2.5: Remoção biológica de CO₂. Em vermelho, locais associados a fortes eventos de ressurgência, onde a remoção por processos biológicos é mais intensa.

3. MODELO DE INTERFACE AR-MAR – FLUXOS ATMOSFÉRICOS

O modelo unidimensional *General Ocean Turbulence Model* (GOTM) possui vários métodos para o cálculo dos fluxos de momento e calor entre a interface oceano-atmosfera. O método utilizado neste trabalho para o cálculo dos fluxos foi o de Fairall *et al.* (1996a,b, 2003), que representa um aprimoramento do método proposto anteriormente por Liu-Katsaros-Businger (Liu *et al.*, 1979). O método é conhecido como COARE *Bulk Flux Algorithm* e a 2.5 implementada no GOTM é a 2.5. A radiação solar foi prescrita por dados colhidos *in situ*.

Para estimativa do fluxo de CO₂ foi acoplado ao GOTM o método de Fairall para transferência de gases entre o oceano e a atmosfera. Este método consiste de uma adaptação do algoritmo COARE, onde as trocas gasosas na interface oceano-atmosfera são parametrizadas por meio das relações propostas por Soloviev e Schlüssel (1994). Chamado de *parametrização*

para o fluxo de gases NOAA/COARE, possui uma generalização para cálculo do efeito *Cool Skin* para a transferência gasosa na interface oceano-atmosfera.

3.1 Fluxos de momento e calor

Mudanças na quantidade de calor armazenada nos primeiros metros do oceano resultam de um desequilíbrio entre a entrada e a saída de calor na interface oceano-atmosfera. O fluxo de calor na superfície oceânica pode ser descrito como:

$$Q_{net} = (1 - \alpha)Q_{sw} - [Q_{lw} + H_s + H_l] \quad (1)$$

Onde α é o albedo, Q_{sw} é a radiação de onda curta incidente, Q_{lw} é a radiação líquida de onda longa, H_s e H_l são os fluxos turbulentos de calor sensível e latente e são dados pela Equação (2).

Fairall *et al.* (1996b) incrementando o trabalho de Liu-Katsaros-Businger (Liu *et al.*, 1979), adicionou uma nova especificação para a relação entre rugosidade e tensão e um parâmetro de rajada de vento para levar em consideração flutuações na turbulência atmosférica e funções de perfil, cujo intuito é não ultrapassar o limite convectivo.

Os fluxos turbulentos de calor sensível H_s , calor latente H_l e momento τ são definidos pela média de Reynolds:

$$\begin{aligned} H_s &= \rho_a c_{pa} \overline{w'T'} = -\rho_a c_{pa} u_* T_* \\ H_l &= \rho_a L_e \overline{w'q'} = -\rho_a L_e u_* q_* \\ \tau &= \rho_a \overline{w'u} = -\rho_a u_*^2 \end{aligned} \quad (2)$$

onde w' , T' e u' representam as flutuações turbulentas do vento vertical, temperatura, umidade e vento horizontal, respectivamente; T_* , u_* e q_* são as escalas de temperatura, velocidade e umidade específica. As barras horizontais representam uma média de Reynolds, mas, na prática, utilizam-se valores médios no tempo.

3.2 Temperatura da superfície do mar e da camada de mistura oceânica

A temperatura da superfície é um parâmetro de entrada no método de estimativa de fluxo de calor e momento descritos acima. Para se estimar corretamente a temperatura da superfície do oceano é necessário levar em consideração dois efeitos: o “cool-skin” e o “diurnal warm-layer”.

Os fluxos de calor sensível, latente e momento ocorrem nos primeiros milímetros da fração superior da interface ar-mar e isto gera o efeito conhecido como *cool skin* (Woodcock, 1941; Saunders, 1967) – i.e. devido aos fluxos, há o aparecimento de um grande gradiente de temperatura na interface. A existência deste efeito faz com que a interface em contato com a atmosfera fique cerca de 0,2 ~ 0,5 K mais fria do que a água um milímetro abaixo da superfície. O mecanismo atuante é a condução molecular, onde a interface tenta se ajustar às direções do fluxo de calor diminuindo a sua temperatura.

Por outro lado, em condições de vento fraco, durante o período diurno, a superfície tende a um estado dinamicamente estável e os primeiros metros apresentam temperatura muito superior aos níveis imediatamente abaixo. Este fenômeno é chamado de *diurnal warm layer* e pode atingir até pouco mais de um metro de profundidade (Price *et al.*, 1986).

Como discutido detalhadamente em Fairall (1996a), o modelo COARE 2.5 leva em consideração os dois efeitos. Ambos as parametrizações, tanto para *cool skin* quanto o *warm-layer*, necessitam como variável adicional o fluxo de onda curta incidente. Já a parametrização de *warm-layer* necessita outra variável adicional, que é a profundidade do sensor. Estas correções são baseadas na integração dos balanços de energia e momento em superfície e, portanto, requerem uma série de dados, não podendo ser aplicada a um único ponto (Price *et al.*, 1986).

3.3 Parametrização do fluxo de gases na interface ar-mar

Fairall *et al.* (2000) apresentam uma parametrização para a transferência de gases na interface ar-mar. O novo algoritmo é baseado naquele apresentado em Fairall *et al.* (1996b) com adição de conceitos de *surface renewal* como proposto por Soloviev e Schlüssel (1994). O novo modelo, batizado de NOAA/COARE, contém não somente atualizações para resolver os efeitos de *cool skin*, *warm-layer* e efeito Webb, mas também foi ampliado para resolver aplicações de transferências gasosas.

De maneira geral, a parametrização se baseia na adição direta dos fluxos dos gases na água e no ar. Feita em termos de componentes moleculares e turbulentos para ambos os ambientes, leva em consideração a fina camada oceânica onde ocorre a transferência molecular. A expressão, dada pela Equação (3), é geral e pode ser aplicada a qualquer gás.

$$F_s = \frac{A_{sol} u_{*a} \Delta p_x}{\sqrt{\rho_w / \rho_a} [h_w S_{cw}^{1/2} + \ln(z_w / \delta_w) / \kappa] + \alpha [h_a S_{ca}^{1/2} + C_d^{1/2} - 5 + \ln(S_{ca} / (2\kappa))]} \quad (3)$$

onde os subscritos *s*, *a* e *w* se referem, respectivamente, à superfície, ar e água, α é a função adimensional de solubilidade (que depende do tipo do gás, temperatura e salinidade), u_{*a} é a velocidade característica da atmosfera, Δp_x é a diferença entre pressão parcial do gás em estudo (subscrito *x*) pela interface ar-mar, ρ é a densidade da água, S_c é o número de Schmidt do gás, z é a profundidade onde a medida foi feita, δ é a espessura estimada da camada turbulenta superficial, κ é a constante de von Karman e C_d é o coeficiente de arrasto aerodinâmico atmosférico. Além destas variáveis, o termo relativo à solubilidade na Equação (3), pode ser expresso como

$$A_{sol} = 10^5 \alpha / (R_{gas} T) \quad (4)$$

onde R_{gas} é a constante universal dos gases. Outra função que aparece em (3) é aquela responsável pelos efeitos de mistura turbulenta devido ao empuxo (efeitos térmicos),

$$h_x = \frac{\Lambda R_r^{1/4}}{\varphi_x} \quad (5)$$

onde Λ é uma constante ajustável, R_r é o número de rugosidade de Reynolds e φ é uma função empírica que leva em consideração os efeitos de empuxo na transferência turbulenta no oceano.

Dividindo-se ambos os lados da equação (3) por Δp_x é possível obter a fórmula bulk para o cálculo do fluxo de um gás:

$$F = k_x \alpha_x \Delta p_x \quad (6)$$

onde k_x é a velocidade de transferência do gás *x* e α_x é a solubilidade de *x* – sendo que Δp_x deve ser prescrito ao algoritmo.

É importante citar que este algoritmo tem como parâmetros de entrada variáveis calculadas pelo modelo COARE. Em específico, são elas o fluxo de calor latente e sensível, o fluxo de momento e a velocidade característica do lado atmosférico.

Efeitos de escala molecular como a transmissão do gás via bolhas e pela quebra de ondas externas foi parametrizado de forma heurística, pois o problema das trocas intermediadas por estes processos são sabidamente complexos. Para a troca intermediada por bolhas (*whitecap*) e pela quebra de ondas de superfície foi escolhida a parametrização de Woolf, (1997):

$$k_b = V f \alpha^{-1} [1 + (e \alpha S_c^{-1/2})^{-1/n}]^{-n} \quad (7)$$

onde V , e n são constantes e f é a fração de *whitecap* (Monahan e O’Muicheartaigh, 1980), dada por:

$$f = B U^{3,4} \quad (8)$$

onde U é o vento médio e B é uma constante empírica. Os efeitos calculados pela Equação (8) são adicionados diretamente à velocidade de transferência e possuem como forçante de ampliação a velocidade do vento.

3.4 Fluxo de CO₂

O fluxo de CO₂ é calculado pela aplicação da Equação (6) com alguns ajustes empíricos. Onde aparece o subscrito x serão utilizados as variáveis específicas para o CO₂. No caso, são elas a pressão parcial para o CO₂, ΔpCO_2 , a solubilidade, α_{CO_2} , e a velocidade de transferência k_{CO_2} .

A equação para o fluxo de CO₂ com os devidos parâmetros empíricos é dada pela Equação (9).

$$F = k_s \left[pCO_{2w} \frac{\alpha_w}{\alpha_s} (1 + 0,015\Delta T) - pCO_{2a} \right] \quad (9)$$

onde $\Delta T = T_w - T_s$ e tanto α_w e α_s são calculados à temperaturas T_w (temperatura da água abaixo da cool skin) e T_s (temperatura da superfície em contato com a atmosfera) respectivamente.

O termo relativo ao empuxo (Equação 5), para o lado oceânico, é alterado para levar em consideração o efeito cool-skin. A nova equação é

$$h_w = \frac{13,3}{A\varphi} \quad (10)$$

onde A é uma constante empírica e φ é uma função empírica relacionada à transferência devido a efeitos térmicos (empuxo), igual à $6/\lambda$ (Saunders, 1967), onde λ é dado por:

$$\lambda = 6 \left[1 + \left(\frac{Q_b 2^4 g \alpha \rho_w C_p v^3}{u_{*a}^4 (\rho_a / \rho_w)^2 k_T^2} \right)^{3/4} \right]^{-1/3} \quad (11)$$

e onde ν é a viscosidade cinemática, K_T é a condutividade térmica da água e Q_b é o resfriamento equivalente da interface, que leva em consideração os efeitos da salinidade devido à evaporação no fluxo de empuxo, e é dada por

$$Q_b = Q + \left(\frac{S b_e C_p}{\alpha L_e} \right) H_l \quad (12)$$

onde S é a salinidade, b_e é o coeficiente de expansão salina, L_e é o calor latente de vaporização e Q é o resfriamento total da interface (balanço de calor, como em Fairall *et al.*, (1996b)).

As constantes empíricas de ajuste são as propostas por Hare *et al.* (2004), e valem $A=0,625$ e $B=2$. Vale salientar que a constante A é escolhida para que se adeque às curvas de velocidade de transferência obtidas em experimentos *in situ*. Sua qualificação correta influencia diretamente a velocidade de transferência e, portanto, o fluxo de CO_2 (Jeffery *et al.*, 2004).

4. RESULTADOS PRELIMINARES

4.1 Acoplamento do modelo GOTM ao modelo de transferência de gás NOAA/COARE

Parte significativa do esforço investido nesta etapa do trabalho se deu no acoplamento entre os modelos de cálculo dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente e do fluxo de gás entre a interface ar-mar.

O modelo GOTM possui um complexo módulo de rotinas numéricas para o cálculo de diversas propriedades entre a interface oceano-atmosfera. Este módulo pode funcionar em separado àquele de turbulência e tem como intuito principal servir de plataforma de apoio para o módulo de biologia (não utilizado aqui), que utiliza os fluxos de momento, calor e radiação de onda curta como parâmetros de entrada. Já o modelo NOAA/COARE para o cálculo do fluxo de gases entre a interface oceano-atmosfera, disponibilizado por Hare *et al.* (2004), possui rotinas específicas para o cálculo da velocidade de transferência para o CO₂ (e há outros modelos para outros gases) e da solubilidade – o fluxo final de CO₂ é deixado para implementação do usuário.

O NOAA/COARE necessita como parâmetro de entrada as variáveis calculadas pelo módulo ar-mar do GOTM: fluxo de calor sensível, latente e momento e velocidade característica da atmosfera. Na versão original disponível em matlab, o NOAA/COARE utilizava a versão 3.0 do algoritmo de Fairall *et al.* (1996b e 2003) para calcular estes parâmetros de entrada. Apesar de o GOTM utilizar a versão 2.5 desse algoritmo, não há mudanças significativas nos resultados obtidos. Em correspondência com os autores de ambos os modelos, se obteve a informação de que as diferenças entre as implementações são mínimas (elas se dão na performance dos algoritmos, não nos cálculos físicos) e que foram amplamente testadas.

Em específico, o trabalho se deu em identificar, no GOTM, como o processamento do módulo ar-mar trata o cálculo do modelo de Fairall. Em posse destas informações, foi possível, diretamente após o cálculo dos fluxos e sua interpolação (esta é tratada automaticamente no modelo), criar subrotinas que utilizavam os valores obtidos naquele passo de tempo para os fluxos como variáveis de entrada para a obtenção do fluxo de CO₂. A subrotina existente no modelo neste instante faz apenas conversões de unidades e outros cálculos simples, imprimindo o resultado em tabelas para posterior pós-processamento no modelo programado em Matlab. Do lado NOAA/COARE foi necessário remover todas as referências ao modelo de entrada antigo, tornando-o compatível com a nova tabela gerada pelo GOTM.

Após completa a etapa anterior, outro elemento de trabalho importante foi adequar as unidades físicas dos parâmetros de entrada. O modelo NOAA/COARE possuía diversas variáveis em unidades diferentes daquelas calculadas pelo GOTM, e.g. umidade específica, pressão atmosférica e os sinais dos fluxos de calor latente e sensível.

4.2 Processamento dos dados e software de apoio

O módulo ar-mar do modelo GOTM necessita de dados de entrada em um arquivo diferente daqueles utilizados para a inicialização do módulo de turbulência. Em específico, ele necessita das variáveis: temperatura da superfície do mar, componente x do vento em 10 m, pressão do ar em 2 m, temperatura do ar em 2 m, umidade relativa e data em formato específico. Entretanto, os dados disponibilizados no site do projeto PIRATA estão em outro formato, diferente do esperado para o GOTM. Assim, foi programado um software em C++ que processa todos os arquivos recolhidos no site do PIRATA, remove as linhas com dados espúrios (-9999), compara as datas, formata e imprime as tabelas no formato esperado.

4.3 Dados utilizados

Com o intuito de testar o acoplamento entre o GOTM e o modelo de fluxo de CO₂, realizado neste trabalho, foram utilizados dados colhidos de uma bóia do projeto *Prediction and Research Moore Array over the Tropical Atlantic Ocean* (PIRATA), fundeada em no Atlântico equatorial (10°S, 10°W), foram utilizados para validação e cálculo numérico dos fluxos de calor latente, sensível, momento e velocidade de transferência para o CO₂. A bóia registrou medidas de alta frequência (de 10 em 10 minutos) das seguintes variáveis: temperatura do ar e umidade relativa, direção e velocidade do vento, radiação de onda curta incidente e temperatura da superfície do ar em 1 m de profundidade. Este local foi escolhido pois permite a comparação dos resultados obtidos aqui com os de Jeffery *et al.* (2007).

Conforme o apresentado por Foltz *et al.* (2003) e Jeffery *et al.* (2007), o local foi escolhido pois não há contribuição de processos advectivos ao balanço de calor. Segundo Jeffery *et al.* (2007), o período de 1° de fevereiro de 2002 à 8 de fevereiro de 2002 foi escolhido pois, no ano de 2002, foi a TSM apresentou acréscimo de temperatura diurno seguido maior ou igual à 0,4 °C. Também se adiciona o fato de que, fora a pressão atmosférica, todos os dados de todas as variáveis estavam disponíveis para o período selecionado, assim se pode forçar o modelo minimizando falhas nas séries. A pressão atmosférica foi mantida constante,

segundo o valor médio climatológico da região e vale 1013 hPa (Takahashi *et al.*, 2002 apud Atlas of Surface Marine Data, 1994).

4.4 Validação qualitativa

Como não houve alteração do código de nenhum dos dois modelos, os resultados obtidos devem ser condizentes com aqueles apresentados por cada um em separado. Em específico, serão comparados os resultados obtidos aqui com os de Jeffery *et al.* (2007), por se tratar de uma região do oceano Atlântico tropical e de metodologia similar a deste trabalho e o de Skielka *et al.* (2010) – i.e. utilizar dados de bóias do projeto PIRATA e o modelo GOTM. No trabalho de Jeffery *et al.* (2007) foi utilizado o modelo acoplado GOTM-HadOCC, não disponível para download.

Como os resultados para os fluxos de calor latente e sensível são o produto final do algoritmo de Fairall no GOTM, e depende de todas as variáveis descritas na seção (4.2), a atenção se concentrará na comparação entre eles.

Pela Figura 4.1, vemos que a radiação de onda curta incidente é praticamente idêntica nos itens **a** e **f**. Há uma variação de cerca de 200 W/m^2 para o dia 5, mas ela não chega a alterar os resultados finais para o cálculo dos fluxos. Supõem-se que esta alteração se deu por variações no banco de dados, pois os acessos ocorreram em datas diferentes. O ciclo diurno também aparece bem representado. O fluxo turbulento de calor latente (modelado) é compatível com o obtido pelo GOTM-HadOCC e ambos possuem máxima de aproximadamente -180 W/m^2 e mínima de cerca de -60 W/m^2 (Figura 4.1b). O mesmo pode ser dito para o fluxo turbulento de calor sensível (Figura 4.1c) e o fluxo líquido de calor (Figura 4.1e). Ambos os fluxos batem com os apresentados por Jeffery *et al.* (2007), coincidindo, de maneira aproximada, as máximas e mínimas. Em específico, foi obtida mínima de $\sim -25 \text{ W/m}^2$ e máxima de $\sim 5 \text{ W/m}^2$ para o fluxo de calor sensível e mínima de $\sim -300 \text{ W/m}^2$ e máxima de $\sim 800 \text{ W/m}^2$ para o fluxo líquido de calor. A Figura 4.1 d é que mais destoa daquela apresentada ao lado esquerdo. Possui amplitude baixa, entre 70 e 75 W m^{-2} (enquanto a do lado esquerdo está entre 40 e 100 W m^{-2}) e não apresenta um ciclo diurno definido. Isto se deve a, provavelmente, utilizar um componente para cálculo de radiação de onda longa diferente daquele utilizado por Jeffery *et al.* (2007). Como o algoritmo de Fairall interno ao GOTM não utiliza estes dados, os valores para o cálculo do fluxo não são influenciados. De qualquer maneira, a opção padrão do GOTM não modela o ciclo diurno de onda longa tão bem quanto aquela presente no modelo GOTM-HadOCC.

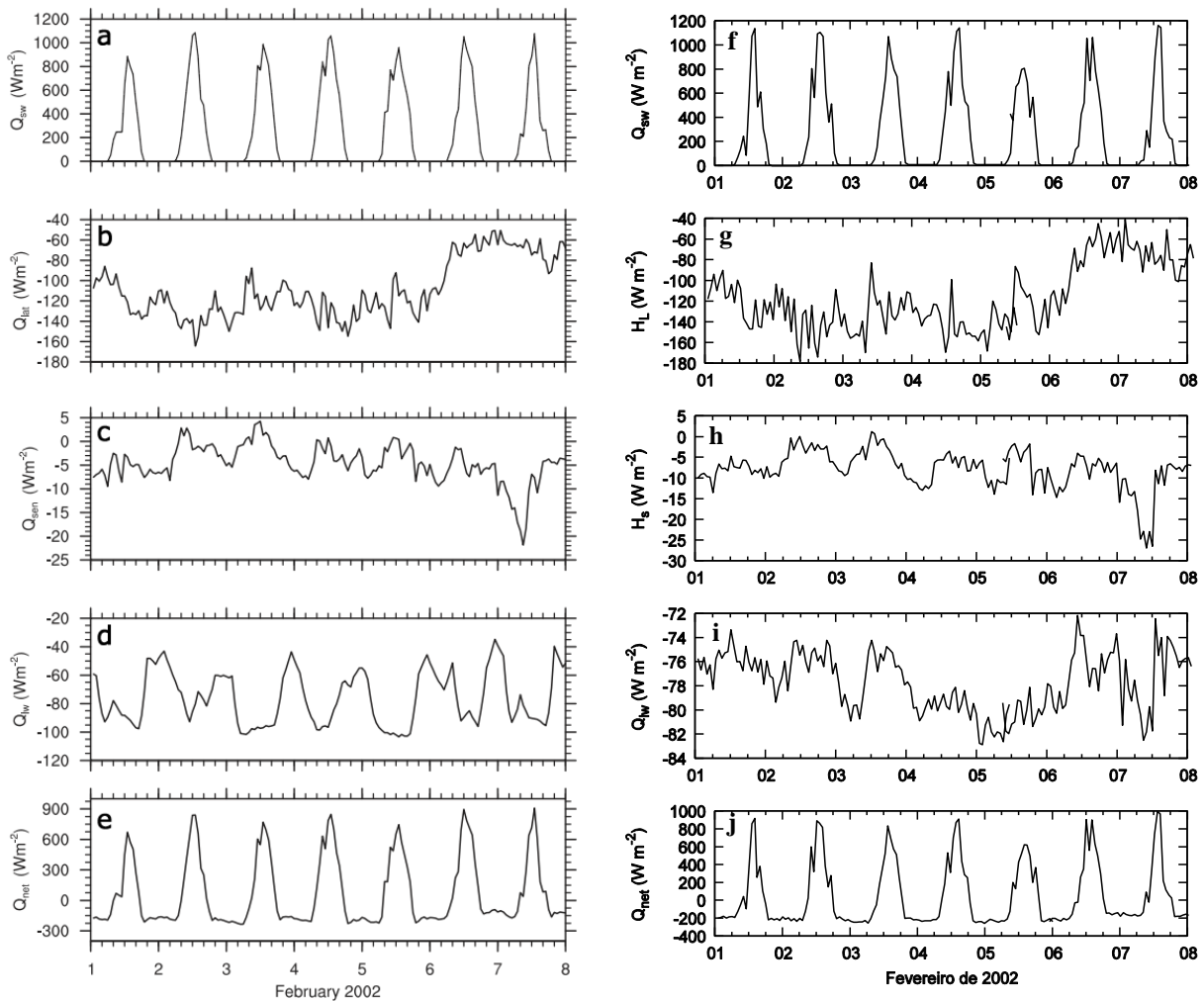


Figura 4.1: Balanço de calor calculado via GOTM a partir de dados observados pela bóia PIRATA fundeada em 10°S10°W. Do lado esquerdo, os resultados apresentados por Jeffery et al (2007) (GOTMHadOCC), do lado direito, os resultados obtidos para este trabalho. (a) Radiação de onda curta incidente observada; (b) Fluxo turbulento de calor latente - GOTMHadOCC; (c) Fluxo turbulento de calor sensível - GOTMHadOCC; (d) Fluxo líquido de radiação de onda longa - GOTMHadOCC; (e) Fluxo líquido de calor - GOTMHadOCC; (f) Radiação de onda curta incidente observada; (g) Fluxo turbulento de calor latente – GOTM (modelo COARE); (h) Fluxo turbulento de calor sensível – GOTM (modelo COARE); (i) Fluxo líquido de radiação de onda longa – GOTM (modelo COARE); (j) Fluxo líquido de calor – GOTM (modelo COARE).

Do lado NOAA/COARE, a principal saída é justamente a velocidade de transferência k_{CO2} e o parâmetro de escala de efeitos de empuxo (Equação 5). Para os coeficientes A e B (Hare *et al.* 2004) utilizados, os resultados obtidos para a velocidade de transferência (Figura 4.2a) na versão dos modelos deste trabalho é sempre subestimado em relação àqueles encontrados por Jeffery *et al.* (2007). Isto se deve ao fato do autor daquele trabalho ter justamente proposto uma correção para eventos de ventos calmos e de grande produção térmica. Entretanto, o modelo utilizado aqui foi capaz tanto de produzir valores compatíveis aos apresentados do lado esquerdo quanto reproduzir a tendência linear de declínio com o passar dos dias Figura 4.2c. Como apresentado por Jeffery *et al.* (2007), a adição do termo de produção térmica proposto por Soloviev e Schlüssel (1994) (Equações 10 e 11) não é suficiente

para levar em consideração o acréscimo devido à produção térmica em toda a simulação. Como pode ser verificado na Figura 4.2b, o termo relativo ao empuxo (responsável por processos ocorrendo na subcamada molecular – i.e. aumento da velocidade de transferência em situação de vento calmo e processo de mistura turbulenta devido ao empuxo) está em atuação somente em alguns eventos durante a simulação. Isto decorre do fato do parâmetro ser programado para atuar **somente** em situações de vento calmo e de mistura turbulenta devido aos efeitos térmicos na coluna d'água, sendo o valor de 1 o seu padrão para as situações contrárias. É diferente do apresentado na Figura 4.2.b pois, no trabalho de Jeffery et. al (2007), foi implementado uma correção para os eventos de empuxo mesmo em condições de ventos superiores à 6 m s^{-1} (valor válido para a simulação daquele trabalho). Para situações de vento calmo e grande aquecimento diurno, o termo aparece de forma incisiva, contribuindo em até 20% da velocidade de transferência.

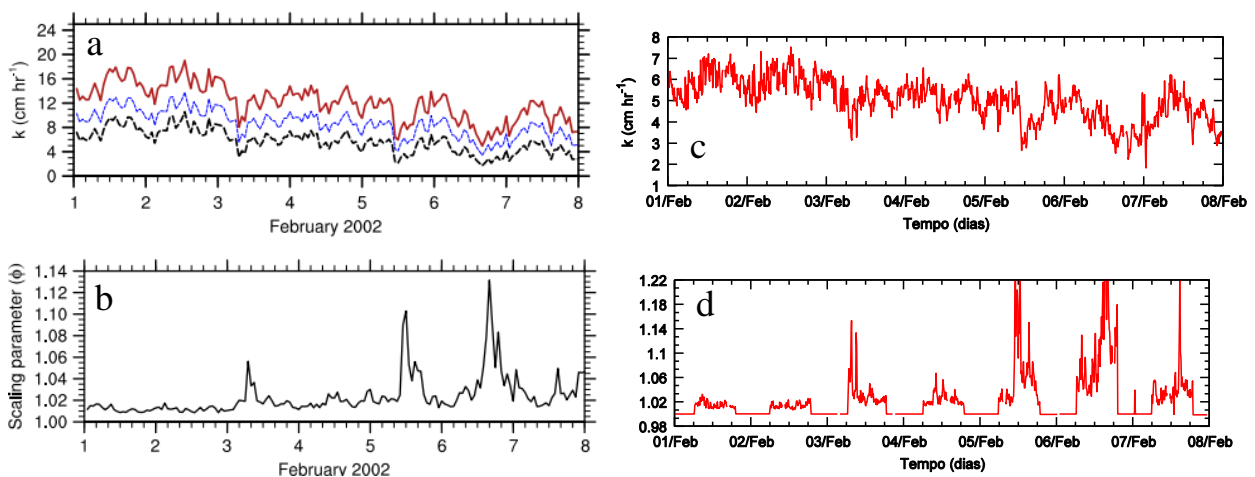


Figura 4.2: Lados esquerdo: figuras apresentadas originalmente em Jeffery *et al.* (2007); (a) Velocidade de transferência calculada pelo GOTMHadOCC utilizando algoritmo de Fairall (COARE) – a linha preta tracejada é a compatível com as configurações utilizadas neste trabalho; (b) Termo adimensional relativo ao acréscimo da velocidade de transferência devido a efeitos de empuxo na subcamada molecular; (c) Velocidade de transferência calculada pelo modelo acoplado (comparável à linha preta ao lado esquerdo); (d) Termo adimensional relativo ao acréscimo da velocidade de transferência devido a efeitos de empuxo na subcamada molecular calculado pelo modelo acoplado.

Os valores obtidos para as variáveis oceânicas e meteorológicas são qualitativamente idênticos aos apresentados por Jeffery *et al.* (2007) e serão comentados na seção (4.5).

4.5 Meteorologia e camada limite oceânica em 10°S 10°W

Durante o período em análise, a temperatura da mar em 1 m sofreu acréscimo no seu valor em pelo menos $0,4 \text{ }^\circ\text{C}$ para cada período de 24 h (Figura 4.3). O acréscimo se deu principalmente após o meio-dia local e teve o ΔT máximo entre um dia e outro de $0,7 \text{ }^\circ\text{C}$ no dia

6 de fevereiro, onde ΔT é definida como a TSM máxima às 9 horas da manhã do dia anterior e às 9 horas da manhã do dia seguinte.

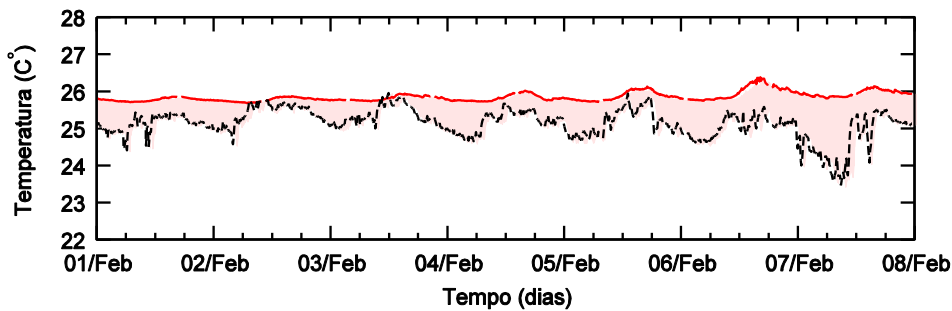


Figura 4.3: Temperatura observada da superfície do mar a 1 m de profundidade (linha vermelha) e temperatura observada da atmosfera a 10 m (linha preta tracejada).

A velocidade do vento ficou entre 3,8 e 10,0 m s⁻¹ e não apresentou variação diurna (Figura 4.4). A ausência de variação diurna no valor da velocidade do vento indica que não é ele, mas sim os efeitos térmicos os responsáveis pelas variações no balanço de energia.

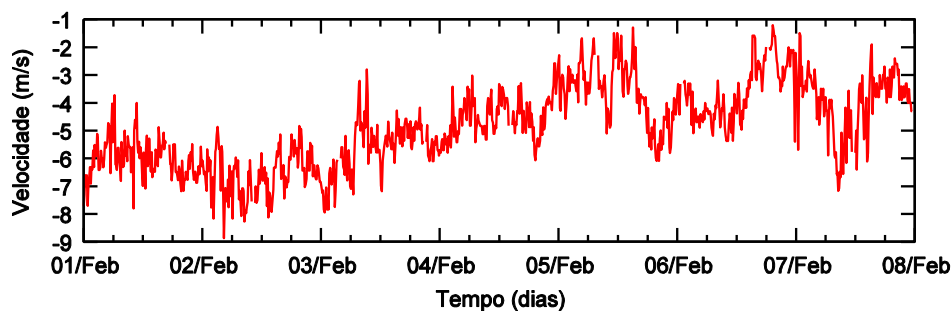


Figura 4.4: Velocidade observada para a componente zonal do vento em 10 m.

A Figura 4.2b mostra os resultados para o parâmetro de escala devido aos efeitos de empuxo, ϕ (Equações (31) e (32)). Seu efeito é o de aumentar a velocidade de transferência em situações onde predominam vento calmo e grande produção térmica. Para a maioria do período o valor se manteve em 1 (cortado direto no algoritmo original), havendo 3 picos, todos ocorrendo em situações de ventos calmos.

Nas Figuras 4.5a e 4.5b, temos as velocidades características do lado atmosférico e oceânico, respectivamente. Elas servem pra representar os efeitos do processo convectivo na transferência de gases, pois entram como parâmetros no calculo do termo proposto por Saunders (1967) para o efeito do empuxo na velocidade de transferência.

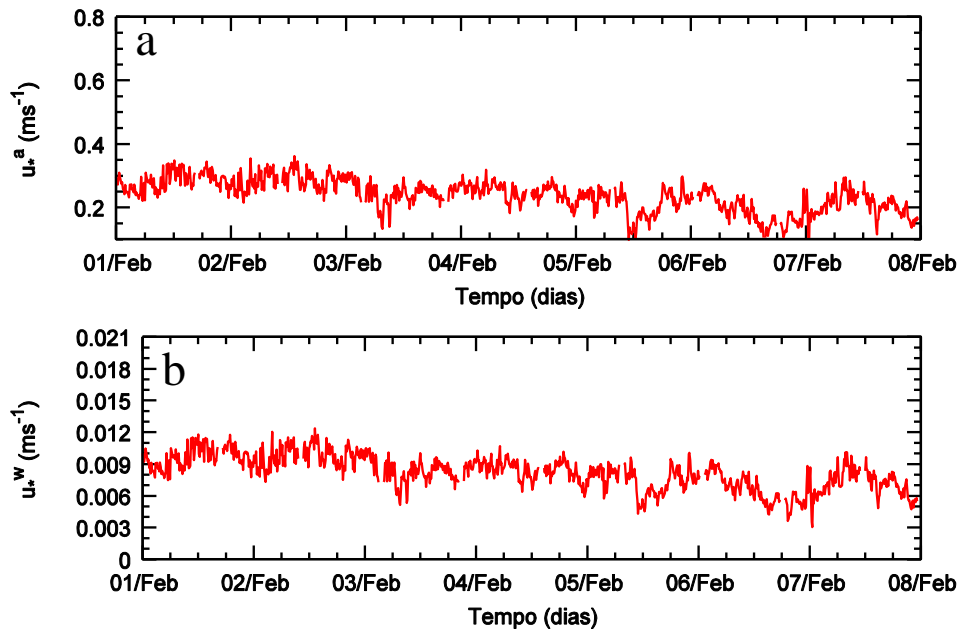


Figura 4.5: (a) Velocidade característica para o lado atmosférico; (b) Velocidade característica para o lado oceânico.

Algumas variáveis importantes na caracterização das camadas superiores do oceano e da atmosfera foram deixadas de lado neste relatório. Apesar de todas estarem ligadas aos processos físicos que coalescerão na transferência gasosa na interface e de serem processadas pelos 2 modelos em momentos oportunos, elas ou não possuem saída padrão ou necessitam de alterações no código para obter seus valores em tabelas. Portanto, serão tratadas em momento oportuno. São em específico: os perfis verticais de temperatura e salinidade da coluna d'água, temperatura da cool-skin (diferença de temperatura entre a superfície em contato com a atmosfera e a água a 1 m de profundidade) e o fluxo turbulento de empuxo na superfície oceânica.

4.6 Velocidade de transferência para o CO₂ em 10°S 10°W

Nesta região, o fluxo de CO₂ é primariamente negativo (do mar para o ar), como ditado pela caracterização climatológica da pressão parcial de CO₂ (pCO₂) na região (Jeffery *et al.*, 2007). A velocidade de transferência obtida pelo modelo segue a mesma tendência do vento em superfície, com diminuição de seus máximos e mínimos durante o período em estudo. Como não há um ciclo diurno para o vento, também não aparece um ciclo diurno para essa variável. Como apresentado na Figura 4.2b, para os dias 3, 5 e 7 efeitos de empuxo na camada oceânica respondem por até 20% do valor encontrado para a variável. Para os dias em que a velocidade do vento ficou acima de 6 m s⁻¹, as contribuições devido ao empuxo são mínimas (condizente com o apresentado por Jeffery *et al.*, 2007 e Hare *et al.*, 2004) Isto se deve ao fato da

parametrização da velocidade de transferência ser mais eficiente durante ventos intensos (sendo, assim, indicada a utilização em regiões equatoriais). Disto deriva a importância da adição do termo de Soloviev e Schlüssel (φ) para condições de vento fraco (para estas condições, quando $U < 6 \text{ m s}^{-1}$).

Vale lembrar que a presença de processos físicos típicos desta região oceânica, como a presença da camada de mistura oceânica diurna, gradientes de temperatura e gradiente de salinidade – não mostrados aqui, conforme discussão anterior), também afetam as forçantes hidrodinâmicas, alterando a solubilidade, a velocidade de transferência e o $\Delta p\text{CO}_2$. A incorporação destes processos via GOTM torna o cálculo da velocidade de transferência e da solubilidade fidedignos aos processos que ocorrem na superfície oceânica.

5. CONCLUSÕES PRELIMINARES

O acoplamento entre os modelos de fluxo turbulento de calor presentes no GOTM e o modelo de transferência de CO_2 disponibilizado por Hare *et al.* (2004) em Matlab foi efetuado com sucesso. A validação do acoplamento foi efetuada de maneira qualitativa, comparando os resultados obtidos com aqueles de Jeffery *et al.* (2007), que utilizou metodologia e modelos semelhantes aos apresentados aqui. O resultado foi satisfatório, apresentando valores comparáveis entre si para as principais variáveis necessárias ao cálculo do fluxo de CO_2 entre a interface ar-mar: fluxo de calor latente e sensível, velocidades características e velocidade de transferência para o CO_2 . Também foi possível fazer uma breve caracterização do balanço de energia e das camadas limites oceânica e atmosférica para os dias de experimentos apresentados numericamente.

6. ETAPAS FUTURAS

O passo final deste trabalho é finalizar o acoplamento entre os modelos de fluxo de calor e de fluxo de CO_2 . Isto se dará ao implementar a rotina final que processará os dados observados de pressão parcial de CO_2 , os multiplicando pelos resultados já obtidos para a velocidade de transferência, à maneira bulk (vide Equação 8).

Pretende-se também caracterizar o transporte de CO_2 na interface ar-mar na região do Atlântico equatorial. Com este intuito serão utilizados dados climatológicos de pressão parcial de CO_2 disponibilizados por Takahashi *et al.* (2002) (região exata a ser definida) e das outras variáveis necessárias ao cálculo dos fluxos pelas bóias do projeto PIRATA.

7. BIBLIOGRAFIA

- Fairall,C. W., Bradley,E. F., Godfrey,J. S., Wick,G. A., Edson,J. B., Young,G. S. (1996a). Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*
- Fairall,C. W., Bradley,E. F., Rogers,D. P., Edson,J. B., Young,G. S. (1996b). Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *Journal of Geophysical Research.*
- Fairall,C. W., Hare,J. E., Edson,J. B., McGillis,W. (2000). Parameterization and Micrometeorological Measurement of Air–Sea Gas Transfer. *Boundary-Layer Meteorology*
- Fairall,C. W., Bradley,E. F., Hare,J. E., Grachev,A. A., Edson,J. B. (2003). Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm. *J. Climate*
- Foltz,G.R., Grodsky,S.A., Carton,J.A., McPhaden,M.J. (2003). Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*
- Hare,J.E., Fairall,C.W., McGillis,W.R., Edson,J.B., Ward,B., Wanninkhof,R. (2004). Evaluation of the National Oceanic and Atmospheric Administration/ Coupled-Ocean Atmospheric Response Experiment (NOAA/COARE) air-sea gas transfer parameterization using GasEx data. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*
- Hedges, J.I., Keil, R.G., (1995). Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Mar. Chem.*
- Helmuth, Thomas, Bozec,Yann, Elkalay,Khalid, de Baar,Hein J. W. (2004). Enhanced Open Ocean Storage of CO₂ from Shelf Sea Pumping. *Science*
- Jeffery,C.D., Woolf,D.K., Robinson,I.S., Donlon,C.J. (2007). One-dimensional modelling of convective CO₂ exchange in the Tropical Atlantic. *Ocean Modelling.*
- Libes,Susan M. (2009). Introduction to marine biogeochemistry. *Academic Press.*
- W. Timothy Liu, Kristina B. Katsaros, Joost A. Businger. (1979). Bulk Parameterization of Air-Sea Exchanges of Heat and Water Vapor Including the Molecular Constraints at the Interface
- Monahan,E.C., Muircheartaigh,I.O. (1980). Optimal power-law description of oceanic whitecap coverage dependence on wind speed. *J. PHYS. OCEANOGR.*

- Price, James F., Weller, Robert A., Pinkel, Robert (1986). Diurnal Cycling: Observations and Models of the Upper Ocean Response to Diurnal Heating, Cooling, and Wind Mixing. *J. Geophys. Res.*
- Sabine, Christopher L., Feely, Richard A., Gruber, Nicolas, Key, Robert M., Lee, Kitack, Bullister, John L., Wanninkhof, Rik, Wong, C. S., Wallace, Douglas W. R., Tilbrook, Bronte, Millero, Frank J., Peng, Tsung-Hung, Kozyr, Alexander, Ono, Tsueno, Rios, Aida F. (2004). The Oceanic Sink for Anthropogenic CO₂. *Science*.
- Saunders, P.M. (1967). The temperature at the ocean-air interface. *J. Atmos. Sci.*
- Skielka, U., Soares, J., Oliveira, A. P., and Servian, J. (2010). Diagnostic of the diurnal cycle of turbulence of the Equatorial Atlantic Ocean upper boundary layer. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*.
- Soloviev, A.V., Schlüssel, P. (1994) Parameterization of the cool skin of the ocean and of the air-ocean gas transfer on the basis of modeling surface renewal. *Journal of Physical Oceanography*.
- Sverdrup, H. U.; Johnson, Martin W.; Fleming, Richard H., Rakestraw, Norris W. (1943). The Oceans: Their Physics, Chemistry, and General Biology.
- Takahashi, T, Sutherland, S, Sweeney, C, Poisson, A, Metz, N, Tilbrook, B, Bates, N, Wanninkhof, R, Feely, R, Sabine, C. (2002). Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*.
- Woodcock, H. A. (1941). Surface cooling and streaming in shallow, fresh, and salt water, *J. Mar. Res.*
- Woolf, D.K., (1997). Bubbles and their role in gas exchange. In: Liss, P.S., Duce, R.A. (Eds.), *The Sea Surface and Global Change*. Cambridge University Press, pp. 173–206.

8. ATIVIDADES ACADÊMICAS

8.1 Cronograma de execução

Atividades	Período
Realização das disciplinas, pesquisa bibliográfica, familiarização com o código do	Março de 2009 a Dezembro de 2009. (CONCLUÍDO)

GOTM.	
Exame de Proficiência	Setembro de 2009 (CONCLUÍDO)
Exame de Qualificação.	Abril de 2010. (CONCLUÍDO)
Realização das simulações, análise dos resultados e redação da dissertação.	Maio de 2010 a março de 2011.