



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

Outubro/Abril – 2010/2011

Projeto de Pesquisa de Mestrado

**Camada limite oceânica do Atlântico equatorial:  
experimentos numéricos**

Fabio Luis Alves da Fonseca  
Orientadora: Prof<sup>ª</sup>. Dra. Jacyra Soares

## ÍNDICE

1. RESUMO .....	1
2. INTRODUÇÃO .....	2
2.1 Estimativa numérica dos fluxos turbulentos verticais de momento, calor e CO <sub>2</sub> na interface ar-mar .....	2
3. RESULTADOS .....	7
3.2 Estimativa do pCO <sub>2</sub> na superfície do oceano Atlântico equatorial .....	7
3.3 Estimativa do pCO <sub>2</sub> atmosférico na região do oceano Atlântico equatorial.....	9
3.4 Velocidade de transferência do CO <sub>2</sub> .....	11
4. CONCLUSÕES PRELIMINARES .....	16
5. ETAPAS FUTURAS .....	17
6. BIBLIOGRAFIA .....	17
7. ATIVIDADES ACADÊMICAS.....	19
8.1 Cronograma de execução.....	19

## 1. RESUMO

Dentro do contexto atual, onde se investigam o papel dos gases do efeito estufa nas mudanças climáticas, é de suma importância tratar o transporte destas variáveis na interface oceano-atmosfera. No relatório de atividades anterior foi apresentada a conexão e a validação qualitativa de um algoritmo para o cálculo da velocidade de transferência do CO<sub>2</sub> ao modelo unidimensional de turbulência *General Ocean Turbulence Model* (GOTM). Neste trabalho, será apresentada a obtenção da pressão parcial do CO<sub>2</sub> na superfície do oceano e da atmosfera e da velocidade de transferência do gás no oceano Atlântico equatorial.

## 2. INTRODUÇÃO

### 2.1 Estimativa numérica dos fluxos turbulentos verticais de momento, calor e CO<sub>2</sub> na interface ar-mar

Fairall *et al.* (2000) apresentam uma parametrização para a transferência de gases na interface ar-mar baseada naquela apresentada em Fairall *et al.* (1996b) com adição de conceitos de *surface renewal* como proposto por Soloviev and Schlüssel (1994). O algoritmo, batizado de NOAA/COARE, foi ampliado para resolver aplicações de transferências gasosas. Neste trabalho, foi utilizada a versão apresentada em Hare *et al.* (2004), focada na transferência de CO<sub>2</sub>.

O fluxo de CO<sub>2</sub> na interface ar-mar pode ser escrito como uma fórmula tipo bulk (Hare *et al.*, 2004; Takahashi *et al.*, 2002),

$$F_{CO_2} = -k_{CO_2} \alpha_{CO_2} (pCO_{2w} - pCO_{2a}) \quad (1)$$

onde  $k_{CO_2}$  é a velocidade de transferência do gás,  $pCO_{2w}$  é a pressão parcial do CO<sub>2</sub> medida na superfície do oceano e  $pCO_{2a}$  é a pressão parcial do CO<sub>2</sub> na atmosfera, medida em 10 m.

O algoritmo de transferência de gás necessita como parâmetro de entrada, além de variáveis meteorológicas e oceanográficas, os fluxos turbulentos de calor sensível, latente e de momento. Apesar da grande importância destas variáveis, medições *in situ* não estão disponíveis para a região do oceano Atlântico equatorial e os parâmetros são, aqui, estimados numericamente pelo modelo unidimensional *General Ocean Turbulence Model* (GOTM).

O GOTM possui diferentes parametrizações para o cálculo dos fluxos de momento e calor entre a interface oceano-atmosfera. A parametrização utilizada neste trabalho para o cálculo dos fluxos foi a de Fairall *et al.* (1996b, 2003), que representa um aprimoramento do método proposto anteriormente por Liu-Katsaros-Businger (Liu *et al.*, 1979). A radiação solar foi prescrita por dados colhidos *in situ* e a radiação líquida de onda longa foi estimada pelo modelo, utilizando a parametrização de Bignami *et al.* (1995).

O fluxo líquido de calor no oceano pode ser descrito como:

$$Q_{net} = (1 - a)OC - [OL + H + LE] \quad (2)$$

Onde  $a$  é o albedo da superfície do mar,  $OC$  é a radiação de onda curta incidente na superfície do oceano,  $OL$  é a radiação líquida de onda longa na interface ar-mar,  $H$  e  $LE$  são, respectivamente, os fluxos turbulentos de calor sensível e latente na superfície do mar e são dados pela Equação (3). Neste trabalho, o fluxo é considerado positivo quando o oceano ganha calor e negativo quando perde.

Os fluxos turbulentos de calor sensível, calor latente e momento podem ser definidos como (Fairall *et al.*, 1996b):

$$\begin{aligned} H &= -\rho_a c_{pa} \overline{w'T'} = \rho_a c_{pa} u_* T_* \\ LE &= -\rho_a L_e \overline{w'q'} = \rho_a L_e u_* q_* \\ \tau &= -\rho_a \overline{w'u} = \rho_a u_*^2 \end{aligned} \quad (3)$$

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

A temperatura da superfície do mar é geralmente obtida na profundidade de -1 m e, como mostrado em Saunders (1967), em geral não representa a temperatura real da superfície. Para estimar a temperatura da superfície do oceano com maior precisão é necessário levar em consideração dois efeitos físicos importantes, o *cool-skin* e o *diurnal warm-layer*.

Devido à existência de um intenso gradiente de temperatura na superfície oceânica no primeiro milímetro de profundidade, a temperatura chega a ser 0,2 ~ 0,5 K mais fria do que a água diretamente abaixo, gerando o efeito conhecido como *cool skin* (Woodcock, 1941; Saunders, 1967).

Aliado ao *cool-skin* há outro processo físico importante no primeiro metro da coluna d'água oceânica que ocorre em condições de vento fraco, durante o período diurno, onde a superfície do oceano tende a um estado dinamicamente estável e os primeiros metros apresentam temperatura 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 (1996b), o algoritmo aqui leva em consideração os dois efeitos. Ambas as parametrizações, tanto para *cool skin* quanto o *warm-layer*, necessitam como variável adicional o fluxo de onda curta incidente. Estas correções são baseadas na integração dos balanços de energia e momento em superfície (Price *et al.*, 1986).

De maneira geral, a parametrização de Fairall *et al.* (2000) para a transferência gasosa na interface oceano-atmosfera se baseia na adição direta dos fluxos do gás na água e no ar. Feita em termos de componentes moleculares e turbulentas para ambos os ambientes, leva em consideração a fina camada oceânica onde ocorre a transferência molecular. A expressão completa de (1) é dada por:

$$F_{CO_2} = - \frac{\alpha_{CO_2} u_{*a} \Delta p_{CO_2}}{\sqrt{\rho_w / \rho_a} [h_w S_{cw}^{1/2} + \ln(z_w / \delta_w) / \kappa] + \alpha [C_{da}^{1/2} - 5 + \ln(S_{ca} / (2\kappa))]} \quad (4)$$

onde os subscritos *s*, *a* e *w* se referem, respectivamente, à superfície, ar e água. O termo relativo à solubilidade do CO<sub>2</sub>,  $\alpha_{CO_2}$ , é definido como

$$\alpha_{CO_2} = 10^5 \alpha / (R_{gas} T_w) \quad (5)$$

onde  $R_{gas}$  é constante universal dos gases e vale 8,314 J K<sup>-1</sup> mol<sup>-1</sup>.  $T_w$  é a temperatura da superfície do oceano em Kelvin (TSM) e  $\alpha$  é a função adimensional de solubilidade para o CO<sub>2</sub>, definida como (Wanninkhof, 1992):

$$\alpha = \exp(-10, 1794 + 3761, 33 / T_w) \quad (6)$$

A velocidade característica da atmosfera ( $u_{*a}$ ) é definida como (Stull, 1988)

$$u_{*a} = u \kappa / (\log(z_u / z_0) - \psi(z_u / L)) \quad (7)$$

onde  $u$  é a intensidade observada para o vento,  $\kappa$  é a constante de Von Karman e vale 0,4,  $z_u$  é a altura em que o vento foi medido (no caso 4m),  $z_0$  é o parâmetro de rugosidade aerodinâmico,  $L$

é a escala de comprimento de Monin-Obukov e  $\psi$  é uma função empírica que descreve a estabilidade do sistema e sua dependência com o perfil médio de vento. As variáveis  $z_0$ ,  $L$  e  $\psi$  são obtidas numericamente e a descrição completa de seus cálculos é apresentada em Fairall *et al.* (2000).  $\Delta pCO_2$  é a diferença entre as pressões parciais do  $CO_2$  observados na superfície do oceano e na atmosfera, em 10 m, como apresentado na Equação (1). A densidade da água é considerada aqui uma constante dada por  $\rho_w = 1022 \text{ kg m}^{-3}$  e a densidade do ar,  $\rho_a$ , é dada por:

$$\rho_a = \frac{P}{R_{gas} T_a (1 + 0,61q)} \quad (8)$$

onde  $P$  é a pressão atmosférica em hPa,  $T_a$  é a temperatura da atmosfera em 10 m e  $q$  é a umidade específica em  $\text{g kg}^{-1}$ .

O número de Schmidt para a água,  $S_{cw}$ , é função da temperatura da superfície do oceano e representa uma proporção entre a viscosidade cinemática da água do mar e o coeficiente de difusividade de  $CO_2$ . Neste trabalho é calculado numericamente, e, para a região em estudo, apresenta valores entre 400 e 600 e sua descrição completa está em Fairall (2000) e Wanninkhof (1992). A altura em que a temperatura do oceano foi medida é dada por  $z_w$  e seu valor é de -1 m,  $\delta_w$  é a espessura estimada da camada de mistura e os detalhes de seu cômputo estão em Fairall (1996b) e Fairall (2000). O coeficiente de arrasto da atmosfera ( $C_{da}$ ) é dado por:

$$C_{da} = \left( \frac{u_{*a}}{u} \right)^2 \quad (9)$$

$S_{ca}$  é o número de Schmidt para a atmosfera e representa uma proporção entre a viscosidade cinemática do ar e o coeficiente de difusividade de  $CO_2$  e seu valor aqui é considerado igual a 0,9 (Hare et al. 2004).

Outra função que aparece em (4) é aquela responsável pela mistura turbulenta devido aos efeitos térmicos na camada molecular,

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

onde  $A$  é uma constante, considerada igual a 1,3 (Hare et al., 2004) e  $\phi$  é uma função empírica que leva em consideração tanto os efeitos de empuxo quanto os mecânicos na transferência turbulenta no oceano, sua atuação no efeito *cool-skin* e na determinação da espessura final da camada de transferência molecular na interface, deduzida em termos da taxa de dissipação da energia cinética turbulenta e da teoria de similaridade de Monin-Obukov (Fairall et al., 1996a). A função  $\phi$  vale  $6/\lambda$ , e  $\lambda$  é dado por:

$$\lambda = 6 \left[ 1 + \left( \frac{Q_{buo} 2^4 g A_{tw} \rho_w C_{pw} v^3}{u_{*a}^4 (\rho_a / \rho_w)^2 k_T^2} \right)^{3/4} \right]^{-1/3} \quad (11)$$

onde o valor 6 na Equação (11) é a constante de Saunders, determinada empiricamente,  $g$  é a aceleração da gravidade, considerada aqui  $9,82 \text{ m s}^{-1}$ ,  $A_{tw}$  é o coeficiente de expansão térmico da água e é uma função da TSM  $[2,1 \times 10^{-5} (T_w + 3.2)^{0,79}]$ ,  $C_{pw}$  é o calor específico da água e vale  $4000 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}$ ,  $v^3$  é a viscosidade cinemática e possui valor constante de  $1 \times 10^{-6}$ ,  $k_T$  é a condutividade térmica da água e, aqui, possui valor constante de  $0,6 \text{ S m}^{-1}$ . O termo final em (9),  $Q_{buo}$ , é o resfriamento efetivo na interface, e é dado por:

$$Q_{buo} = Q_{out} + \left( \frac{S \beta C_{pw}}{A l} \right) LE \quad (12)$$

onde  $\beta$  é o coeficiente de expansão salina e, aqui, possui valor constante de  $0,026 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ,  $l$  é o calor latente de vaporização e é uma função da TSM  $[(2.501 - 0,00237 T_w) \times 10^6]$ ,  $S$  é a salinidade e, aqui, possui valor constante de  $1 \text{ g kg}^{-1}$ .  $Q_{out}$  é o resfriamento total realizado na interface, como apresentado por Saunders (1967), e é dado por

$$Q_{out} = H + LE + R_{nl} \quad (13)$$

onde  $H$  é o fluxo turbulento de calor sensível,  $LE$  é o fluxo turbulento de calor latente e  $R_{nl}$  é a radiação líquida de onda longa. No algoritmo utilizado neste trabalho, a  $R_{nl}$  possui um valor constante de  $-50 \text{ W m}^{-2}$  (i.e. o oceano está, a cada iteração do algoritmo, se resfriando a taxa de  $50 \text{ W m}^{-2}$ ). Segundo Fairall et al. (1996b) o valor entre parênteses da Equação (11), para a região do oceano Pacífico tropical (região onde o algoritmo foi calibrado), é de cerca de 0,14 e para situações de vento calmo, quando os termos relativo ao empuxo estão atuando, o termo

$Q_{buo}$  diferirá de  $Q_{out}$  por não mais que 10%. Por fim, é importante notar que a Equação (10) utiliza a velocidade característica da atmosfera, pois a tensão é a mesma em ambos os lados da interface. Os elementos entre parênteses nas Equações (10) e (11) se tornam importantes para velocidades de vento de cerca de  $4 \text{ m s}^{-1}$ , dito calmo por Fairall *et al.*, (1996b).

### 3. RESULTADOS

#### 3.2 Estimativa do $pCO_2$ na superfície do oceano Atlântico equatorial

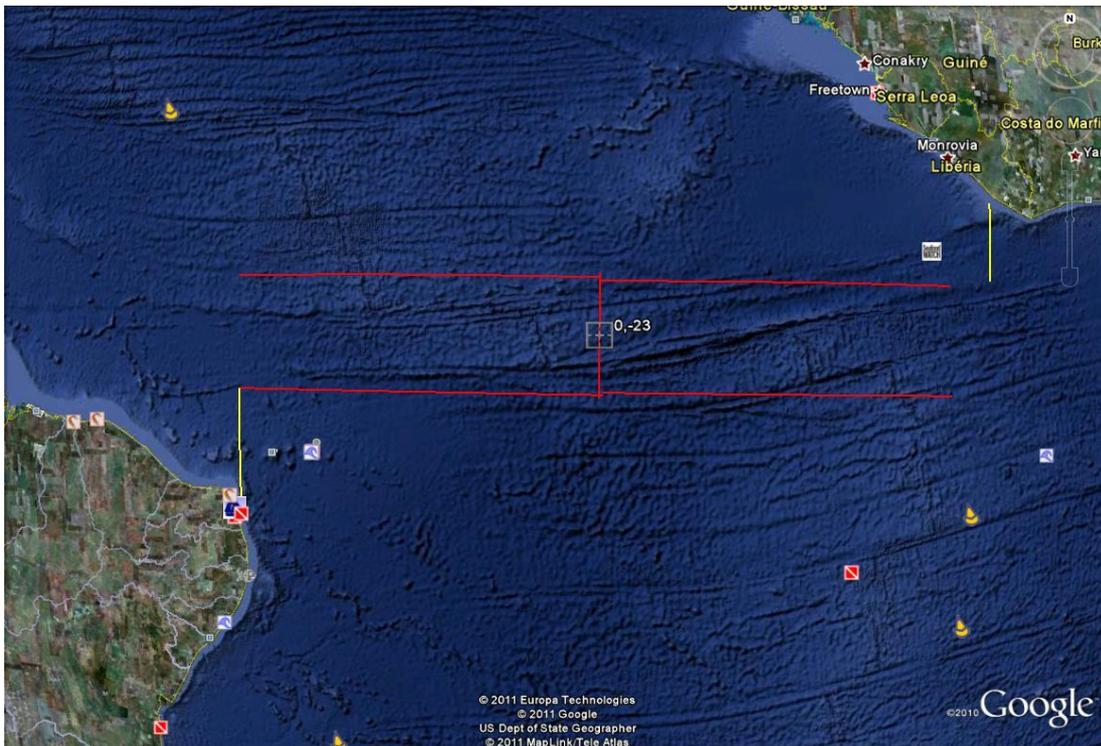
A pressão parcial do  $CO_2$ ,  $pCO_2$ , é a pressão que o gás em equilíbrio, no ar, exerceria sobre uma superfície plana de água contendo  $CO_2$  dissolvido. Em específico, segue a lei de Dalton das pressões parciais e é uma função da pressão ambiente e da concentração do gás (fração molar). É dada por:

$$pCO_2 = n_{CO_2} P \quad (14)$$

onde  $n_{co2}$  é a concentração do gás em moles e  $P$  é a pressão ambiente em hPa.

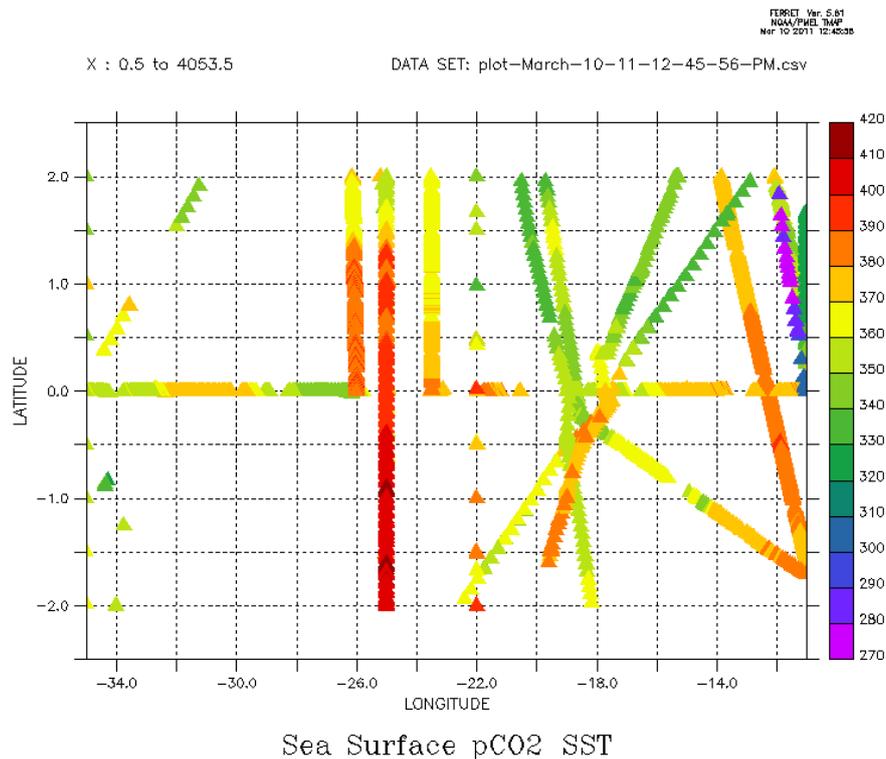
Como indicado por Takahashi *et al.* (2002) e Libes (2009), o oceano Atlântico equatorial é uma das fontes de  $CO_2$  oceânico para a atmosfera, junto com o oceano Índico e com a região equatorial do Pacífico. Por ser uma região de ressurgência, águas ricas em  $CO_2$  são trazidas à superfície, alimentando o sistema (Libes, 2009). O valor do  $pCO_2$  na superfície do oceano, para esta região, foi estimado por Takahashi *et al.*, (2002) entre  $350 \mu\text{atm}$  e  $450 \mu\text{atm}$ .

No oceano Atlântico equatorial, as medições diretas de  $CO_2$  são raras e esparsas, tanto temporalmente quanto espacialmente. Delimitando-se a área de  $4^\circ$  de latitude por  $24^\circ$  de longitude (Figura 1) e coletando as informações do banco de dados de 50 anos de coleta de  $pCO_2$  na superfície do oceano disponibilizado pelo observatório *Lamont-Doherty Earth Observatory* (LDEO; Takahashi and Sutherland, 2007), atualizado em junho de 2010, há apenas 12 passagens de navios durante o período em estudo neste trabalho (segundo semestre dos anos de 1999 à 2006), totalizando somente 4053 medições – Figura 2.



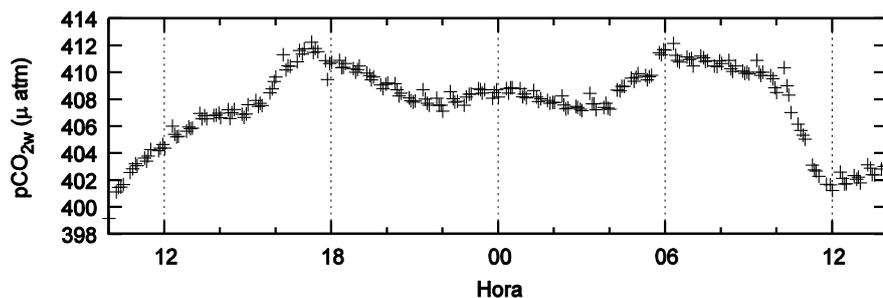
**Figura 1:** Posição geográfica da área selecionada para obtenção do  $pCO_2$  na superfície do oceano. Centrada em ( $0^\circ N$ ,  $23^\circ S$ ), sua área total é um retângulo de  $4^\circ$  de latitude por  $24^\circ$  de longitude.

Das medidas disponíveis para o período em estudo, apenas uma série pôde ser utilizada, a de 05 de agosto de 2003 a 06 de agosto de 2003 (Figura 3), com periodicidade de coleta à cada 4 minutos ( $0,067$  Hz). As outras 11 restantes, ou apresentavam muitas falhas nas séries ou possuíam periodicidade esparsa, e não completavam 24h seguidas.



**Figura 2:** 4053 observações de  $pCO_2$  na superfície do oceano Atlântico equatorial, para o segundo semestre. Os dados observados no período de 1957 a 2009 por diversas campanhas *in-situ* e são do banco de dados do LDEO. Centrada em ( $0^\circ N$ ,  $23^\circ S$ ), sua área total é um retângulo de  $4^\circ$  de latitude por  $24^\circ$  de longitude.

A série disponível, apesar de curta e totalizando apenas um dia de medidas, tem seus valores condizentes com a média climatológica do  $pCO_2$  na superfície do oceano estimada numericamente por Takahashi *et al.* (2002).

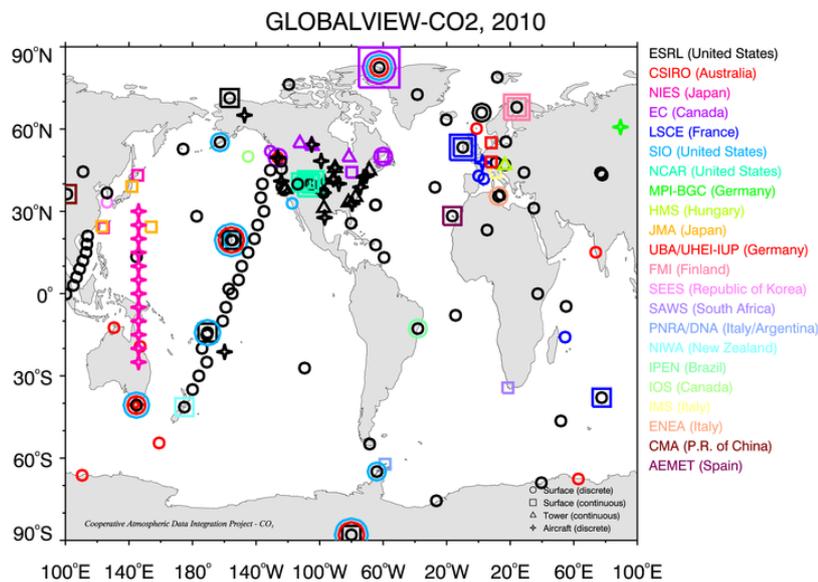


**Figura 3:** Série temporal de observações de  $pCO_{2w}$  no oceano Atlântico equatorial, para o dia 05 de agosto de 2003 à 06 de agosto de 2003.

### 3.3 Estimativa do $pCO_2$ atmosférico na região do oceano Atlântico equatorial

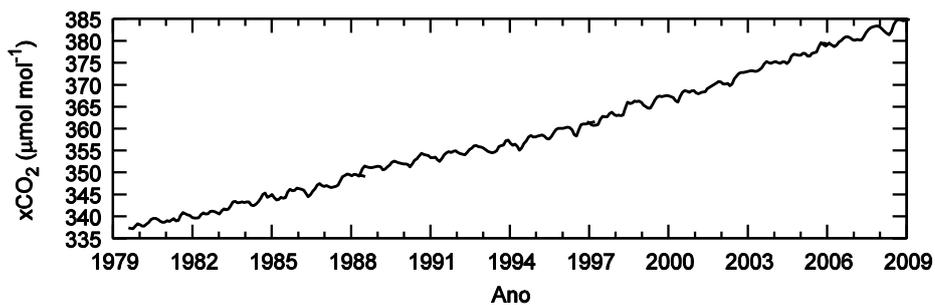
Os dados de concentração de  $CO_2$  na atmosfera foram obtidos do projeto GLOBALVIEW- $CO_2$  (Conway *et al.*, 2010; [www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/globalview/co2/co2\\_intro.html](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/globalview/co2/co2_intro.html)).

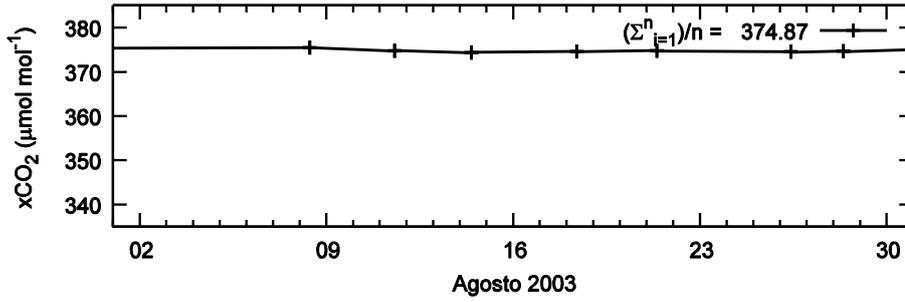
Este projeto é um esforço conjunto da NOAA e de dezenas de institutos de pesquisa com o intuito de disponibilizar, pela internet, dados de concentração de CO<sub>2</sub> no ar seguindo padrões específicos de medição e de qualidade. Apenas a base de coleta localizada na ilha Ascension (8°S, 14°W) está disponível para o oceano Atlântico tropical. Na ilha, a periodicidade de coleta é de aproximadamente 3 dados por semana e sua série de dados vai de agosto de 1979 até dezembro de 2009. Como a variação da concentração desse gás na atmosfera se dá de maneira muito mais lenta do que na superfície do oceano (Takahashi *et al.*, 2002; McGillis *et al.* 2004; Libes, 2009) , a pequena resolução temporal das medições ainda consegue captar variações maiores, como o incremento gradual dos níveis de CO<sub>2</sub> na atmosfera (Figura 5a).



**Figura 4:** Estações de coleta de concentrações de CO<sub>2</sub> atmosférico. Localidades associadas aos projeto GLOBALVIEW-CO<sub>2</sub>.

Corroborando a discussão, vemos pela Figura 5b que a variação dos níveis de CO<sub>2</sub> atmosférico para um mês qualquer é baixa (e.g. agosto de 2003), mas a série completa, Figura 5a, capta o crescimento anual dos índices de CO<sub>2</sub> no ar.





**Figura 5:** Concentração de CO<sub>2</sub> observada na ilha Ascension. (a) Série completa, de 1979 a 2009 e (b) Agosto de 2003 e seu valor médio mensal (374,87 μmol mol<sup>-1</sup>).

A concentração de CO<sub>2</sub> disponibilizada pelo projeto GLOBALVIEW possui unidade de μmol mol<sup>-1</sup> (10<sup>-6</sup> mol de CO<sub>2</sub> por mol de ar seco, também equivalente à parte por milhão, ppm) e para utilizar na Equação (1) é necessário convertê-la para unidade de μatm. A conversão é dada por:

$$pCO_{2a} = xCO_2 (P - e_s) 9.869 \cdot 10^{-4} \quad (15)$$

onde  $xCO_2$  é a concentração de CO<sub>2</sub> dada em μmol mol<sup>-1</sup>,  $P$  é o valor da pressão atmosférica,  $e_s$  é a pressão de vapor de saturação à temperatura da superfície do mar em hPa, e é dada pela equação de Buck (Buck, 1981):

$$e_s = 6.1121 \exp\left(\frac{T (18.678 - (T/234.5))}{(257.14 + T)}\right) \quad (16)$$

Como estes são os únicos dados disponíveis de concentração de CO<sub>2</sub> no ar para a região do oceano Atlântico em estudo, foi assumido que o valor médio de  $xCO_2$  obtido era também válido para a atmosfera sobre o oceano onde os dados de  $pCO_{2w}$  foram colhidos, seguindo metodologia sugerida por Takahashi *et al.* (2002). Assim, os valores de pressão barométrica e TSM utilizados nas Equações (11) e (12) são aqueles que foram recolhidos pelo navio.

### 3.4 Velocidade de transferência do CO<sub>2</sub>

A velocidade de transferência do CO<sub>2</sub> pode ser interpretada como a resistência às trocas deste gás entre as camadas limite do oceano e da atmosfera.

Os modelos conceituais de camada limite tanto para a atmosfera quanto para o oceano dividem ambos os lados em camadas turbulentas, fora da interface, e difusivas, juntas a ela. Perto da interface ar-mar, os processos de mistura turbulenta são suprimidos e os processos moleculares se tornam dominantes. Disto decorrem os grandes gradientes de temperatura e de concentração de gases nesta região em comparação com os seus valores fora dela (Donnelan and Wanninkhof, 2002; Soloviev and Schlüssel, 2002). Como a difusividade do CO<sub>2</sub> é muito maior na atmosfera do que na água, o escoamento do gás através da interface é limitado pela resistência da camada difusiva oceânica à sua passagem. Somada a resistência à troca gasosa na interface, também é preciso considerar a solubilidade do CO<sub>2</sub>, pois este gás é pouco solúvel em água e a sua fase líquida domina a troca de massas (Weiss, 1974). Fora da interface, no oceano, a mistura turbulenta térmica (devido à convecção) e mecânica (devido à transferência de momento do vento) também atuam no processo. Para gases pouco solúveis em água, caso do CO<sub>2</sub>, a magnitude da velocidade de transferência é controlada praticamente pelo lado oceânico (Jeffery *et al.*, 2007).

O algoritmo necessita de vários parâmetros meteorológicos e oceanográficos para estimar a velocidade de transferência do CO<sub>2</sub>. Neste trabalho, estes foram observados de uma bóia PIRATA fundeada em (0°S, 23°W) e estão listados na Tabela 1. O período de dados utilizados é de março de 1999 a junho de 2006.

Variável	Altura do sensor (m)	Resolução de coleta dos dados (min)
Velocidade do vento zonal	4,0	10
Onda curta incidente	3,5	2
Temperatura do ar	3,0	10
Umidade relativa	3,0	10
Temperatura da superfície do mar	-1,0	10

**Tabela 1:** Variáveis meteorológicas e oceanográficas utilizadas neste trabalho, medidas pela bóia PIRATA.

Além dos parâmetros descritos na Tabela 1, o algoritmo de velocidade de transferência necessita dos fluxos turbulentos de momento, calor sensível e latente. Estes são calculados pelo algoritmo de Fairall (1996b), presente no modelo, e são disponibilizados para determinação da velocidade de transferência por meio de uma subrotina implementada com este intuito.

O conjunto de dados utilizado neste trabalho é o mesmo apresentado em Skielka *et al.* (2010). Naquele trabalho, os autores identificaram 2 períodos bem definidos para a posição da Zona de Convergência Inter-tropical (ZCIT): o primeiro quando ela está sobre a região, caracterizado por ventos menos intensos e os extremos anuais de precipitação, e o segundo quando os ventos e o balanço de calor na superfície são maiores. Aqui, utilizaremos o período de 01 de agosto de 1999 até 31 de outubro de 2006, onde a ZCIT não se encontra mais sobre a região, há pouca precipitação, há grande intensidade de radiação solar incidente na superfície, o regime de ventos é mais intenso e há pouca contribuição de processos advectivos. De acordo com Jeffery *et al.* (2007), a expressão utilizada para estimar a velocidade de transferência do CO<sub>2</sub> funciona melhor em situações de ventos intensos e com grande incidência de radiação solar.

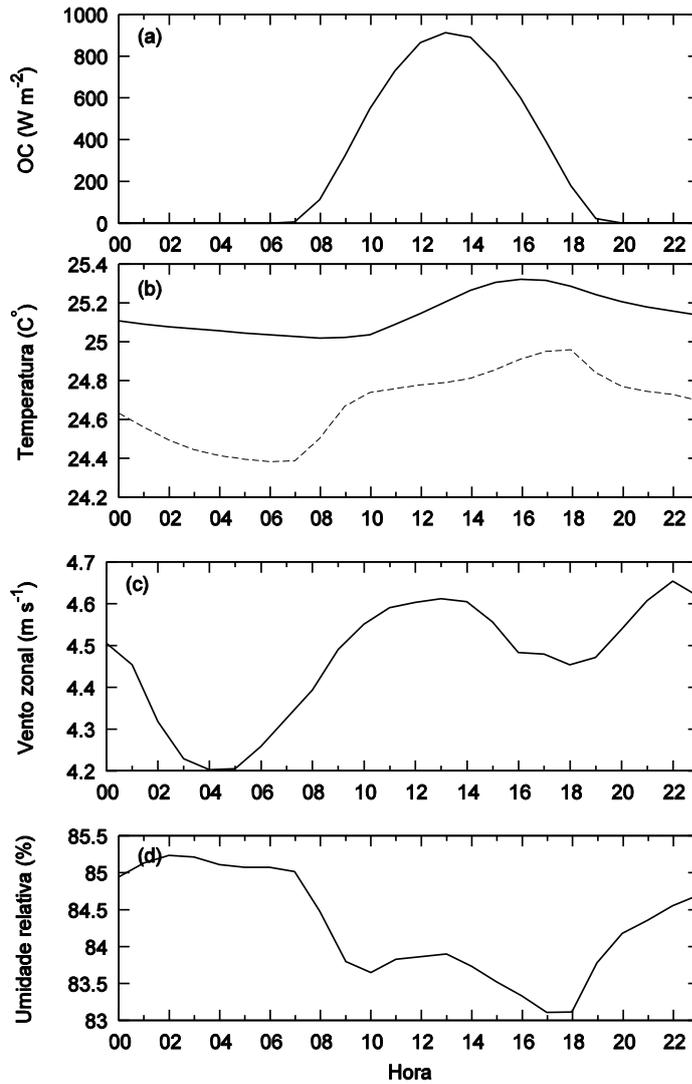
A Figura 6 mostra o ciclo diurno das médias horárias das variáveis meteorológicas e oceanográficas para o mês de agosto, correspondente aos anos de 1999 a 2006, também utilizadas como parâmetros de entrada para o cálculo da velocidade de transferência do gás. O ciclo diurno de onda curta incidente (OC) na superfície do oceano é bem definido, com a máxima intensidade da ordem de  $910 \text{ W m}^{-2}$ , ocorrendo às 13 h (Figura 6a). O início do aquecimento da superfície pela OC, em agosto, se dá às 7 h e termina às 19 h.

Os máximos e mínimos da TSM (Figura 6b, linha contínua) coincidem com os de radiação de onda curta incidente na superfície do oceano, defasados de cerca de 3 h. Após resfriamento contínuo durante a noite, seu valor mínimo, da ordem de  $25 \text{ }^\circ\text{C}$ , é atingido às 9 h. A diferença entre seu mínimo às 9 h e seu máximo às 16 h ( $25,3 \text{ }^\circ\text{C}$ ) é de cerca de  $0,3 \text{ }^\circ\text{C}$ .

A temperatura da atmosfera (Figura 6b, linha tracejada) responde mais prontamente do que a TSM ao ciclo diurno de OC. Ela está cerca de 1 h defasada daquela. Seu mínimo ocorre às 7 h ( $24,4 \text{ }^\circ\text{C}$ ), após resfriamento contínuo durante a noite. Seu máximo ocorre às 18 h, após aquecimento ao longo do dia. Logo após o pôr do sol, às 20 h, o valor decaiu  $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$ .

A velocidade do vento (Figura 6.c), no mês de agosto, se apresenta constante, com uma variação de intensidade da ordem de  $0,5 \text{ m s}^{-1}$ .

A umidade relativa atinge seu mínimo, de 83%, em torno das 18h. Com o resfriamento da superfície a partir das 18 h, a umidade relativa volta a aumentar até cerca das 2 h, quando atinge seu máximo de 85% (Figura 6d). Conforme apresentado por Skielka *et al.* (2010), e não mostrado aqui, a precipitação climatológica para agosto, nesta região, é aproximadamente nula.



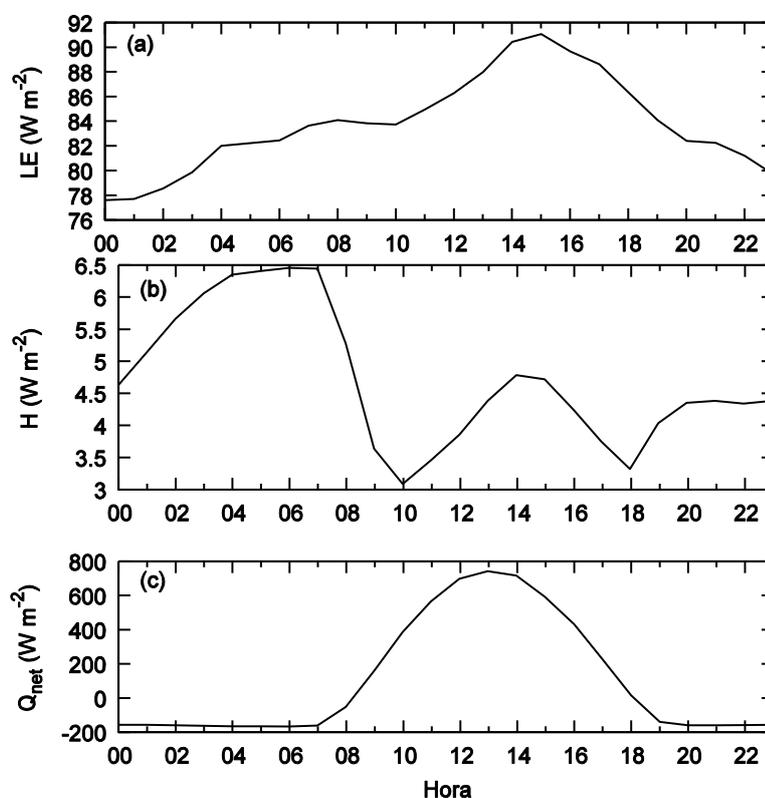
**Figura 6:** Ciclo diurno da (a) radiação de onda curta incidente na superfície do oceano, (b) temperatura do ar ( $T_a$ , linha tracejada) e TSM (linha contínua), (c) componente zonal do vento e (d) umidade relativa. Média horária para todos os meses de agosto desde 1999 até 2006.

O fluxo de calor latente (Figura 7a) e sensível (Figura 7b) foram estimados pelo modelo utilizando a parametrização de Fairall *et al.* (1996b).

O fluxo de calor latente, durante toda a simulação, tem seu sentido do mar para o ar, indicando que a superfície do oceano está perdendo energia para a atmosfera. Na superfície do oceano, isto ocorre devido ao fato de que parte da OC recebida é armazenada na camada de mistura e ela é utilizada no processo de evaporação da água. Uma vez na fase de vapor, essa energia é transportada para o ar, onde poderá ser liberada novamente. O máximo valor de transferência de calor latente se deu às 15 h, 2 h após o pico OC incidente (Figura 6a) e seu valor foi de cerca de  $91 \text{ W m}^{-2}$ , cerca de 10% da OC incidente.

Como o fluxo de calor sensível (Figura 7b) denota o calor transferido entre a superfície e o ar devido à diferença de temperatura, e a TSM está sempre mais elevada do que a temperatura do ar (Figura 6b), seu sentido é do oceano para a atmosfera durante a simulação. Seu valor máximo ( $6,5 \text{ W m}^{-2}$ ) corresponde a menos de 1% da OC incidente e seu papel na troca de energia entre a interface e a atmosfera pode ser desprezado (Skielka *et al.*, 2010).

O fluxo líquido de calor na superfície oceânica (Figura 7c) é dado pela Equação (2) e é calculado pelo modelo. Possui seu ciclo diurno em sincronia com a OC, sendo seu valor máximo atingido às 13 h, o valor obtido foi de  $745 \text{ W m}^{-2}$ . Durante a noite, seu valor é negativo, indicando que a superfície do oceano está perdendo calor para a atmosfera à taxa de  $164 \text{ W m}^{-2}$ .



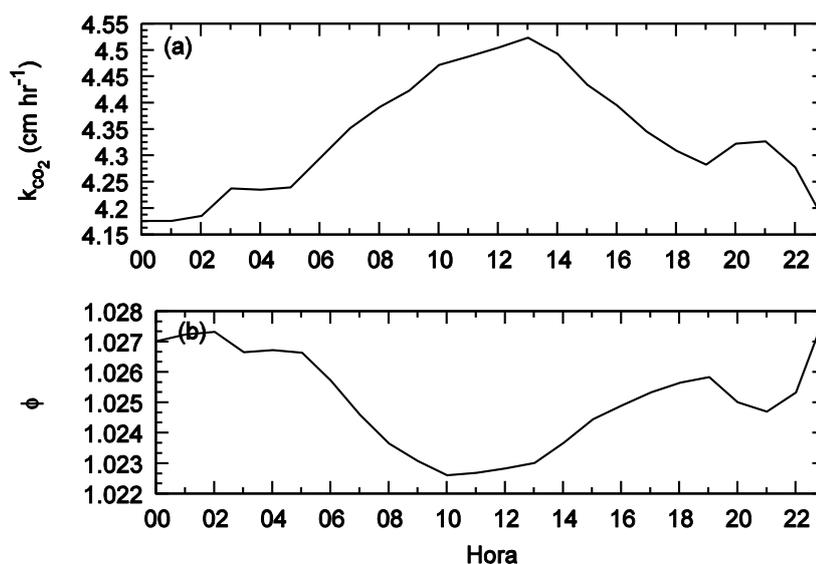
**Figura 7:** Variação diurna da intensidade de (a) fluxo de calor latente, (b) fluxo de calor sensível e (c) radiação líquida.

A velocidade de transferência do  $\text{CO}_2$  simulada apresenta um ciclo diurno definido, atingindo seus valores máximos durante o dia e os mínimos durante a noite. O valor máximo foi de  $4,5 \text{ cm hr}^{-1}$ , às 13 h, e o mínimo foi de  $4,2 \text{ cm hr}^{-1}$ , às 2 h. Durante o dia, o máximo de velocidade de transferência de  $\text{CO}_2$  ocorre em conjunto com o pico de velocidade do vento. Durante a noite, devido ao resfriamento da superfície do oceano (Figura 6b) em conjunto com a

diminuição da velocidade do vento, há também queda da velocidade de transferência do gás. Estes valores obtidos de velocidade de transferência, para esta faixa de módulo de velocidade zonal do vento, é comparável com o apresentado por Hare *et al.* (2004) e Jeffery *et al.* (2007).

McGillis *et al.* (2004) demonstraram que a maior correlação entre várias parametrizações de transferência de CO<sub>2</sub> e os fluxos do gás ocorrem para intensidades de vento maiores ou iguais à 6 m s<sup>-1</sup>. Para valores de intensidade abaixo de 6 m s<sup>-1</sup>, foi apresentada uma dependência fraca com a velocidade do vento, que também pode ser visto neste trabalho.

O termo de incremento da velocidade de transferência devido ao empuxo (Equação 11; Figura 8b), indica que a contribuição dos efeitos térmicos à velocidade de transferência do CO<sub>2</sub> é pequena, cerca de 2% do valor total, durante toda a simulação. Isto significa que a mistura turbulenta na camada de mistura oceânica devido à transferência de momento pelo vento em superfície é, durante toda a simulação, o mecanismo mais importante para o transporte de CO<sub>2</sub> na interface.



**Figura 8:** Variação diurna de (a) velocidade de transferência do CO<sub>2</sub> e (b) o parâmetro relativo ao incremento percentual da velocidade de transferência devido ao empuxo.

#### 4. CONCLUSÕES PRELIMINARES

A pressão parcial do CO<sub>2</sub> para a superfície do oceano Atlântico foi obtida através do banco de dados do projeto LDEO. Para o período em estudo, todos os meses de agosto dos anos de 1999 a 2006, apenas uma série de dados pôde ser utilizada. Ela contém 24 horas de medidas com frequência de 4 minutos. Para a pressão parcial do ar, foi necessário estimar o ciclo diurno a partir da média mensal disponibilizada pelo projeto GLOBALVIEW-CO<sub>2</sub>. Como uma das forçantes principais para o fluxo de CO<sub>2</sub> na interface ar-mar é a pressão parcial do CO<sub>2</sub> na

superfície do oceano, este trabalho foi concentrado nas médias horárias para agosto. Por fim, a velocidade de transferência do CO<sub>2</sub> foi estimada utilizando dados climatológicos e oceanográficos médios para o referido mês.

## 5. ETAPAS FUTURAS

O passo final deste trabalho será estimar o fluxo de CO<sub>2</sub> na superfície do oceano Atlântico equatorial a partir de uma fórmula tipo Bulk (Equação 1), utilizando os valores estimados aqui para a velocidade de transferência do CO<sub>2</sub> e a diferença entre as pressões parciais na superfície e na atmosfera.

## 6. 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 CO<sub>2</sub> from Shelf Sea Pumping. *Science*

- Jeffery,C.D., Woolf,D.K., Robinson,I.S., Donlon,C.J. (2007). One-dimensional modelling of convective CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub>. *Science*.
- Saunders,P.M. (1967). The temperature at the ocean-air interface. *J. Atmos. Sci.*
- Skjelka, 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., Schlusel,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, Metzl,N, Tilbrook,B, Bates,N, Wanninkhof,R, Feely,R, Sabine,C. (2002). Global sea-air CO<sub>2</sub> flux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub>, and seasonal biological and temperature effects. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*.
- Webb, E. K., Pearman, G. I., Leuning, R. (1980) Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor for transport, *J. R. Meteorol. Q.Soc.*,106, 85-100, 1980.

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.

Zeng, N., A. Mariotti, and P. Wetzel (2005), Terrestrial mechanisms of interannual CO<sub>2</sub> variability, *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB1016

## 7. ATIVIDADES ACADÊMICAS

### 8.1 Cronograma de execução

<b>Atividades</b>	<b>Período</b>
Realização das disciplinas, pesquisa bibliográfica, familiarização com o código do GOTM.	Março de 2009 a Dezembro de 2009. ( <b>CONCLUÍDO</b> )
Exame de Proficiência	Setembro de 2009 ( <b>CONCLUÍDO</b> )
Exame de Qualificação.	Abril de 2010. ( <b>CONCLUÍDO</b> )
Realização das simulações, análise dos resultados e redação da dissertação.	Maior de 2010 a Abril de 2011.