

**Estudo numérico da evolução da camada de mistura oceânica
do Atlântico equatorial utilizando o modelo GOTM**

RELATÓRIO DE ATIVIDADES DE MESTRADO

Abril a outubro de 2008

Aluno

Udo Tersiano Skielka

Orientador

Jacyra Soares

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

Outubro de 2008

RESUMO

O projeto tem como objetivo geral investigar a evolução da camada de mistura oceânica na região equatorial do Oceano Atlântico, utilizando o modelo de turbulência unidimensional GOTM (*General Ocean Turbulence Model*). Serão realizados experimentos para avaliar o impacto do vento e do fluxo de calor latente na geração e manutenção da turbulência na camada de mistura oceânica. Ênfase será dada a geração de energia cinética turbulenta sob diferentes cenários de ventos representativos da região; por exemplo, será investigada a geração da camada de mistura oceânica quando a zona de convergência intertropical se encontra mais ao norte (representativo dos meses de julho e novembro) e mais ao sul (representativo de janeiro e maio). Os dados de vento e demais parâmetros meteorológicos e oceanográficos serão extraídos de bóias PIRATA, situadas sobre o equador, bem como de outras fontes de dados disponíveis na internet. A utilização, neste trabalho, de um modelo de turbulência relativamente mais simples (unidimensional) permitirá a realização de diferentes experimentos numéricos e, dessa forma, a identificação dos mecanismos físicos mais relevantes ao desenvolvimento da camada de mistura oceânica nos locais e época investigadas.

Nos Relatórios de Atividades anteriores, como de acordo ao cronograma descrito pelo Projeto de Mestrado, foi feita uma descrição detalhada sobre o Projeto de Mestrado – objetivo, metodologia - da teoria envolvida na construção do modelo de turbulência unidimensional utilizado – o fechamento de 2^a ordem utilizando equações dinâmicas para a energia cinética turbulenta (k) e a taxa de dissipação desta quantidade (ϵ) - foram discutidas também as limitações implícitas em um modelo unidimensional e feita uma breve discussão da implementação computacional do modelo e mostrados os resultados dos primeiros testes com o modelo utilizando dados da bóia PIRATA situada em (0° 23°W). Desses resultados preliminares foram identificadas correções importantes a serem feitas para as próximas simulações, como a representação da dinâmica complexa da Sub-Corrente Equatorial nas simulações, a inclusão do balanço de água doce na superfície e a obtenção de dados das componentes do balanço de radiação na superfície. Neste Relatório de Atividades são feitas propostas a serem tomadas a fim de contornar alguns desses problemas e como outros foram resolvidos. Além disso, é descrito o tratamento feito na obtenção de uma série de dados com resolução horária com uma representatividade climatológica com dados da bóia do PIRATA em (0° 23°W), com balanço de onda longa em superfície e onda curta refletida dos produtos de satélite da NASA.

1. INTRODUÇÃO

Este relatório descreve as atividades realizadas entre abril e outubro de 2008. De acordo com o cronograma proposto no projeto de pesquisa, após as fases de implementação e familiarização com o modelo GOTM, os esforços se deram no sentido de solucionar adequadamente os problemas encontrados nas primeiras simulações com o modelo no tratamento adequado dos dados que são utilizados como condição inicial na coluna d'água e condição de contorno na superfície.

Dados de observações

No relatório anterior foram apresentados os resultados das simulações em que foram utilizados dados com resolução de 10 min da bóia do Projeto PIRATA, situada no equador, em 23°W, para as condições iniciais (perfis verticais de velocidade zonal e meridional, temperatura e salinidade) e de contorno superior (fluxos turbulentos de momento, calor sensível, calor latente e balanço de onda longa na superfície, calculados com os dados da bóia), com passo de tempo de 1 minuto. Com a intenção de inserir nas simulações dados suavizados e representativos de determinado período (estação da ZCIT e sem a ZCIT), mas sem perder a representatividade dos processos físicos responsáveis pela geração de mistura no oceano, após o cálculo dos fluxos turbulentos de momento e de calor na superfície utilizando a série histórica das variáveis *bulk* (temperatura do ar, TSM, velocidade do vento e umidade do ar) da B23W, com resolução de 10 min, foi feito um tratamento estatístico com as séries de fluxos. No tópico 2 são mostrados a metodologia utilizada para a construção de uma série climatológica, a representatividade dos dados e, finalmente, o balanço de calor estimado para a B23W.

Problemas encontrados nas primeira simulações

No Relatório de Atividade anterior foram deixados em pauta os seguintes problemas:

- i) *Representação da sub-corrente equatorial (SCE)* – caracterizada por ser uma das correntes mais intensas dos oceanos, com velocidade zonal da ordem de 1 m s^{-1} em seu núcleo, e situada, em média, a 100 metros de profundidade, a SCE existe basicamente devido à componente barotrópica do termo do gradiente de pressão (inclinação da superfície oceânica) da bacia oceânica equatorial (e.g. Gill, 1982). Os ventos constantes de leste e a não existência do transporte de Ekman nesta região causa o empilhamento de águas a oeste da bacia, o que causa essa inclinação. A força deste gradiente é responsável por gerar uma aceleração para leste, logo abaixo da camada que sofre influência direta da atmosfera, a camada de mistura oceânica (CMO), onde as correntes são dirigidas pela tensão de cisalhamento do vento. A intensidade da SCE equatorial diminui para leste devido à sua interação com as outras correntes e com a CMO, além da diminuição da própria inclinação da superfície oceânica a leste. Outra componente importante na dinâmica dessa corrente é a inclinação zonal da termoclina (positiva no sentido oeste-leste), representado pela componente baroclínica do gradiente de pressão (densidade integrada na coluna d'água), a qual age desacelerando a SCE. Apesar de a SCE ser importante na geração de mistura no fundo da CMO, a simulação desta corrente está além do interesse desse estudo. No tópico três é mostrada uma proposta para a limitação do domínio inferior do modelo a fim de simular, especificamente, a região da CMO.

- ii) *Balço de água doce na superfície* – a quantificação do balanço de precipitação e evaporação é essencial na simulação da salinidade e, consequentemente, da densidade na superfície. Períodos chuvosos são caracterizados por aumentar a estratificação nas camadas superficiais, inibindo a convecção no oceano e agindo de forma a dissipar energia cinética turbulenta. Períodos com maior evaporação, os quais estão ligados a ventos mais intensos na superfície, proporcionam um aumento da densidade, ocasionando em instabilidade nas camadas superficiais e produção por empuxo de energia cinética turbulenta. Logo, a inclusão desse balanço em períodos chuvosos é fundamental para a simulação dos primeiros níveis da CMO. Esse problema tem sido resolvido através do uso de assimilação de dados observados na camada superficial usando dados observados de temperatura e salinidade, cuja variação na superfície está relacionada a eventos de precipitação. A relaxação das observações no modelo é abordada no tópicó 3.
- iii) *Balço de onda longa na superfície* – o PIRATA não realiza medidas das componentes do balanço de onda longa na superfície (emitida pela superfície e emitida pela atmosfera) e do albedo da superfície, o que levou à busca de outros meios de se estimar estas componentes do balanço de radiação na superfície. Trabalhos feitos no Laboratório de Interação Ar-Mar mostraram boa concordância entre o balanço de onda longa na superfície, calculado com dados de temperatura da superfície do mar (TSM) e do ar - usando a Lei de Stephan-Boltzmann com dados da bóia PIRATA - e o balanço de onda longa de produtos do Projeto SRB (Surface Radiation Budget) da NASA. No tópicó 2.3 é feita uma descrição mais detalhada desses dados.

2. CONSTRUÇÃO DE SÉRIES CLIMATOLÓGICAS COM RESOLUÇÃO HORÁRIA UTILIZANDO DADOS DA BÓIA PIRATA EM (0°, 23° W)

2.1. Fluxos turbulentos de superfície.

Foram contruídas séries de dados suavizadas, representativas dos determinados períodos do ano, mas sem perder a resolução temporal necessária para estudar os processos físicos que causam a mistura na CMO. Daqui em diante, a estação marcada pela presença da ZCIT será chamada de Estação 1, de janeiro a maio, e quando a ZCIT está ao norte da região, entre julho e novembro, de Estação 2.

Com a série histórica de dados da bóia PIRATA (de março 1999 a junho 2006) com resolução de 10 min (daqui em diante denominada de *série original*), foram calculados os fluxos verticais turbulentos de momento, calor sensível e calor latente da superfície, utilizando a versão 3.0 do algoritmo COARE (Fairall et al., 2003). Depois, com a série de fluxos turbulentos com resolução de 10 min, foram calculadas médias horárias. Com esta nova série horária, foi calculada uma série climatológica horária. A Figura 2.1 mostra de forma esquemática esta metodologia utilizada.

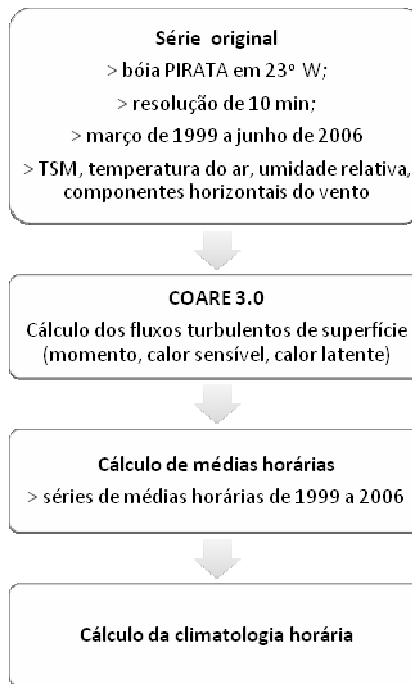


Figura 2.1: Esquema do procedimento feito para a obtenção da série de dados climatológica com resolução horária.

Além da verificação usual da qualidade de dados - eliminação dos intervalos com dados problemáticos da série original - uma condição específica foi utilizada ao calcular os fluxos turbulentos de superfície: no caso da falta de uma das variáveis *bulk* necessárias para o cálculo dos fluxos turbulentos, o mesmo instante de todas as outras séries das variáveis foi desconsiderado. A metodologia adotada faz com que todas as séries de fluxos turbulentos tenham a mesma amostragem. A Figura 2.2 mostra o número de anos disponíveis para cada hora, obtidas para os fluxos turbulentos e as componentes do balanço de radiação líquida (próximo tópico). Nesta figura, observa-se que o cálculo das médias para os fluxos turbulentos foi feita com, no máximo, 5 anos.

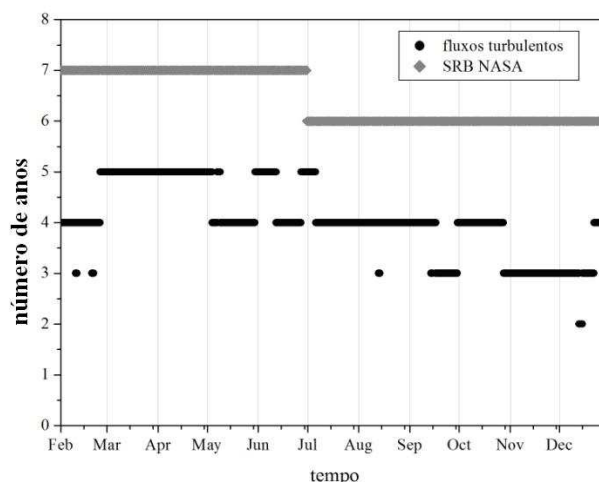


Figura 2.1: Número de anos para cálculo das séries climatológicas dos fluxos turbulentos e de radiação.

A Figura 2.3a-b mostra a fração do erro em relação ao fluxo de calor latente (LE), o qual é uma componente dominante no balanço de calor sobre superfícies oceânicas, separadas nas duas estações referentes à posição anual da ZCIT. Para a média de ambos os períodos, o erro representa 14% de LE. Apesar deste valor ser relativamente grande e de chegar a ter mais de 40% em alguns instantes, principalmente na Estação 1 (Figura 2.3a), para as simulações numéricas o mais importante é a representação da magnitude e a variabilidade das condições de contorno para cada estação, os quais são representados na Figura 2.3c-d para LE e na Figura 2.4 para a tensão de cisalhamento. Na Estação 1, a convergência dos ventos causa enfraquecimento dos alíseos e aumento da variância (Figura 2.4a). Esse enfraquecimento do vento diminui o resfriamento evaporativo (LE) na superfície, causando um aumento da TSM, o que está relacionado a um mecanismo de retro-alimentação nos oceanos tropicais (Chang et al., 2003). Na Estação 2, a variabilidade do vento na escala de horas é menor e os alíseos se intensificam, sendo a estação quando acontece o aprofundamento da CMO e de menor TSM. A Figura 2.4 mostra que existe uma maior variabilidade do vento numa escala horária na Estação 1, enquanto que na Estação 2, a variação na escala de horas é mais suave, ocorrendo uma variação no períodos de alguns dias, numa escala sinótica, o que pode ser observado também na Figura 2.3c-d para LE, o qual depende da intensidade do vento.

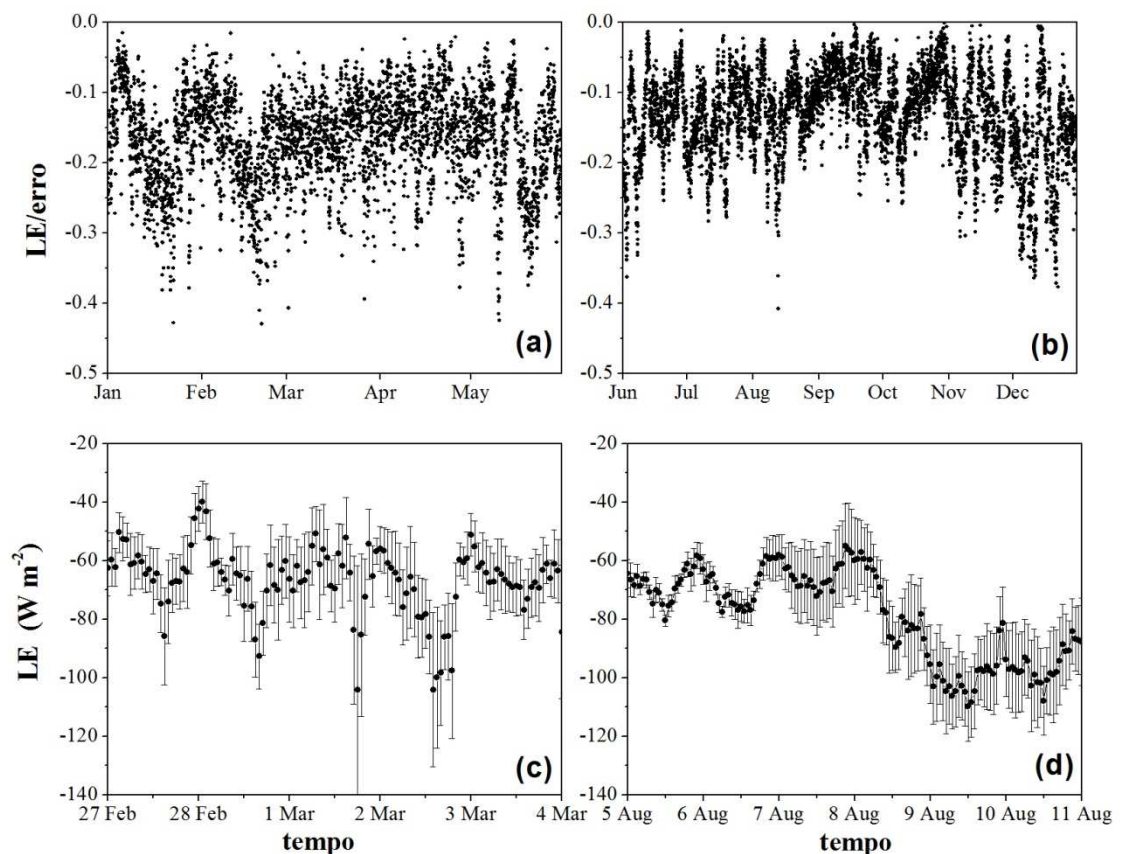


Figura 2.2: (a)-(b): Razão entre o fluxo de calor latente (média horária climatológica) e seu quadrático médio. (c) – (d): Fluxo de calor latente (LE). Gráficos a esquerda são referentes da estação da ZCIT na região, e da direita quando a ZCIT se encontra ao norte.

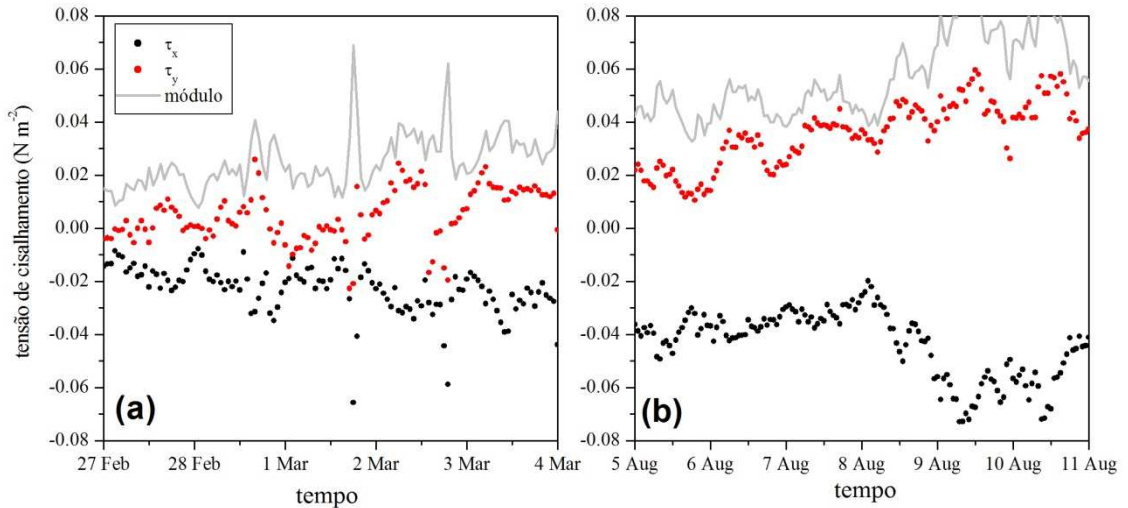


Figura 2.4: Componentes horizontais e módulo da tensão de cisalhamento do vento na superfície. (a) Estação 1 (ZCIT); (b) Estação 2 (ZCIT ao norte).

2.2. Fluxos de radiação e balanço de energia na superfície

O fluxo de radiação líquida na superfície (RL) é dado por quatro componentes, como mostra as Equações 1-3, onde OCI é a onda curta incidente, OCR é a onda curta refletida pela superfície e BOC é o balanço de onda curta na superfície; OLA é a onda longa emitida pela atmosfera, OLS é a onda longa emitida pela superfície e BOL é o balanço de onda longa na superfície. O PIRATA possui uma longa série de dados de OCI, mas não faz medições das outras componentes do balanço de radiação. Com isso, foi preciso buscar as outras componentes em outros bancos de dados.

$$\text{BOC} = \text{OCI} + \text{OCR} \quad (1)$$

$$\text{BOL} = \text{OLA} + \text{OLS} \quad (2)$$

$$\text{RL} = \text{BOC} + \text{BOL} \quad (3)$$

Os Laboratórios de Micrometeorologia e de Interação Ar-Mar tem feito estudos comparativos entre dados do programa *Surface Radiation Budget* (SRB), da NASA, e observações em regiões de superfície oceânica e urbana. O SRB estima diversos parâmetros radiativos da atmosfera e da superfície - dentre os quais os termos do balanço das Equações 1-2 - utilizando dados de satélite e algoritmos para resolver a Equação de Transferência Radiativa. Uma pesquisa de Iniciação Científica feita no Laboratório de Interação Ar-Mar mostra concordância entre os dados estimados pelo SRB, as observações de OCI de bóias PIRATA e as componentes de onda longa em superfície, calculadas pela Lei de Stephan-Boltzman utilizando os dados observados de TSM, temperatura do ar e umidade. Portanto, com exceção da OCI - para a qual foram utilizados dados do PIRATA - foram usados dados do SRB para estimar a RL na B23W.

A mesma metodologia usada para calcular a série climatológica dos fluxos turbulentos foi feita com os dados das componentes do balanço de radiação. A maior

resolução temporal do SRB é de 3 horas, e, portanto, ao invés de médias, foi feita uma interpolação linear. A série original dos dados do SRB usada no estudo é de 1999 até junho de 2006. A Figura 2.2 mostra a amostragem dos dados utilizada.

A Figura 2.5 mostra todas as componentes do balanço de radiação (Figura 2.5a-b) e de calor na superfície (Figura 2.5c-d), que pode ser dado pela Equação 4, onde H é o fluxo de calor sensível e S fluxo de calor armazenado na coluna, calculado como resíduo dos termos (Stull, 1988). Neste balanço, negativo indica perda de calor da superfície. O termo de armazenamento positivo indica ganho de calor da superfície.

$$RL = S - (H + LE) \quad (4)$$

Para este estudo da dinâmica da CMO, o termo mais importante é o fluxo de calor armazenado, pois, numa escala sazonal, seu sinal indica se a região é fonte ou sorvedouro de calor e sua variabilidade pode dar uma idéia da evolução da CMO. Sabe-se que as regiões oceânicas de baixa latitude são responsáveis por armazenar a energia proveniente do Sol na forma de calor, transportando-o para o resto do globo através das correntes oceânicas, o que é observável na Figura 2.5, a qual mostra que o fluxo de calor armazenado durante o dia é uma ordem de grandeza maior do que a perda que ocorre de noite. Quanto à variação desse termo no decorrer do ano, a Tabela 2.1 mostra que o termo de armazenamento é ligeiramente maior na Estação 1. A diferença entre a média dos termos do balanço de energia, para cada estação, mostradas na Tabela 2.2, mostra que o ganho de calor por BOC na segunda metade do ano, quando a ocorrência de dias de céu claro é maior, é compensada pela perda por LE, devido ao aumento da intensidade de vento nessa estação; H não mostra variação significativa entre as estações, fazendo com que a pequena diferença para o fluxo armazenado seja devido ao balanço de onda longa na superfície, que proporciona maior perda de calor na Estação 2. Apesar disso, a variação do fluxo de calor armazenado é pequena. A Figura 2.5 exemplifica esse fato. Enquanto na Estação 1 o BOC é menor de dia devido a presença de nebulosidade, a noite a perda pelo BOL também é menor, assim como o fluxo de calor latente, que também é menor nessa época do ano; na Estação 2, apesar de a OCI ser maior, de noite, a perda de calor pelo BOL é maior, além da perda de calor por LE ser maior nesta estação.

Termos do balanço	Estação 2	Estação 1	Est2-Est1
BOC	234,3877	210,8755	23,51217
BOL	-56,3453	-48,0842	-8,26109
H	-4,19084	-4,5327	0,34186
LE	-83,4353	-60,3434	-23,0919
S	98,79795	106,9806	-8,18269

Tabela 2.2: Média dos termos do balanço de calor ($W m^{-2}$) na superfície para Estação 1 (janeiro a maio), e para a Estação 2 (julho a novembro). A última coluna mostra a diferença das médias (Estação 2 menos Estação 1). Positivo indica que a Estação 1 ganha mais calor de determinado fluxo em relação à Estação 2.

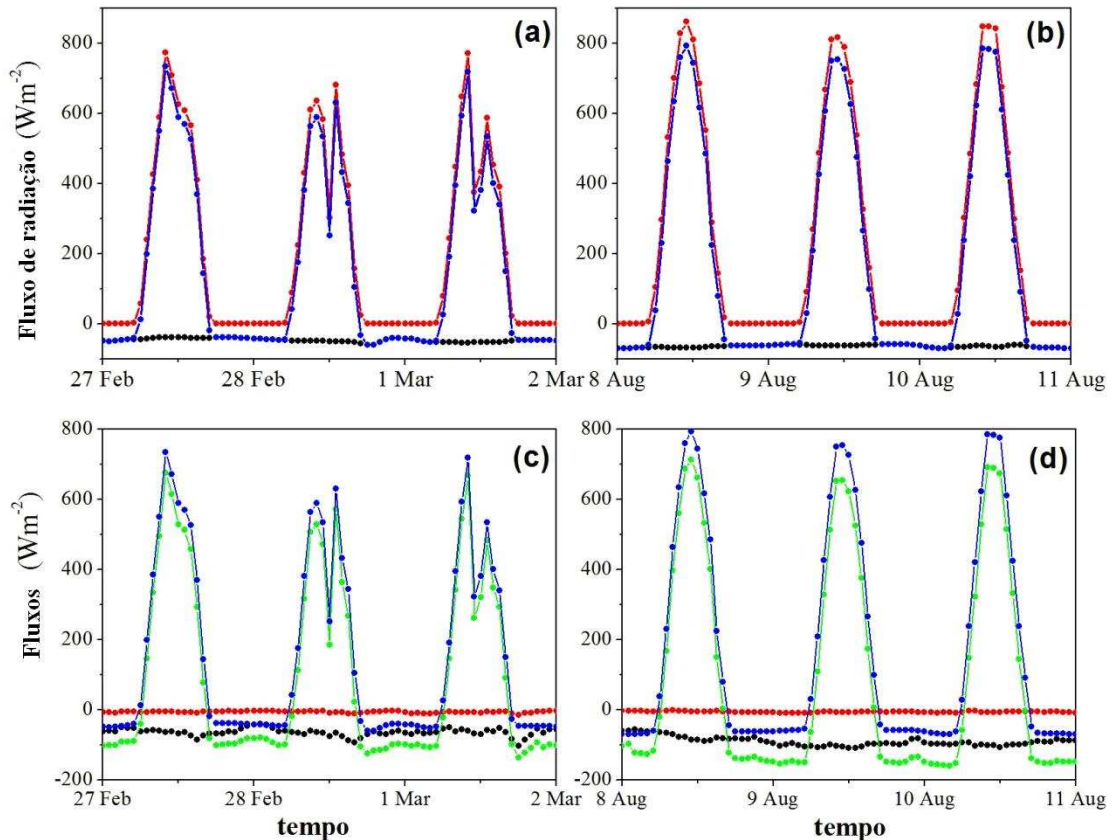


Figura 2.5: Componentes do balanço de energia na superfície. Figura a esquerda são períodos representativos da Estação 1 (ZCIT), e figuras a direita da Estação 2 (ZCIT ao norte). (a)-(b) componentes do balanço de radiação na superfície (Equação 1-3): RL (azul), BOC (vermelho), BOL (preto); (c)-(d) termos do balanço de calor na superfície (Equação 4): RL (azul), H (vermelho), LE (preto), S (verde). Valores negativos indicam perda de calor da superfície.

2.3. Variáveis dos perfis verticais das componentes zonal e meridional de corrente, temperatura e salinidade

O mesmo tratamento estatístico feito com as séries de fluxos turbulentos e com as componentes do balanço de radiação foi feito com as observações dos perfis de velocidade, temperatura e salinidade, obtendo séries climatológicas também para essas variáveis.

Para o caso dos perfis verticais, as médias são feitas para cada hora, em cada nível da coluna d'água em que é feita a observação. Para instantes (horas) e níveis em que havia menos de 3 anos de observações o dado foi desconsiderado. A Figura 3.1 mostra as séries climatológicas calculadas para a Estação 1. Na Figura 3.1a, observa-se o período quando a TSM é maior, entre março e maio, e na Figura 3.1a-c observa-se a SCE, que é mais rasa nesse período do ano. Os máximos de velocidade zonal e salinidade caracterizam seu núcleo.

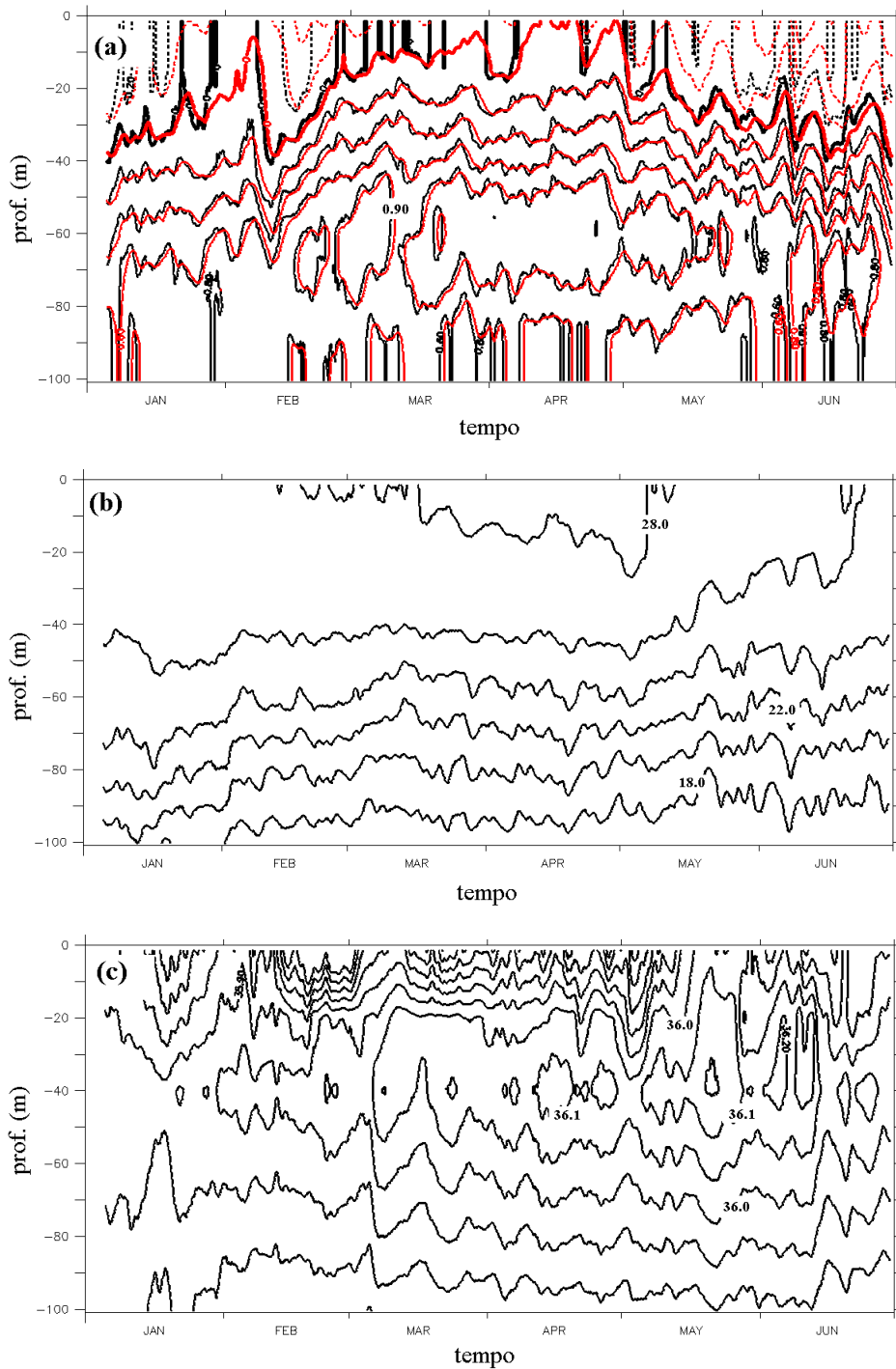


Figura 3.1: Séries climatológicas dos perfis para a Estação 1 (ZCIT). **(a)** velocidade zonal (ms^{-1}) da média climatológica (preto), e simulada (vermelho): linha contínua – valores positivos; linha hachurada – valores negativos; linha grossa – velocidade nula; intervalos de 0.1 ms^{-1} . **(b)** temperatura em Celsius, intervalos de $2 \text{ }^\circ\text{C}$. **(c)** salinidade (psu), intervalos de 0.1 psu .

3. SIMULAÇÕES COM O USO DE RELAXAÇÃO

Utilizando as séries climatológicas, novas simulações foram feitas com o uso de relaxação no modelo – um termo adicional às equações média, o qual considera os dados observados. Considerando a assimilação das observações nas simulações, a derivada material da variável média (lado esquerdo da Equação 5) é proporcional ao

termo de relaxação, sendo que a influência do termo na simulação depende de um período escolhido, T_{relax} , e U_{obs} é o dado observado.

$$\dot{U} \propto \frac{1}{T_{relax}} U_{obs} \quad (5)$$

O uso da relaxação é uma forma de incluir processos físicos que não são possíveis de prescrever ou parametrizar, considerando que essas informações estejam contidas nos dados observados. Por exemplo, Bolding et al. (2002), em seu estudo da CMO no Mar do Norte, faz o uso da relaxação de dados de salinidade no GOTM, gerados por um modelo tri-dimensional, como forma de parametrizar a advecção horizontal de salinidade na equação média desta propriedade, por ser um termo importante a considerar nesta região. Da mesma forma que não é possível representar os termos advectivos no modelo unidimensional e dos gradientes de pressão nas equações de velocidade, nas simulações feitas com as séries climatológicas foi usada relaxação das variáveis perfiladas, admitindo um período de 1 hora para temperatura e salinidade, e de 1 dia as componentes da velocidade, utilizando passo de tempo de 10 min. O período maior para os perfis de velocidade foi escolhido, pois, em alguns instantes, o valor médio mais próximo à superfície é muito próxima à região da SCE ($U > 0$), e o modelo interpola esse valor até a superfície. A escolha de um T_{relax} maior para a velocidade permite o modelo simular as correntes na superfície ($U < 0$, predominantemente) de forma mais realística, como mostra a comparação na Figura 3.1a entre a velocidade zonal de série climatológica (preto), e simulada com relaxação. Como o período de relaxação usado para as outras variáveis é menor, com a mesma resolução das observações, as médias e o simuladas ficaram muito próximos, não sendo necessária a comparação.

Essas simulações não passam de reproduções das propriedades médias observadas, não valendo como um estudo prognóstico, mas sendo úteis para diagnosticar os processos turbulentos na camada pelas propriedades turbulentas calculadas pelo GOTM (por exemplo, a energia cinética turbulenta, os termos de sua equação, etc). Como o modelo interpola linearmente as observações antes da simulação, esta ainda não é a melhor maneira de simular a camada de mistura oceânica para o estudo de processos físicos, pois a relaxação das variáveis durante toda a simulação produz uma variação brusca dos perfis das propriedades devido à interpolação entre os níveis observados, como mostra a Figura 3.2 para o perfil de temperatura. Na Figura 3.2a, o perfil da temperatura simulada é praticamente igual aos valores médios, enquanto que na simulação sem relaxação (Figura 3.2b), o modelo gera uma CMO expressiva. Porém o uso da relaxação será uma ferramenta útil para estimar um contorno inferior para as próximas simulações a fim de representar apenas a CMO, excluindo a região da SCE.

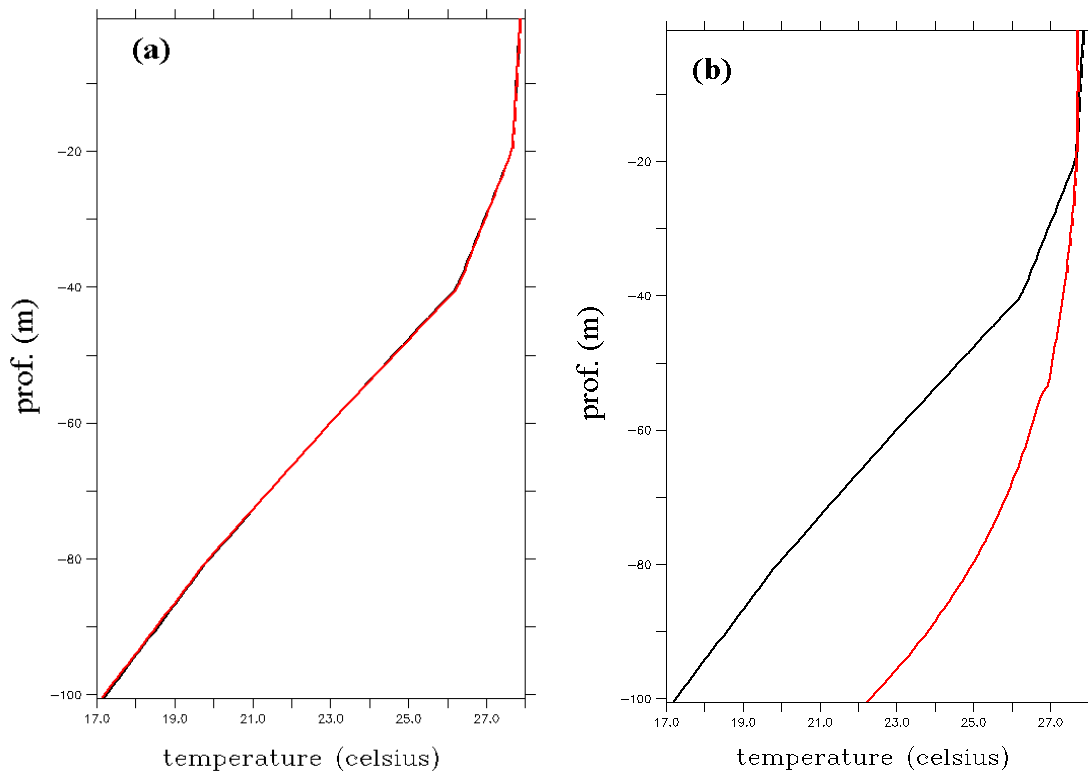


Figura 3.2: Perfis verticais de temperatura em 10 de maio às 00:00. Preto: valor médios calculados com as observações. Vermelho: simulação. (a) – Simulação com relaxação; (b) – sem relaxação.

Estimativa da profundidade da camada de mistura oceânica (PCM) com o uso de relaxação

Como discutido anteriormente, a dinâmica da SCE é regida por forçantes oceânicas e atmosféricas com diferentes escalas de espaço e de tempo. Para se fazer possível uma simulação minimamente realista da coluna oceânica equatorial levando em conta a SCE, além de obter uma forma de prescrever o gradiente de inclinação da superfície do mar (componente barotrópica do gradiente de pressão), seria necessário também a consideração da variação zonal da profundidade da termoclina, relacionada com o termo baroclínico do gradiente de pressão (densidade integrada na coluna d'água). Informações sobre essa componente do balanço dinâmico da SCE são ainda mais difíceis de serem encontradas, o que dificulta ainda mais a simulação dessa corrente. Com isso, está sendo feito um estudo sobre a variabilidade da PCM com as séries climatológicas dos dados de observação utilizando métodos propostos na bibliografia, além de o próprio modelo GOTM estimar essa profundidade utilizando um critério mínimo (*threshold*) para a energia cinética turbulenta. A idéia é estimar a variação sazonal da PCM, de modo que nas próximas simulações seja considerada apenas a CMO, que é a região de interesse do estudo.

Uma forma usual de se estimar a PCM é através da consideração de critérios para os gradientes verticais de temperatura e densidade na coluna d'água, considerando que a CMO é bem misturada e que variações verticais dessas propriedades nesta região são limitadas por um *threshold*. Num trabalho atual, Montégut et al. (2004) construíram uma nova climatologia global da PCM utilizando milhões de perfis verticais medidos

em todo o globo. Neste trabalho, foi considerado um *threshold* para temperatura e densidade de 0,2 °C e 0,03 kg m⁻³, e a estimativa da PCM foi feita para cada perfil, individualmente, computando, por último, a média da PCM. Esta metodologia difere da famosa climatologia obtida por Monterey e Levitus (1997), a qual utiliza um *threshold* maior para a temperatura e densidade (0,05 °C e 0,125 kg m⁻³), obtendo a PCM de perfis médios, e não individuais. Montégut et al. (2004) enfatizam que sua metodologia é mais eficaz em estimar uma CMO “na qual os fluxos de superfície foram recentemente misturados e integrados, ‘recentemente’ no sentido de escala de tempo maior que um ciclo diurno e não mais que alguns dias”, e também mais acurada em identificar períodos de re-estratificação da CMO, como por exemplo, na primavera, com o maior aquecimento da CMO.

Com isso, a proposta atual é estimar um valor típico da PCM com os dados observados disponíveis para cada estação do ano utilizando os três métodos propostos pelas duas fontes bibliográficas citadas e o *threshold* para a ECT fornecida pelo GOTM. Dessa forma será possível estabelecer um domínio mais representativo da CMO para as próximas simulações, dando continuidade ao projeto.

REFERÊNCIAS

- Bolding, K., H. Burchard, T. Pohlmann, and A. Stips, 2002: Turbulent mixing in the Northern North Sea: a numerical model study. *Cont. Shelf Res.*, **22**, 2707-2724.
- Chang, P., R. Saravanan, L. Ji, and G.C. Hegerl, 2000: The effect of local sea surface temperatures on atmospheric circulation over the tropical Atlantic sector. *J. Climate*, **13**, 2195-2216.
- 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. of Climate*, **16**, 571-591.
- Gill, A. .E, 1982. Atmosphere-Ocean Dynamics. International Geophysics Series. **30**. 662 pp.
- Monterey, G., and S. Levitus (1997), Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean, NOAA Atlas NESDIS 14, 100 pp., Natl.Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md.
- Montégut, C. B.; Madec, G. M.; Fischer, A. S.; Lazar, A.; Iudicone, D., 2004: Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile based climatology. *J. Geophys. Res*, **109**, C12003.
- Stull, R. B., 1988: An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666 pp