

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

RELATÓRIO DE ATIVIDADES DE MESTRADO

Novembro a março de 2009

Aluno

Udo Tersiano Skielka

Orientador

Jacyra Soares

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

Abril de 2009

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, referente à estação seca na região, representativo dos meses de julho e novembro, e mais ao sul, quando ocorre a estação chuvosa, 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 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.

1. Introdução

1.1. Relatórios anteriores

No primeiro relatório de atividades (outubro de 2007) foi descrito o modelo de turbulência a ser utilizado, o *General Ocean Turbulence Model* (GOTM) - aproximações, equações médias, fechamento de segunda ordem, as equações $k-\epsilon$, condições de contorno - e descritas as disciplinas realizadas, como etapa de familiarização do modelo e realização dos cursos.

O segundo relatório (abril de 2008) trouxe algumas simulações experimentais com o GOTM utilizando os dados da bóia PIRATA, localizada sobre o equador em 23° W (B23W), para cálculo dos fluxos de superfície, os quais são usados como condição de contorno de superfície no modelo.

Essas primeiras simulações e sua comparação com as observações da B23W na camada superior do oceano possibilitaram o conhecimento das primeiras dificuldades de uma simulação minimamente realista da CMO na região equatorial, como a presença do cisalhamento imposto pela sub-corrente equatorial (SCE) - resultante do gradiente de pressão zonal em larga escala - e os efeitos da precipitação na superfície durante a estação em que a zona de convergência intertropical (ZCIT) está sobre a região, a qual age no aumento da estabilidade estática na superfície.

O terceiro relatório (outubro de 2008) apresentou as séries de dados de fluxos turbulentos de superfície (momento, calor sensível e calor latente) - calculadas utilizando o algoritmo bulk de Fairall et al. (2003) e as observações de superfície da B23W (temperatura e umidade do ar, temperatura da superfície do mar e vento) - e os fluxos de radiação na superfície (onda curta incidente observada na B23W; onda curta refletida pela superfície, onda longa emitida pela superfície e onda longa emitida pela atmosfera) do NASA/GEWEX Surface Radiation Budget (SRB). Com esses dados foi feita uma discussão sobre o balanço de calor da superfície e apresentadas as novas simulações usando essas séries temporais.

No terceiro relatório foi proposto o uso de um termo para assimilação de dados (Expressão 1) nas equações médias, utilizando as observações de sub-superfície da B23W (correntes, temperatura e salinidade) para, não mais simular, mas reproduzir o campo das variáveis médias com o GOTM para que o campo turbulento, estimado pelo fechamento de segunda ordem, pudesse representar as características da CMO do Atlântico equatorial.

$$\partial_t X \propto -T_{assim}^{-1} (X - X_{obs}) \quad (1)$$

Na Expressão 1, X é uma variável média genérica prognosticada, X_{obs} é a variável média observada e T_{assim} é o período de assimilação, o qual determina a influência da observação na simulação, devendo ser prescrito.

Como mostra a Expressão 1, quanto mais próximo do passo de tempo (Δt) da simulação for T_{assim} , maior será a influência do dado observado na variável no tempo futuro (Figura 1). Porém, como a resolução vertical das observações de sub-superfície do PIRATA é consideravelmente menor do que a resolução selecionada na grade do modelo (Tabela 1), a interpolação linear das observações feita pelo modelo entre os dois níveis observados impossibilita uma reprodução fisicamente consistente da CM para um $T_{assim} \approx \Delta t$ (Figura 1). Logo, um T_{assim} ideal foi estudado de forma a permitir que o modelo interpolasse as camadas entre os níveis observados dando maior participação dos outros termos das equações médias, mas mantendo a simulação convergindo para o campo observado do Atlântico equatorial.

Sensor	Profundidade	Resolução temporal
Corrente (ADCP)	5 a 135 m; $\Delta z = 5$ m	1 hora
Temperatura	20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 180, 300, 500 m	10 minutos
Salinidade	1, 20, 40, 60, 120 m	1 hora
Modelo	$\Delta z = 1$ m; Profundidade (H) = 200 m	1 min

Tabela 1: Resolução espacial e temporal padrão das observações de sub-superfície da B23W e utilizadas nas simulações com o GOTM.

A Figura 1 mostra perfis verticais de temperatura para diferentes simulações em que T_{assim} foi variado e sem o uso de assimilação (linha vermelha), em diferentes horários. Observa-se na figura que quanto maior T_{assim} , menor é a dependência da simulação das observações. Utilizando $T_{assim} = 1$ dia possibilitou que as simulações se mantivessem sempre convergindo para o campo observado, mas de forma suave, permitindo que o modelo simulasse adequadamente as propriedades turbulentas, já que essas propriedades dependem do fechamento turbulento, o qual depende do campo médio.

Perfis de temperatura (Celsius)

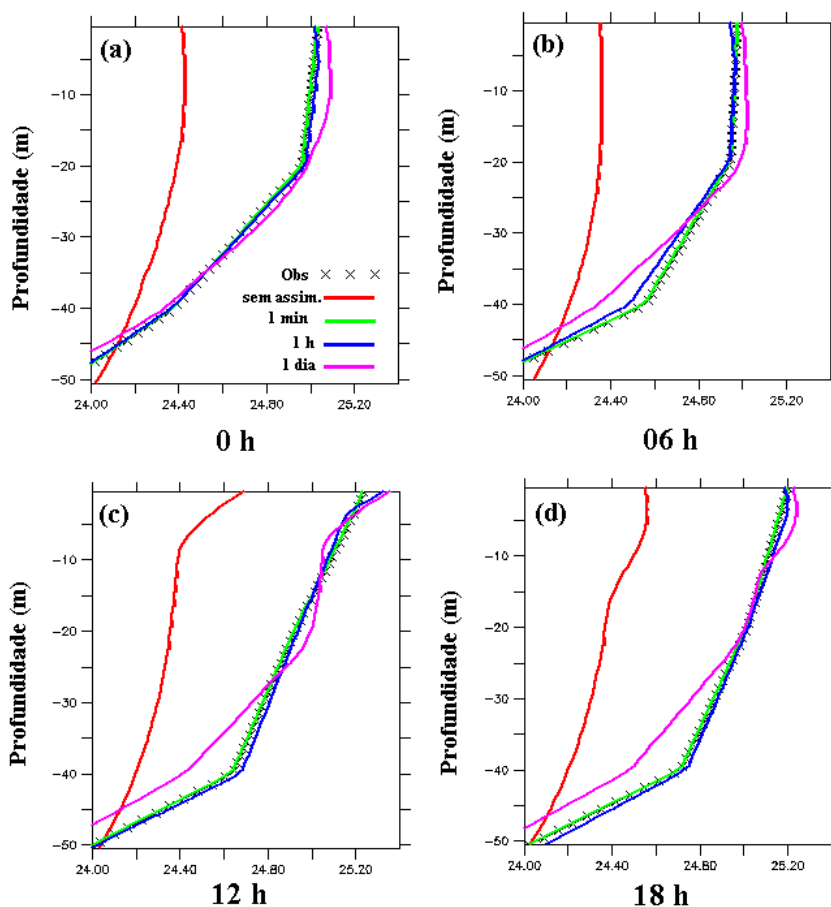


Figura 1: Perfis verticais de temperatura utilizando diferentes T_{assim} e sem o uso de assimilação de dados (linha vermelha), para diferentes horários. Cruzes indicam as observações de temperatura interpoladas na grade do modelo.

1.2. Resultados recentes

O presente relatório mostra as reproduções dos campos médio e as simulações dos campos turbulentos obtidos pelo fechamento de segunda ordem de Canuto et al. (2001) usando o modelo $k-\epsilon$ para as estações chuvosa (sob a presença da ITCZ, chamada de *Estação 1*), de fevereiro a abril, e seca (ITCZ ao norte, chamada de *Estação 2*), de agosto a outubro, usando os dados e as forçantes de superfície descritas no relatório anterior e o método de assimilação.

Será dada ênfase nas diferenças entre os regimes de turbulência das duas estações – mecanismos geradores e dissipadores de ECT, propriedades turbulentas - e as forçantes atmosféricas.

Os primeiros 15 dias de cada simulação foram descartados das análises, sendo considerados como um período de aquecimento do modelo. Nas figuras apresentadas é utilizada a hora local na região da B23W.

2. Resultados

2.1. Reprodução do campo médio

A Figura 2 mostra o ciclo anual das variáveis médias de sub-superfície obtido com o tratamento de dados aplicado às séries temporais das observações da bóia PIRATA em (0° , 23° W) (B23W na) coluna d'água (tratamento de dados foi descrito no relatório anterior). As Figuras 3 e 4 mostram as reproduções dos campos médios pelo modelo para cada simulação (Estação 1 e 2).

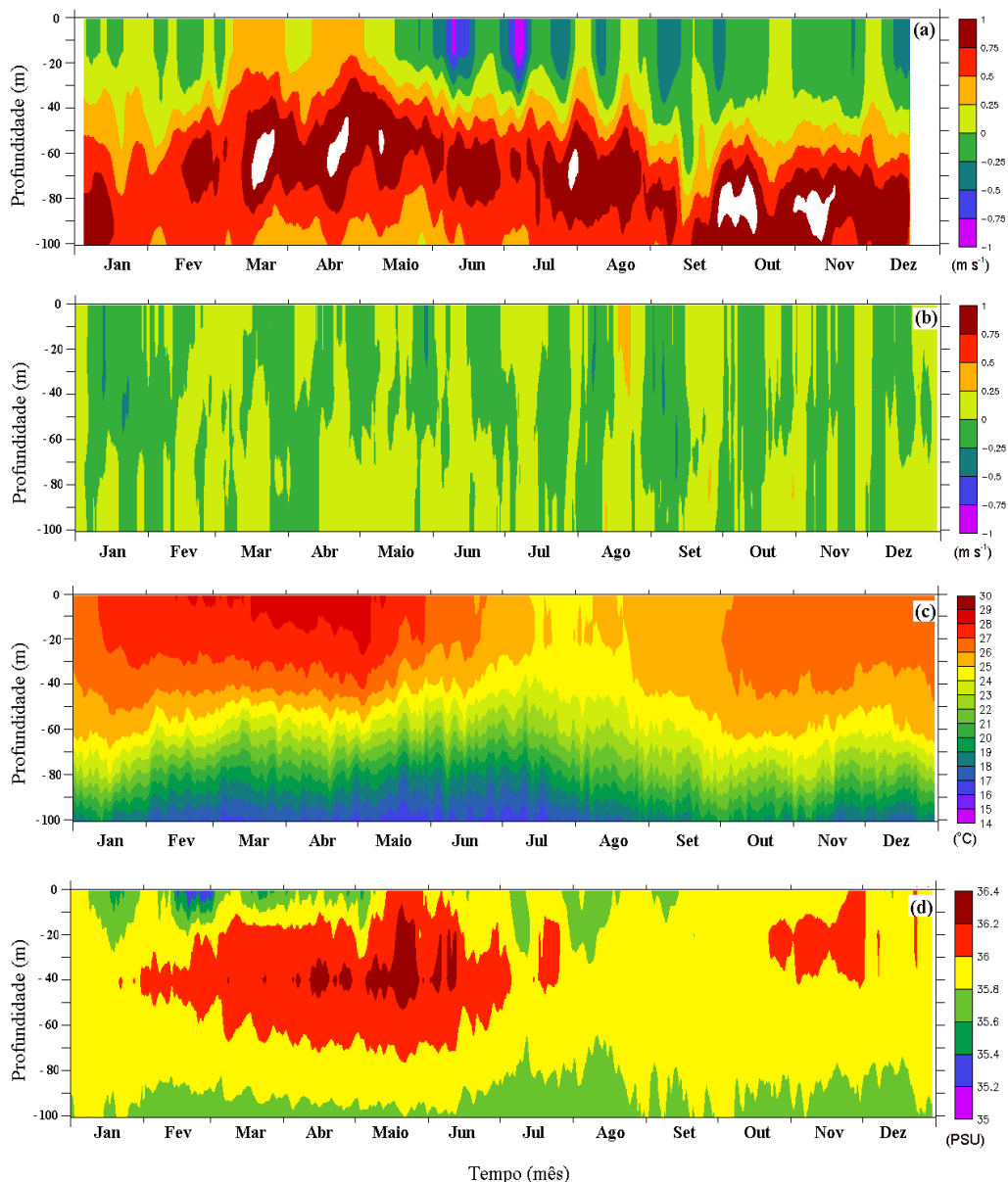


Figura 2: Médias horárias climatológicas (2000 a 2006) obtidas com os dados da B23W e usadas para assimilação de dados nas simulações. (a) Velocidade zonal e (b) meridional ($m s^{-1}$), (c) temperatura ($^{\circ}C$) e (d) salinidade (PSU).

Observa-se que para cada período simulado, o esquema de assimilação de dados faz com que o modelo reproduza de forma suavizada os campos médios. Apesar dessa suavização, a assimilação possibilitou a reprodução das características de cada estação.

Na Estação 1, observa-se corrente zonal em superfície menos intensa e a presença do núcleo da SCE mais próximo da superfície, entre 50 e 80 m (Figuras 2a e 3a). A corrente meridional apresenta menor velocidade em relação à componente zonal (Figura 3c).

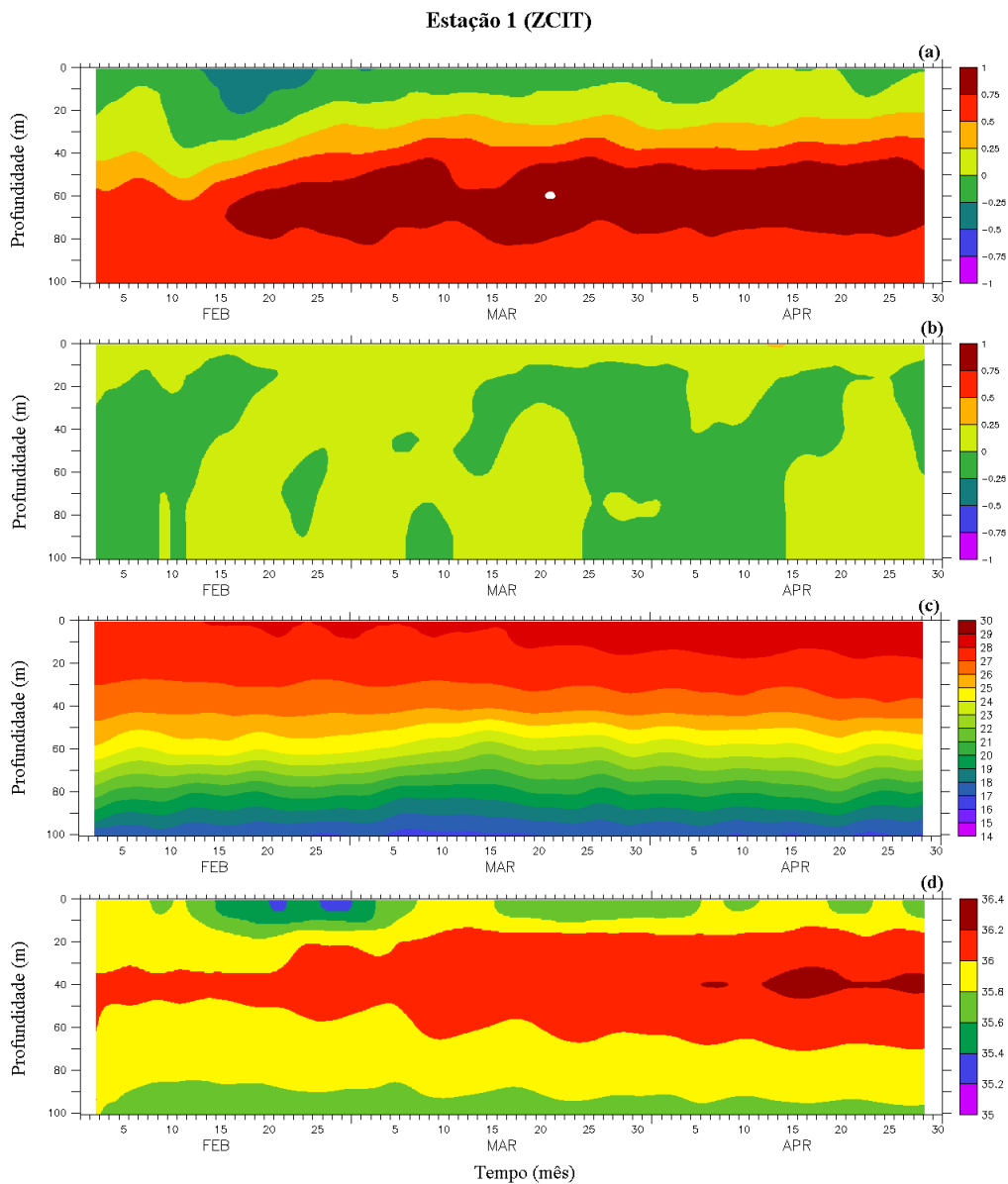


Figura 3: Reprodução dos campos médios para a Estação 1. Ordem alfabética das figuras é a mesma da figura anterior.

A camada superficial se encontra estratificada e um aquecimento gradual nessa camada é observado a partir da metade de fevereiro, com temperatura maior que 27 °C (Figuras 2c e 3c). A salinidade é maior na camada abaixo dos 20 m, com períodos de queda na camada superficial,

nos primeiros 15 m, devido à precipitação que ocorre nessa estação, agindo no aumento da estratificação na superfície.

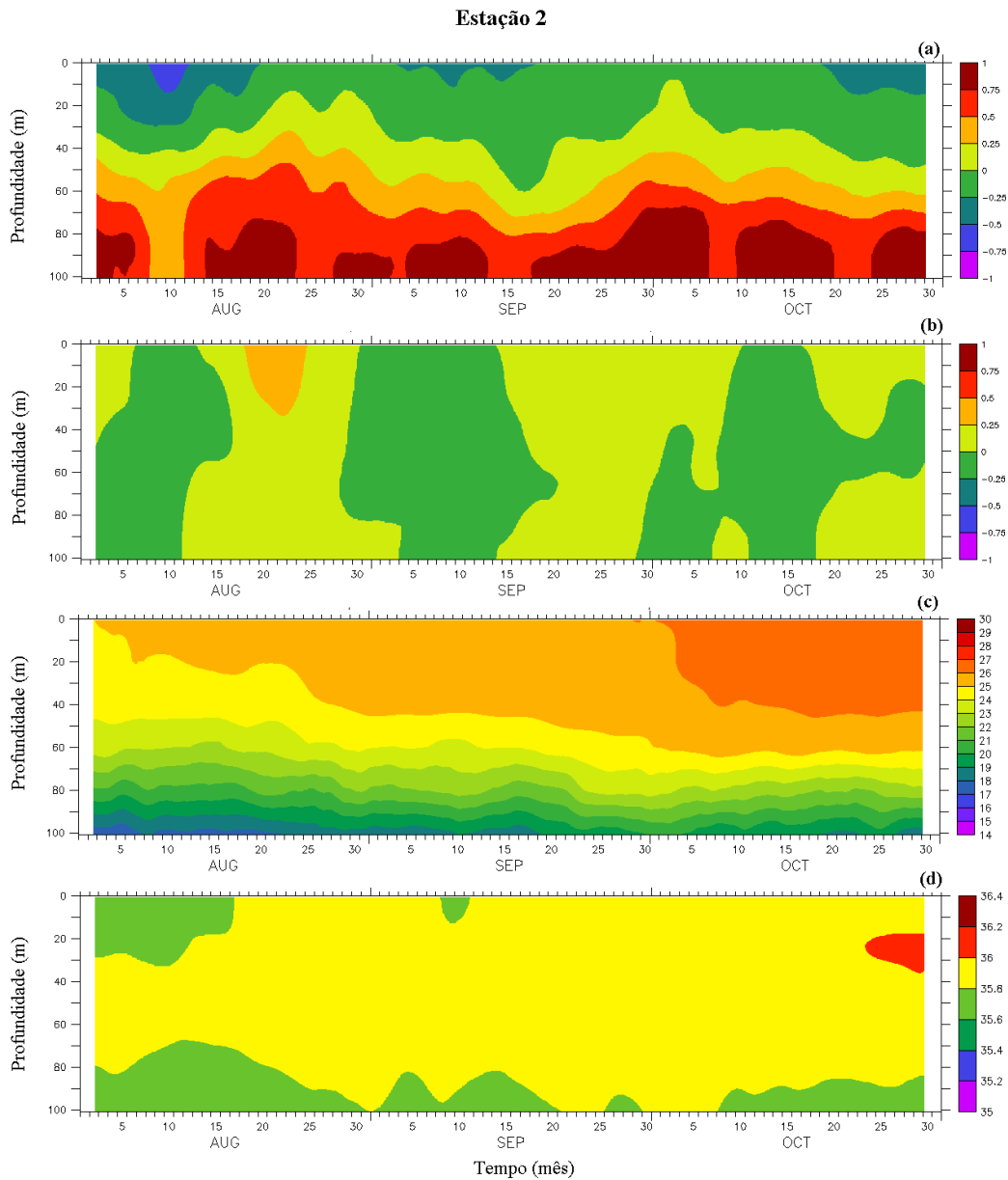


Figura 4: Reprodução dos campos médios para a Estação 2. As letras seguem a mesma ordem da figura anterior.

Na Estação 2, o núcleo da SCE se encontra abaixo dos 70 m de profundidade e a corrente em superfície é para oeste, mais intensa, devido à maior tensão de cisalhamento do vento (Figuras 2a e 4a). A camada superior apresenta maior homogeneidade vertical de temperatura e salinidade nessa estação (Figuras 2c,d e 4c,d).

Essas características são bastante similares àquelas descritas em estudos do *Seasonal Response of the Equatorial Atlantic* (SEQUAL), onde observações de perfis de corrente e

temperatura e de vento na superfície foram feitas sobre o equador em 28° W, no período de março de 1983 a fevereiro de 1984 (Weingartner e Weisberg, 1991a,b; Weingartner e Tang, 1987).

2.2. Simulações do campo turbulento

A Figura 5 mostra a profundidade da camada de mistura (h_{CM}) e contornos de densidade de $0,03 \text{ kg m}^{-3}$. A h_{CM} foi estimada usando o critério da energia cinética turbulenta (ECT) maior de $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, como sugerido por Burchard e Bolding (2001). Regiões em que a ECT se encontra abaixo deste valor não há mistura turbulenta e das propriedades médias. A densidade é calculada pelo modelo através do algoritmo proposto por Fofonoff e Millard (1983).

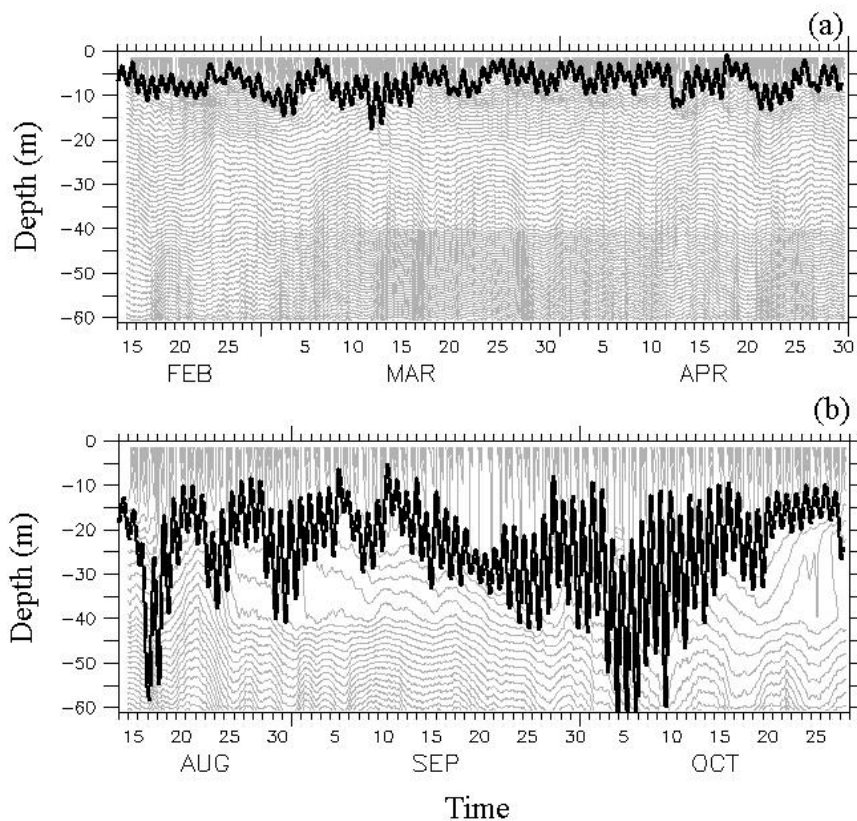


Figura 5: Variação temporal da h_{CM} (linha preta) e contornos de densidade (linhas cinza), com intervalos de $0,03 \text{ kg m}^{-3}$, para (a) Estação 1 e (b) Estação 2. Foi usado o critério da ECT maior que $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ para estimativa de h_{CM} .

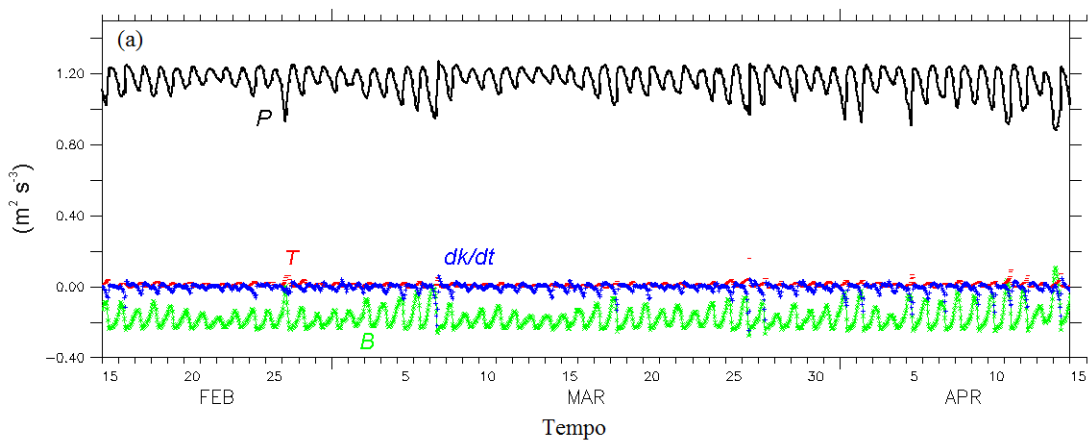
À primeira vista, observa-se a diferença entre a estratificação das duas estações. Na Estação 1, a camada se encontra estaticamente estável logo abaixo de h_{CM} , enquanto na Estação 2 é possível observar maior homogeneidade vertical na camada superficial. Na Estação 1, a camada de mistura (CM) está limitada aos primeiros 15 m de profundidade e sua variação diurna média é de 7 m. Já na Estação 2, a h_{CM} chega até 60 m de profundidade no começo de outubro, com uma

variação média diurna de 30 m. Essa variação diurna encontrada na Estação 2 é compatível com simulações da CM no Oceano Pacífico equatorial utilizando *large-eddy simulation* (LES, Wang et al. 1998). Observações da taxa de dissipação de ECT (ϵ) no Oceano Pacífico também mostraram variação diurna expressiva da CM (Gregg et al. 1985; Moum e Caldwell, 1985). Os valores médios estimados para ambas as estações foi de 7 m para a Estação 1 e 24 m para a Estação 2.

A Figura 6 mostra os termos da equação da ECT normalizados por ϵ (valores médios da superfície até 10 m na Estação 1 e até 30 m na Estação 2), como mostra a Eq. 2, onde $\partial_t k$ é a variação local de ECT, P é a produção mecânica de ECT, B é a produção/consumação de ECT devido ao empuxo, T é o termo de difusão vertical de ECT (para maiores detalhes, ver os relatórios anteriores e Burchard et al. 1999).

$$\frac{P + B + T - \partial_t k}{\epsilon} = 1 \quad (2)$$

Observa-se na Figura 6a que, na Estação 1, a ECT produzida na CM (Figura 5a) é devido à tensão de cisalhamento na superfície e que o termo de empuxo age dissipando ECT. Os ventos mais fracos na superfície e a estratificação estável da camada superior oceânica fazem com que a CM se restrinja aos primeiros 10 metros de profundidade nessa estação. Os termos de transporte e de variação local são pouco expressivos.



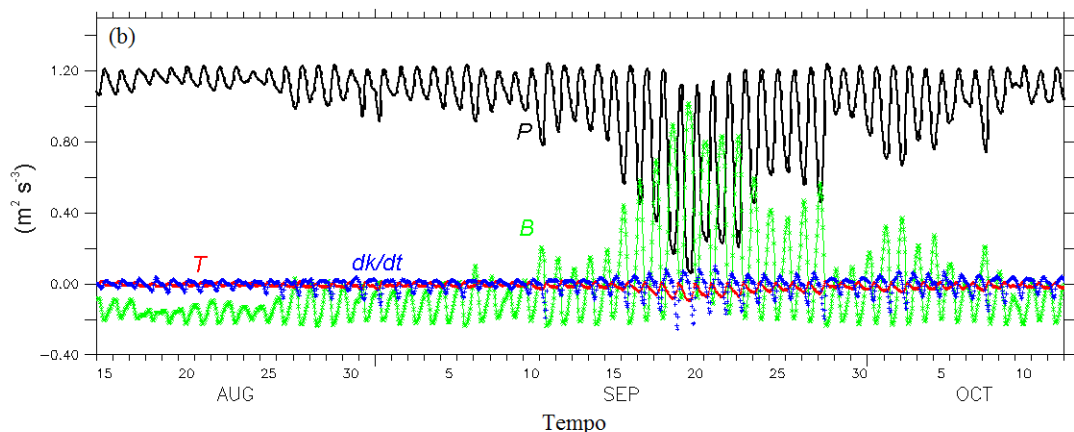


Figura 6: Médias dos termos da Eq. 2 para h_{CM} média de cada estação: (a) Estação 1 e (b) Estação 2. Termos: produção mecânica (preto); produção/dissipação térmica (verde); transporte vertical (vermelho) e variação local (azul). Valores normalizados por ϵ .

Na Estação 2, observa-se que B passa a contribuir também na produção de ECT durante a noite, enquanto que, durante o dia, esse termo age dissipando ECT (valores negativos). Esse fato está relacionado com o resfriamento noturno na superfície, o qual ocorre mais intensamente nessa estação. Além disso, o vento na superfície, que é mais intenso nessa estação, mantém a camada superficial sempre misturada até uma profundidade maior mesmo durante o dia (Figura 5b), quando a incidência de radiação solar na coluna d'água deixa a camada superficial estaticamente estável e B age dissipando ECT nos primeiros níveis.

Os dias de maior produção de ECT por B (com valores máximos entre 15 e 28 de setembro), observa-se maior variação dos termos de taxa de variação e transporte. O termo $\partial_t k$ é positivo no período noturno, quando ocorre um aumento da participação de B na geração de ECT na CM. Já o termo T é negativo na camada considerada, aumentando em módulo progressivamente durante a noite, indicando que ECT é transportada da CM para regiões mais profundas. No começo do período diurno, valores extremos negativos de $\partial_t k$ podem ser observados, indicando rápida dissipação de ECT, quando B tende rapidamente para valores negativos e T retorna a zero. Daí em diante, durante o período diurno, apenas P é responsável pela geração de ECT.

A Figura 7 mostra o ciclo diurno dos termos da Eq. 2 para a Estação 1. Nessa estação, o termo de produção mecânica é dominante (linha verde). Durante a noite (Figura 7a,b) este termo é importante até uma profundidade maior, com valores maiores que zero até mais de 20 m às 06 da manhã. Enquanto que, durante o dia, P está limitado aos primeiros 10 m, aproximadamente. Apesar de o termo B aparecer positivo no período noturno, contribuindo na produção de ECT nos primeiros metros, nesta estação este termo age predominantemente consumindo ECT. Como já verificado na Figura 6, os termos $\partial_t k$ e T são praticamente nulos nesta estação.

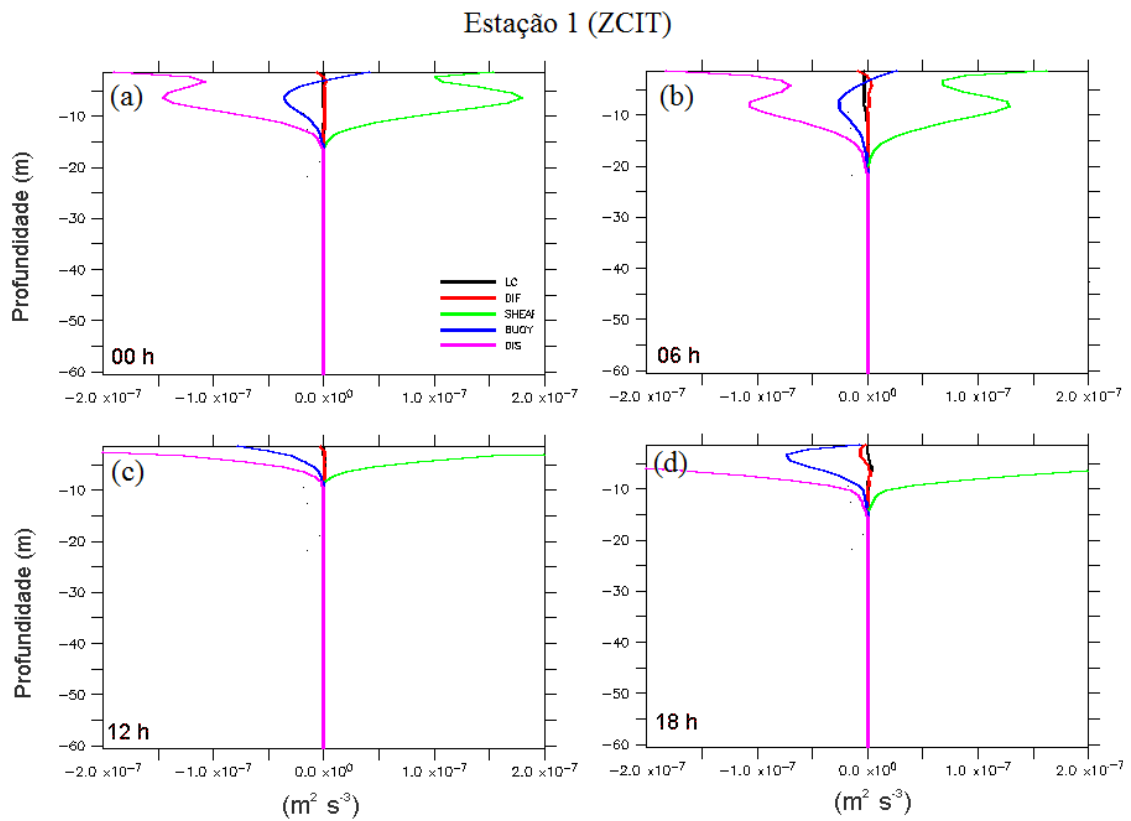


Figura 7: Evolução diurna dos termos da equação da ECT (Eq. 2) para a Estação 1: (a) 0 h; (b) 06 h; (c) 12 h; (d) 18h. Termos: produção mecânica (verde); produção/dissipação por empuxo (azul); variação local (preto); difusão vertical (vermelho) e taxa de dissipação (violeta) de ECT. Valores são médias horárias da estação.

Analogamente, só que para a Estação 2, a Figura 8 mostra a variação diurna dos termos da Eq. 8. Durante o dia a produção de ECT está restrita nos primeiros 15 m (Figura 8c) devido ao termo P . Às 18 h (Figura 8d) é possível observar a atuação dos termos P , B e T na produção de ECT na camada: P aumenta com a profundidade, indicando um aumento do cisalhamento na camada; o sinal de B é positivo bem próximo da superfície, quando tem início a perda de calor da superfície para a atmosfera no começo do período noturno e; a atuação do termo T na camada mais superficial, transportando ECT dos primeiros 10 m de profundidade, onde a produção de ECT é mais intensa, para a camada abaixo de 10 m, indicando assim aumento em profundidade da ECT na camada e aprofundamento da CM. O termo $\partial_t k$ aparece positivo entre 10 e 15 m de profundidade.

Estação 2

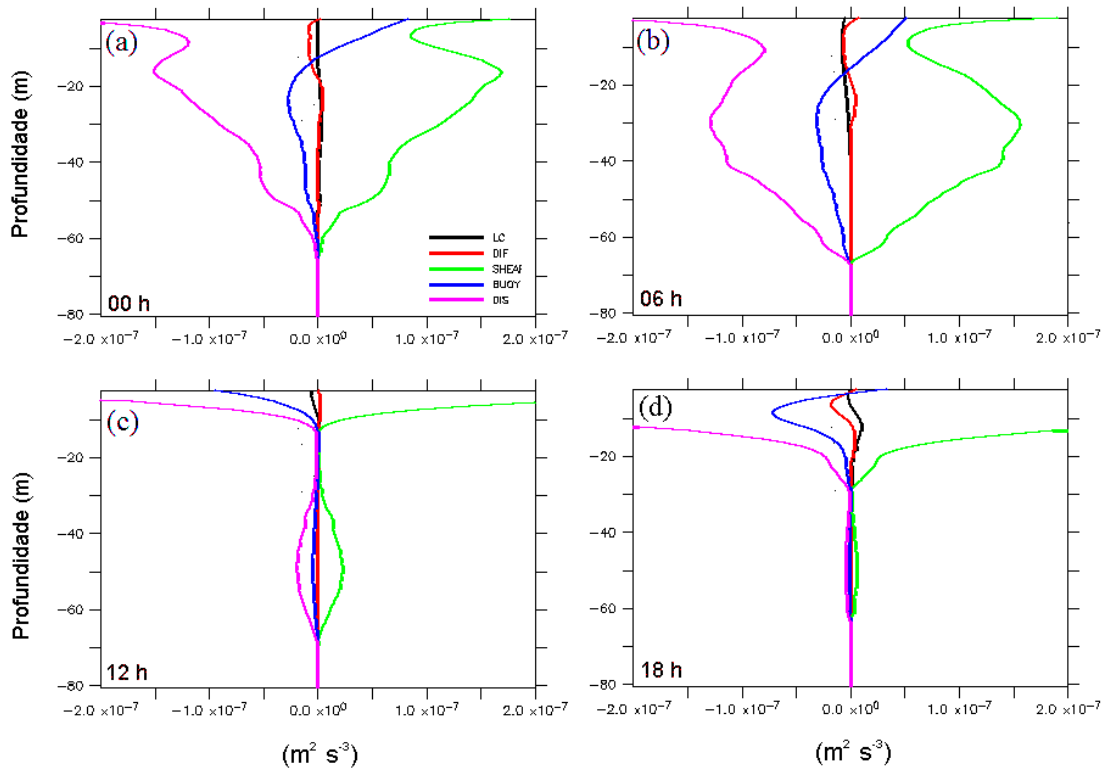


Figura 8: Evolução diurna dos termos da equação da ECT (Eq. 2) para a Estação 2: (a) 0 h; (b) 06 h; (c) 12 h; (d) 18h. Termos: produção mecânica; (azul) produção/dissipação por empuxo; (preto) variação local; (vermelho) difusão vertical; (verde); (violeta) taxa de dissipação de ECT. Valores são médias da estação.

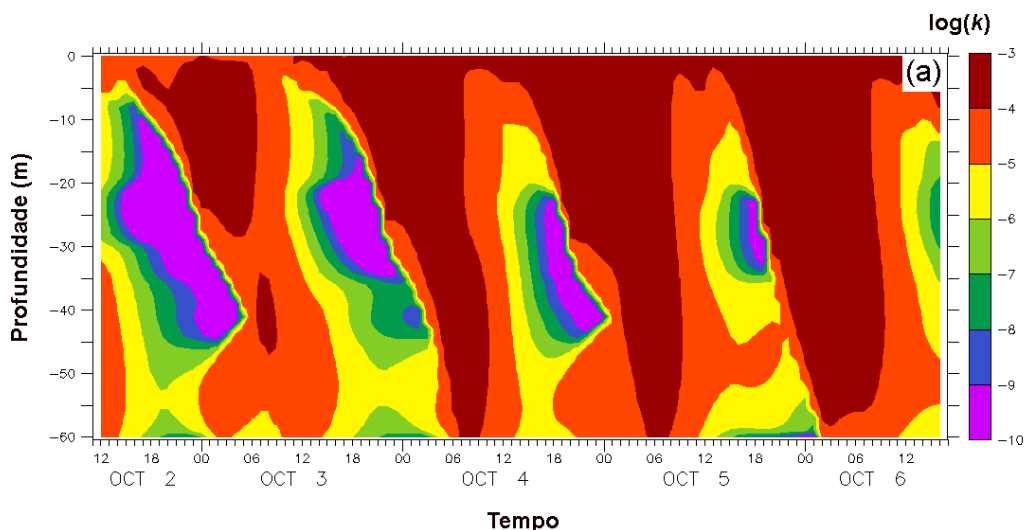
À 00 h, parte da produção de ECT se deve ao termo B nos primeiros 15 m, aproximadamente, onde o cisalhamento diminui, indicando a existência de uma camada convectiva. Logo abaixo, B age dissipando ECT e a produção desta é feita mecanicamente, apresentando um valor máximo de cisalhamento em torno de 15 m, diminuindo com a profundidade até os 60 m, onde a produção de ECT é nula. A difusão vertical de ECT nesse horário é observada transportando ECT dos primeiros 20 m de profundidade, onde o termo é negativo, para a camada logo abaixo, onde o termo aparece com sinal positivo. Nesse período, o termo $\partial_t k$ é bem próximo de zero, indicando uma situação de turbulência estacionária.

Às 06 h, logo nos primeiros momentos do período diurno, a produção de ECT por B chega até quase aos 20 m, porém, começa a diminuir na superfície devido ao início da incidência de radiação solar e re-estratificação da camada mais próxima da superfície. A produção devido ao termo P apresenta valores mais distribuídos verticalmente e uma diminuição na camada entre 5 e 20 m, indicando uma diminuição do cisalhamento na superfície e o transporte de momento para regiões mais profundas. O termo T atua nos primeiros 30 m de profundidade, levando ECT

dos primeiros 20 m para baixo. Com a diminuição da produção de ECT por P e B , $\partial_z k$ aparece negativo da superfície até ≈ 25 m, indicando uma diminuição da ECT na CM nesse horário.

Outro fato interessante mostrado na Figura 8c,d é a existência de uma região de produção mecânica de ECT entre 30 e 70 m de profundidade, separada da superfície, durante o período diurno. Estudos observacionais verificaram a existência de uma região de intenso cisalhamento acima do núcleo da SCE, a qual estaria relacionada com o aumento do termo P nessa profundidade (Gregg et al., 1985; Moum et al., 1985). De acordo com esses trabalhos, essa região de intenso cisalhamento em profundidade está relacionada com a geração de ECT abaixo da CM da mesma ordem de grandeza da CM noturna, a qual chega a 30 m em média. Gregg et al. (1985), utilizando séries extensas de medidas de perfil vertical de ϵ no Pacífico equatorial, verificaram que o escoamento acima do núcleo da SCE é marginalmente estável ($R_i \approx 0.25$). Gregg et al. (1985) especularam que, durante a noite, com a geração de turbulência intensa na CM logo acima, ocorre a geração de ondas de gravidade, que se propagam para profundidade maiores e, ao atingir a região marginalmente estável, geraria essa turbulência profunda turbulência.

A Figura 9 mostra o ciclo diurno médio de ECT e de ϵ para a Estação 2 em um período em que ocorrem as maiores variações diurnas da CM, no início de outubro (Figura 5b). A Figura 9a mostra que, durante a noite, a ECT apresenta a mesma ordem de grandeza da superfície até, aproximadamente, 60 m de profundidade. Durante o dia, apesar da existência de cisalhamento e produção térmica abaixo de 40 m de profundidade (Figura 8c,d), esse cisalhamento não é suficiente para vencer a estratificação estável causada pela radiação solar e gerar mistura turbulenta.



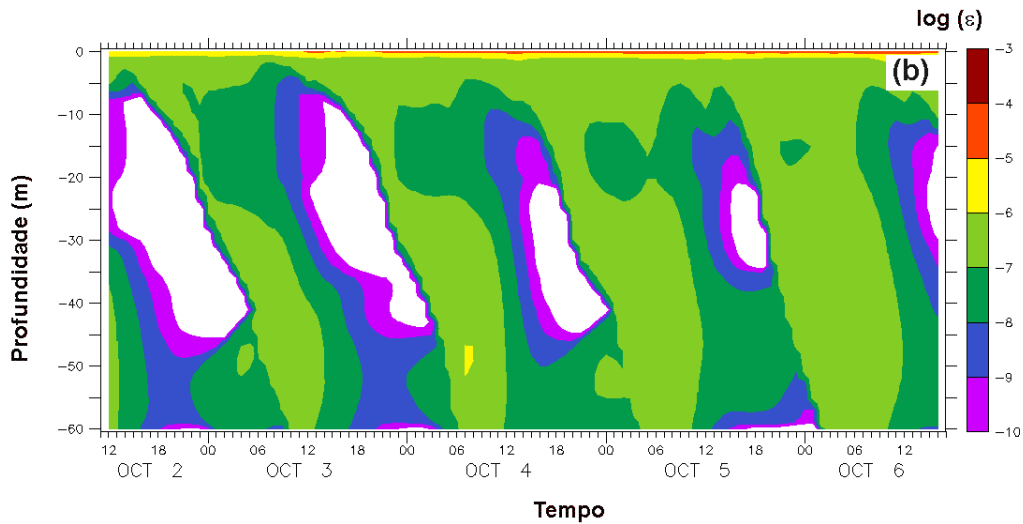


Figura 9: Ciclos diurnos de (a) $\log(k)$ e (b) $\log(\epsilon)$. Áreas em branco indicam valores fora da escala de cores.

Os resultados com o GOTM mostram que durante a noite, ϵ na camada entre 30 e 60 m de profundidade pode chegar à mesma ordem de grandeza que na camada acima de 30 m ($10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$), onde ocorre regime convectivo e a produção de ECT é intensa. Esse resultado é compatível com as observações de ϵ na camada superior oceânica no Oceano Pacífico equatorial (Moum and Candwell, 1985; Gregg et al., 1985) e com simulações da CM com o LES (Wang et al., 1996, 1998; Wang and Müller, 2002) como mostra a Figura 10.

Comparando com os resultados dos trabalhos realizados no Oceano Pacífico equatorial citados aqui, a h_{CM} estimada pelo critério da ECT acaba por superestimar a h_{CM} desses trabalhos, os quais costumam usar a diferença de densidade de $0,01 \text{ kg m}^{-3}$ da superfície para estimar h_{CM} e caracterizam a camada de turbulência profunda durante a noite como uma região de entranhamento da camada limite oceânica equatorial.

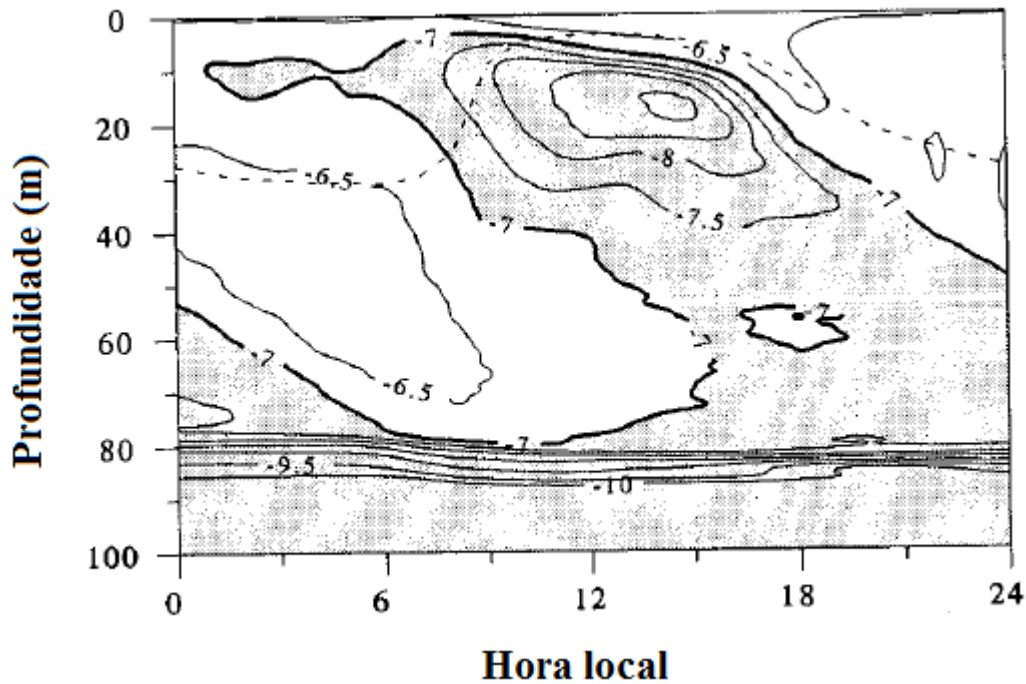


Figura 10: Simulação do ciclo diurno de $\text{Log}(\epsilon)$ da CM do Pacífico equatorial usando LES. Linha pontilhada mostra h_{CM} obtida usando como critério a variação de densidade de $0,01 \text{ kg m}^{-3}$ em relação ao valor da superfície. Adaptado de Wang et al. (1998).

3. Outras atividades

- Apresentação de trabalho na forma de poste no XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, em São Paulo: **STUDY OF THE EQUATORIAL ATLANTIC OCEANIC MIXING LAYER USING A ONE-DIMENSIONAL TURBULENCE MODEL.**
- Apresentação de dois trabalhos no IV Simpósio Brasileiro de Oceanografia, em São Paulo no IO-USP:
 - **DESCRIPTION OF A MODIFIED VERSION OF THE GOTM TO STUDY THE OCEANIC MIXING LAYER OVER THE EQUATORIAL ATLANTIC OCEAN (poster).**
 - **STUDY OF THE EQUATORIAL ATLANTIC OCEANIC MIXING LAYER USING AN ONE-DIMENSIONAL TURBULENCE MODEL (oral).**

Study of the equatorial Atlantic Oceanic mixing layer using a one-dimensional turbulence model. *Brazilian Journal of Oceanography* (submetido).

•

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Burchard, H., e K. Bolding: 2001. Comparative analysis of four *second-moment turbulence closure models* for the oceanic mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1943-1968.
- Burchard, H., Bolding, K. e Villarreal, M.: 1999. GOTM – a general ocean turbulence model. Theory, applications and test cases. Tech.Rep. EUR 18745 EN, European Commission.
- Canuto, V. M., A. Howard, Y. Cheng, e M. S. Dubovikov: 2001. Ocean turbulence. Part I: One point closure model, momentum and heat vertical diffusivities. *J. Phys. Oceanogr.*, **31 (6)**, 1413-1426.
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev e J. B. Edson: 2003. Bulk Parameterization of Air-Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm. *J. of Climate*, **16**, 571-591.
- Fofonoff, N.P. e R. C. Millard, 1983: Algorithms for the computation of fundamental properties of seawater. *Unesco technical papers in marine sciences*, **44**, 1-53.
- Gregg, M. C., H. Peters, J. C. Wesson, N. S. Oakey e T. J. Shay: 1985. Intensive measurements of turbulence and shear in the equatorial undercurrent. *Nature*, **318**, 140-144.
- Grodsky, S. A., J. A. Carton, C. Provost, J. Servain, J. A. Lorenzetti e M. J. McPhaden: 2005. Tropical instability waves at 0°, 23° W in the Atlantic: A case study using Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) mooring array data. *J. Geophys. Res.*, **110**, C08010, doi:10.1029/2005JC002941.
- Moum, J. N., D. R. Caldwell: 1985. Local influences on shear-flow turbulence in the Equatorial Ocean. *Nature*, **230**, 315-316.

- Wang, D., W. G. Large e J. C. McWilliams: 1996. Large-eddy simulation of the equatorial ocean boundary layer: Diurnal cycling, eddy viscosity, and horizontal rotation. *J. Geophys. Res.*, **101**, 3649-3662.
- Wang, D., J. C. McWilliams e W. G. Large: 1998. Large-eddy simulation of the diurnal cycle of deep equatorial turbulence. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 129-148.
- Wang, D. e P. Muller: 2002. Effects of equatorial undercurrent shear on upper-ocean mixing and internal waves. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 1041-1057.
- Weingartner, T. J. e R. H. Weisberg: 1991a. On the annual cycle of equatorial upwelling in the central Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 68-82.
- Weingartner, T. J. e R. H. Weisberg: 1991b. A description of the annual cycle in the sea surface temperature and upper ocean heat in the equatorial Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 82-96.
- Weisberg, T. J. e T. Y. Tang: 1987. Further studies on the response of the equatorial thermocline in the Atlantic Ocean to the seasonal varying trade winds. *J. Phys. Oceanogr.* **92**, 3709-3727.